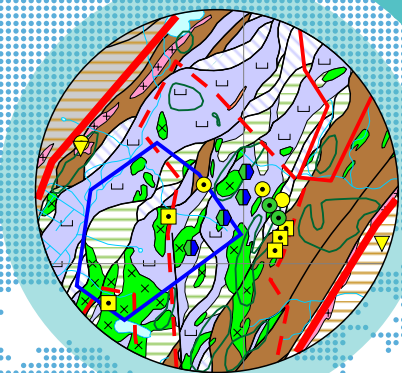


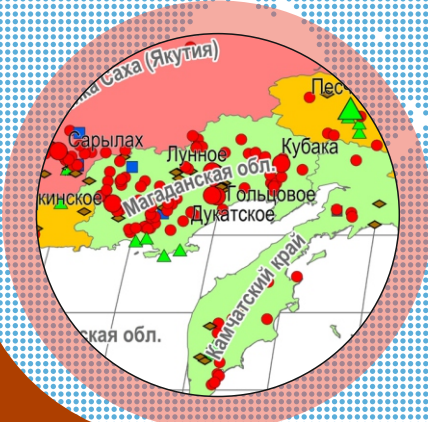
ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

Contents

MINERAGENY	
Andreev A.V., Girfanov M.M., Kulikov D.A., Migachev I.F., Minina O.V., Avilova O.V., Krasnoselskih A.A., Starostin I.A., Cheremisin A.A. Ore Districts with Porphyry Copper Mineralization – Prospective Mineral Base in the Southern Urals	3
Volkov A.V., Sidorov A. A., Galyamov A. L., Chizhova I. A. Issues of global metallogenic zonality of the Pacific ore belt: conclusions for predictive metallogenic studies in the East of Russia	18
Minina O.V., Migachev I.F. Porphyry Copper Provinces and Zones of the Southern Urals (Forecasting-Metallogenic Zoning)	26
METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS MINERAL DEPOSITS	
Aleksandrov V.V., Kucherevski P.G., Krivko T.N. Special aspects of wallrock metasomatic alteration and material composition of a new gold ore deposit in the Middle Urals	42
Konkin V.D., Donets A.I., Ruchkin G.V. Mineralogical-geochemical types and regional geological special characteristic of stratiform carbonate- hosted lead-zinc deposits	52
Ostapenko N.S., Neroda O.N. The age, genesis and prospects of gold mineralization of the Unya-Bohm gold zone of the Amur region	63
LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY	
Ershov V.V., Perstneva Yu.A. Lithochemical characterization of the mud breccia of the world's mud volcanoes	72
Sharafutdinova L.P. The issue of genetic interpretation of the granulometric analysis data of sandy rocks of the Bathonian Stage of the Western Aral field (the Uzbek part of the North Ustyurt depression)	84
DISCUSSION	
Baryshev A.N., Hachatryan G.K. Mineralogical-geochemical and geodynamic system approach to analysis of diamond-bearing and mineragenic division into district of platforms	90
MEMORABLE DATES	
To the 100 th anniversary of the birth of Peter Filippovich Ivankin	104



РУДНЫЕ РАЙОНЫ С МЕДНО-ПОРФИРОВЫМ
ОРУДЕНЕНИЕМ – ПЕРСПЕКТИВНАЯ
МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА МЕДИ
ЮЖНОГО УРАЛА



ВОПРОСЫ ГЛОБАЛЬНОЙ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

ISSN 0869-7175. ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. 2018. № 4

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 4 / 2018

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы: С.А.Аксенов
А.И.Иванов

Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.И.Черных (зам. главного редактора)

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, С.С.Вартанян,
А.И.Жамойда, А.А.Кременецкий, М.И.Логвинов,
Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев,
А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов

Содержание

МИНЕРАГЕНИЯ

Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А., Мигачёв И.Ф., Минина О.В., Авилова О.В., Красносельских А.А., Старостин И.А., Черемисин А.А.

Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала 3

Волков А.В., Сидоров А.А., Галямов А.Л., Чишова И.А.

Вопросы глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса: выводы для прогнозно-металлогенических исследований на Востоке России 18

Минина О.В., Мигачёв И.Ф.

Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование) 26

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Александров В.В., Кучеровский П.Г., Кривко Т.Н.

Особенности околорудных метасоматических изменений и вещественного состава нового потенциального золоторудного месторождения на Среднем Урале 42

Конкин В.Д., Донец А.И., Ручкин Г.В.

Минералого-геохимические типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах 52

Остапенко Н.С., Нерода О.Н.

О возрасте, генезисе и перспективах золоторудной минерализации Унья-Бомского золотоносного узла Приамурья 63

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Ершов В.В., Перстнева Ю.А.

Литохимическая характеристика сопочной брекчии грязевых вулканов мира 72

Шарафутдинова Л.П.

К вопросу генетической интерпретации данных гранулометрического анализа песчаных пород батского яруса месторождения Западный Арал (Узбекская часть Северо-Устьюртской впадины) 84

ДИСКУССИИ

Барышев А.Н., Хачатрян Г.К.

Минералого-геохимический и геодинамический системный подход к анализу алмазности и минерагеническому районированию платформ 90

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

К 100-летию со дня рождения Петра Филипповича Иванкина 104

Редакция: Т.М.Панеско, А.П.Фунтикова
Компьютерная верстка А.В.Кондратьев

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 17.07.2018

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology

Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГБУ ЦНИГРИ

Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала

А.В.АНДРЕЕВ, М.М.ГИРФАНОВ, Д.А.КУЛИКОВ, И.Ф.МИГАЧЁВ, О.В.МИНИНА, О.В.АВИЛОВА, А.А.КРАСНОСЕЛЬСКИХ, И.А.СТАРОСТИН, А.А.ЧЕРЕМИСИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

На основе разработанной в ЦНИГРИ методики прогноза медно-порфировых месторождений в рамках впервые проведённого специализированного прогнозно-металлогенического районирования территории Южного Урала на медно-порфировое оруденение в пределах медно-порфировых металлогенических зон известные и прогнозируемые медно-порфировые рудные районы оконтурены как площади распространения массивов плутонитов продуктивной формации в выступах и относительно поднятых блоках фундамента среднедевонско-раннекаменноугольных вулкано-плутонических поясов с учётом положения известных месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации медно-порфирового и сопряжённых с ним рудноформационных типов. В пределах рудных районов выделены потенциальные рудные поля, эквивалентные медно-порфировым рудно-магматическим системам и отмеченные ареалами развития рудоносных порфировых интрузивов, проявлений и точек минерализации меди и сопутствующих металлов, а также геохимическими аномалиями Cu, Mo и элементов-спутников (Zn, Pb, Ag, Au), аномалий вызванной поляризации и магнитного поля. На наиболее изученных площадях оконтурены поисковые участки, предположительно фиксирующие внутренние рудоносные зоны медно-порфировых рудно-магматических систем. Рудные районы и рудные поля ранжированы по степени перспективности на возможность обнаружения медно-порфировых месторождений.

Ключевые слова: медно-порфировые рудные районы и рудные поля, рудоносные плутоногенные формации, поисковые признаки медно-порфирового оруденения.

Андреев Антон Вадимович
Гирфанов Михаил Миргалимович
Куликов Данила Алексеевич
Мигачёв Игорь Фёдорович
Минина Ольга Васильевна
Авилова Ольга Владимировна
Красносельских Андрей Андреевич
Старостин Иван Александрович
Черемисин Алексей Аркадьевич



aandreev@tsnigri.ru
girfanov@tsnigri.ru
kulikov@tsnigri.ru
mifigor@tsnigri.ru
metalogeny@yandex.ru
avilova@tsnigri.ru
krasnoselskih@tsnigri.ru
starostin@tsnigri.ru
soteo@yandex.ru

Ore Districts with Porphyry Copper Mineralization – Prospective Mineral Base in the Southern Urals

A.V.ANDREEV, M.M.GIRFANOV, D.A.KULIKOV, I.F.MIGACHEV, O.V.MININA, O.V.AVILOVA, A.A.KRASNOSELSKIH, I.A.STAROSTIN, A.A.CHEREMISIN (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

Porphyry copper ore districts, as well as ore fields and prospecting sites, both previously known and newly forecasted, were outlined within the distinguished porphyry copper metallogenic zones as part of the first implemented program of specialized metallogenic zoning of the whole Southern Urals territory for porphyry copper type mineralization. This metallogenic zoning was based on a forecasting methodology developed in TsNIGRI. The porphyry copper ore districts are outlined as distribution areas of intrusive massifs of the productive plutonic association confined to the uplifted blocks of the mid-Devonian–early Carboniferous volcanic-plutonic belts basement. Such zoning also takes into account the location of known ore deposits, prospects and manifestations associated with porphyry copper and its related ore formational types. Potential ore fields distinguished within the ore districts correspond to porphyry copper ore-magmatic systems and are marked by clusters of ore-bearing porphyry intrusions; groups of mineral occurrences and manifestations of copper and related metals; geochemical anomalies of Cu, Mo, and their accompanying elements (Zn, Pb, Ag, Au); and geophysical IP and magnetic anomalies. Prospecting sites were only

delineated for well studied areas. These prospecting sites presumably correspond to ore-bearing inner zones of the porphyry copper ore-magmatic systems. The ore districts and ore fields are ranked according to their potential for porphyry copper deposits discovery.

Key words: porphyry copper ore districts and fields, ore-bearing plutonic associations, porphyry copper ore mineralization indicators.

В 2014–2017 гг. ФГУП ЦНИГРИ выполнен комплекс прогнозно-металлогенических и поисково-ревизионных работ по оценке перспектив выявления месторождений медно-порфирового типа на Южном Урале. Возможность обнаружения там подобных месторождений обсуждалась в работах Б.Д.Магадеева (1970, 1975), И.Б.Федоровой (1971), В.И.Воробьева (1971), И.Г.Павловой (1978), С.Т.Агеевой, А.Г.Волчкова, О.В.Мининой (1982, 1984), Л.Н.Ромашовой (1984), А.И.Грабежева и Е.А.Белгородского (1986, 1991, 1992), Е.С.Кондаря (1997, 2013), А.И.Кривцова (1999), А.И.Грабежева (2011, 2012) и др. К настоящему времени в регионе выявлено, разведано и подготовлено к эксплуатации два месторождения этого типа – Михеевское и Томинское с запасами промышленных категорий около 1,5 и 2 млн. т меди, соответственно, при среднем содержании меди около 0,45%, молибдена – 0,004–0,005%, золота – 0,08–0,18 г/т. На базе Михеевского месторождения в 2010 г. ОАО «Русская медная компания» создан горно-обогатительный комбинат, где начались добыча руды карьером и производство медного концентрата на обогатительной фабрике. На Томинском месторождении проводятся горно-подготовительные работы, на проявлениях Биргильдинское, Западное и Тарутинское – оценка их как потенциальных месторождений. Вместе с тем большинство медно-порфировых проявлений, выявленных и в разной степени изученных в 1960–1980-х годах, ещё не получило современной геологической и геолого-экономической оценки.

В результате проведённого в ЦНИГРИ специализированного прогнозно-металлогенического районирования территории Южного Урала на медно-порфировое оруденение построены прогнозно-металлогенические карты с выделением и оконтуриванием рудно-металлогенических таксонов разного ранга – от металлогенических провинций до рудных полей. Медно-порфировые металлогенические провинции (Тагильско-Магнитогорская и Восточно-Уральская), основу которых составляют палеозойские вулканоплутонические пояса (ВПП), а также оконтуренные в их пределах медно-порфировые металлогенические зоны (МЗ) как ареалы развития продуктивных вулканоплутонических ассоциаций и формаций рассмотрены в статье О.В.Мининой и И.Ф.Мигачёва в настоящем сборнике. Специализированное средне- и крупномасштабное (1:200 000–1:50 000) металлогеническое районирование с использованием комплектов карт ГГК-200 (новая серия), данных поисковых, оценочных и разведочных работ на площа-

дях с прогнозируемым и известным медно-порфировым оруденением позволило выделить и оконтурить в МЗ потенциальные медно-порфировые рудные районы (РР), рудные поля, а в отдельных случаях – поисковые участки (О.В.Минина, И.Ф.Мигачёв, 2018, рис. 4).

На основе базовых методических разработок ЦНИГРИ [7,8] медно-порфировые рудные районы (известные и прогнозируемые) оконтурены как площади распространения массивов плутонов продуктивной формации в выступах и относительно поднятых блоках фундамента ВПП, наиболее благоприятных для становления медно-порфировых рудно-магматических систем (РМС). Границами РР служат блокоразделяющие разломы субмеридионального (уральского) и поперечного направлений; их площади варьируют от 170 до 650 км², что отвечает типовым параметрическим характеристикам [12]. При оконтуривании РР учитывалось положение известных месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации медно-порфирового и сопряжённых с ним рудноформационных типов, таких как медно-железо-скарновый, золото-сульфидно-кварцевый и другие [5]. Принималось во внимание наличие геохимических аномальных зон – литохимических ореолов Cu и элементов-спутников, геофизических аномалий и других признаков. Во всех вариантах детальных прогнозных построений в качестве поисковых критериев и признаков использованы элементы строения медно-порфировых РМС. Потенциальные рудные поля, эквивалентные таким системам [9], выделялись как ареалы развития рудоносных порфировых интрузивов, завершающих становление продуктивных плутогенных формаций, с учётом распределения по площади проявлений и точек минерализации меди и сопутствующих металлов, а также геохимических аномалий Cu, Mo и элементов-спутников (Zn, Pb, Ag, Au), аномалий вызванной поляризации (ВП) и магнитного поля. На наиболее изученных площадях оконтурены поисковые участки, предположительно фиксирующие внутренние рудоносные зоны медно-порфировых РМС.

В Тагильско-Магнитогорской металлогенической провинции потенциальные медно-порфировые рудные районы (ПРР) выделены в Северо-Ирендыкской, Верхнеуральской и Домбаровско-Ащевутакской МЗ.

В *Северо-Ирендыкской МЗ* они оконтурены по границам ареалов распространения интрузивов рудоносного салаватского комплекса габбро-диорит-плагиогранитовой формации D₂, прорывающих как вулканиды комагматичной базальт-андезитобазальтовой формации

Ирендыкского ВПП, так и породы его основания – пара- и ортосланцы ордовика и силура, базальтоиды, габбриды, ультрабазиты и серпентиниты. Районы характеризуются сложной блоковой внутренней структурой за счёт развития систем диагональных разрывных нарушений северо-восточной и северо-западной ориентировки и субмеридиональных тектонических швов глубокого заложения (зона Главного Уральского разлома и др.). В Северо-Ирендыкской МЗ с севера на юг оконтурено четыре ПРР: Круглогорский, Вознесенский, Узункулевский, Салаватский. Наиболее перспективными на промышленное медно-порфировое оруденение являются Салаватский и Вознесенский районы.

Основным объектом **Салаватского ПРР** площадью 170 км² является одноимённое медно-порфировое рудопроявление – потенциальное месторождение, тяготеющее к западной фланговой зоне Ирендыкского ВПП. Окружающее его потенциальное рудное поле (ПРП) отвечает ареалу развития нескольких тел диорит-порфиров салаватского комплекса, прорывающих базальт-андезиобазальтовые вулканы пояса и сливающихся на глубине в единый массив размером 2×1 км. По данным работ [6, 10], крутопадающая минерализованная зона, сложенная вкрапленными халькопирит-пиритовыми рудами в пропилитах и серицит-хлорит-кварц-альбитовых метасоматитах, конформна рудоносному интрузиву и локализована в его центральной части. Среднее содержание меди, в зависимости от бортового, составляет 0,4–1%, молибдена – 0,0008–0,001%, золота – до 0,2 г/т. По материалам предшествующих геологоразведочных работ (ГРР) в ФГУП ЦНИГРИ были переоценены и апробированы прогнозные ресурсы меди кат. P₁ Салаватского месторождения, составившие 990 тыс. т меди при C_{ср} 0,48%. Данное месторождение было рекомендовано к лицензированию. Геолого-экономическая оценка этого объекта по укрупнённым показателям свидетельствует об экономической целесообразности его разработки.

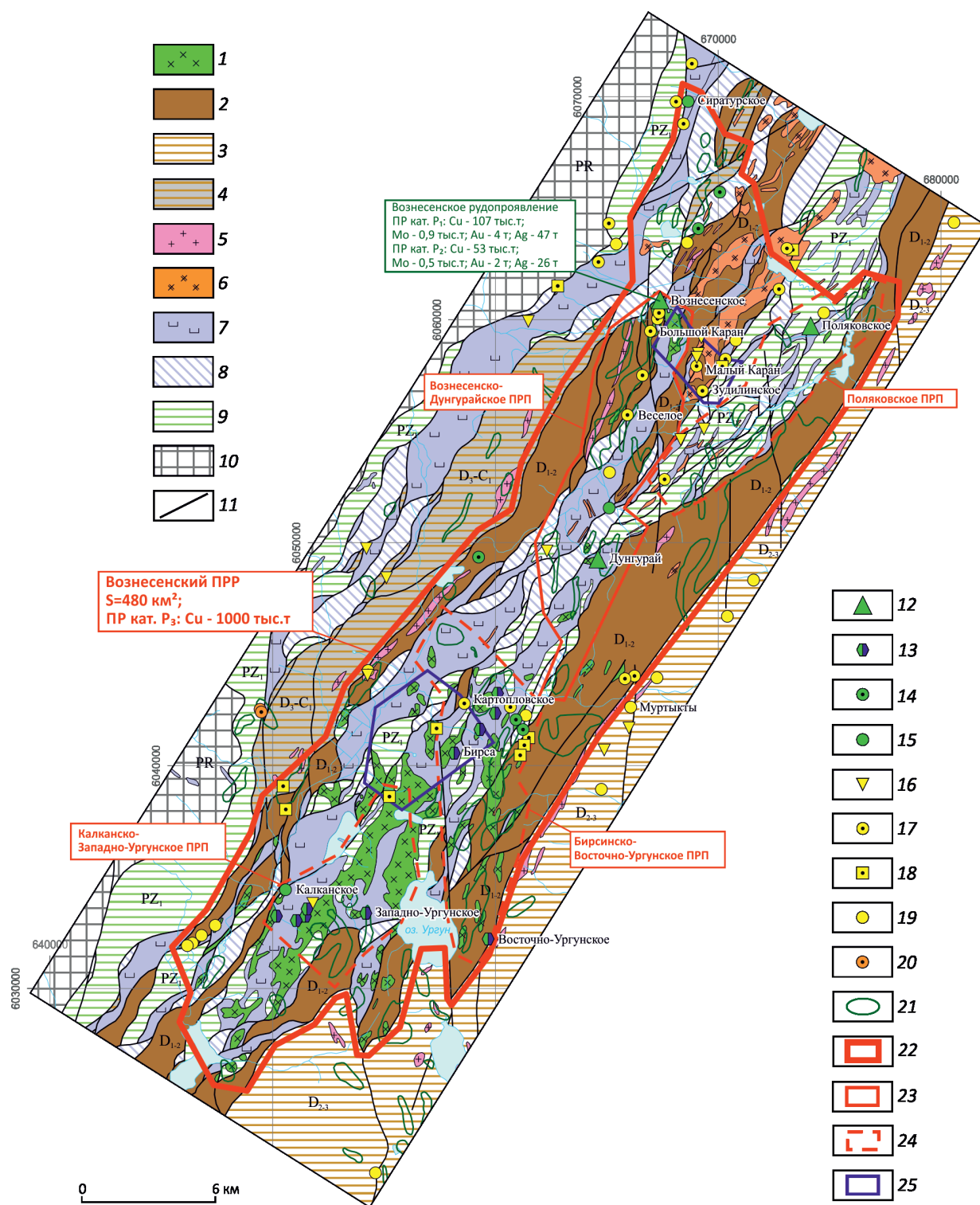
За пределами Салаватского ПРП известно несколько слабо изученных мелких проявлений медной минерализации (Искаковское, Бурунгуловское, Сейткуловское, Абдулгазинское), приуроченных к дайкам диоритов, плагиогранитов, фельзитов, в ряде случаев с небольшими метасоматическими ореолами, характерными для медно-порфировых объектов. Слабая проявленность поисковых признаков медно-порфирового оруденения за пределами ПРП не позволяет достоверно оценить ресурсный потенциал Салаватского ПРР в целом.

Вознесенский ПРР площадью 480 км² выделяется на западном фланге Северо-Ирендыкской МЗ, представляющем собой крупный выступ фундамента в западной перивулканической зоне Ирендыкского ВПП (рис. 1). Основным структурным элементом этого района является магматогенное поднятие, сложенное породами силурийского известково-кремнисто-диабазового комплекса с телами пироксенитов и серпентинитов,

трассирующими вместе с вулканитами зону Главного Уральского разлома. Поднятие характеризуется длительным унаследованным развитием и вмещает интрузивы продуктивной габбро-диорит-плагиогранитовой (салаватский комплекс) (D₂) и габбро-гранодиорит-сиенитовой (C₁₋₂) формаций.

В пределах этого района известно Вознесенское медно-порфировое рудопроявление, на котором неоднократно проводились ГРР, и многочисленные, слабо изученные проявления меди, золота, полиметаллов; широко проявлены вторичные ореолы рассеяния Cu и Mo. Вознесенское рудопроявление, изучавшееся в разные годы В.Б.Шишаковым [14] и А.И.Грабежеевым [3] с соавторами, приурочено к восточному флангу одноимённого диорит-плагиогранитового массива рудоносного салаватского комплекса. Прожилково-вкрапленная халькопирит-пиритовая (с борнитом и молибденитом) минерализация в метасоматитах альбит-хлорит-серицит-кварцевого состава образует рудную зону (600 × 150–200 м по бортовому содержанию меди 0,2%) близ меридионального простирания, конформную телу и дайкам плагиогранитов и протягивающуюся вдоль них. До начала XIX в. на рудопроявлении проводилась добыча окисленных руд до глубины 30 м. В 1950-х и 1980-х годах оно было опробовано и предварительно оценено бурением до глубины более 200 м. По результатам выполненной в ФГУП ЦНИГРИ переоценки Вознесенского рудопроявления апробированы следующие прогнозные ресурсы (ПР) категорий: P₁ – меди 107 тыс. т (ср. сод. 0,46%), золота 4 т (0,17 г/т), серебра 47 т (2 г/т), молибдена 0,9 тыс. т (0,004%); P₂ – меди 53 тыс. т (ср. сод. 0,41%), золота 2 т (0,17 г/т), серебра 26 т (2 г/т), молибдена 0,5 тыс. т (0,004%). Геолого-экономическая оценка по укрупнённым показателям может свидетельствовать о рентабельности его освоения открытым способом. Расположение в сфере влияния Учалинского горно-обогатительного комбината позволяет рассматривать этот объект как дополнение к перерабатываемым комбинатом медно-цинково-колчеданным рудам.

По совокупности поисковых признаков на площади Вознесенского ПРР выделены четыре потенциально рудных поля: Вознесенско-Дунграйское (с Вознесенским и Дунграйским медно-порфировыми и Весёлым полисульфидным рудопроявлениями), Поляковское (с Поляковским медно-порфировым и Таракановским полисульфидным проявлениями), Бирсинско-Восточно-Ургунское (с Баталинским и Восточно-Ургунским скарновыми, Картаполовским и Красная жила полисульфидными проявлениями), Калканско-Западно-Ургунское (с Западно-Ургунским и Южно-Калкановским скарновыми проявлениями). Все они содержат комплексные геохимические ореолы с содержанием меди более 10×10⁻³ %. Незначительные размеры тел продуктивного салаватского комплекса, а также сочетание проявлений медно-порфирового и золото-полисульфидно-кварцевого типов указывают на небольшой уровень



эрозионного среза ПРР. Наличие проявлений, свойственных медно-порфировым рудно-магматическим системам, позволяет прогнозировать и оценивать ПР меди Вознесенского ПРР по кат. Р₃ в количестве 1000 тыс. т при прогнозируемом содержании 0,44%. Таким образом, в пределах Вознесенского ПРР можно прогнозировать выявление одного-двух объектов, сопос-

тавимых по параметрам с потенциальными медно-порфировыми месторождениями других районов Южного Урала. Вознесенский ПРР является наиболее перспективным на выявление месторождений медно-порфирового типа в Тагильско-Магнитогорской провинции.

Узункулевский ПРР площадью 640 км² менее изучен в отношении медно-порфирового оруденения,

Рис. 1. Вознесенский прогнозируемый медно-порфировый рудный район:

1–2 – рудоносная вулканоплутоническая ассоциация (ВПА) Ирендыкского ВПП: 1 – габбро-диорит-плагиогранитовая формация (салаватский комплекс, D_2), продуктивная на медно-порфировое и золотое оруденение, 2 – базальт-андезиобазальтовая формация (ирендыкская свита, D_{1-2}), рудовмещающая для медно-порфирового и золотого оруденения; 3–6 – образования, перекрывающие и прорывающие рудоносную ВПА: 3 – вулканы колчеданосной базальтриолитовой (D_{2-3}) и базальт-андезиобазальтовой (D_3) формаций (нерасчленённые), рудовмещающие для более позднего медно-цинково-колчеданного и золотого оруденения, 4 – отложения граувакковой формации (зилаирская свита, D_3-C_1) в наложенных прогибах, 5 – худолазовский габбро-плагиогранитовый комплекс (C_1), 6 – балбукский монцодиорит-сиенит-лейкогранитовый комплекс (C_{1-2}), продуктивный на золотое оруденение; 7–10 – комплексы субстрата и рамы Ирендыкского ВПП: 7–8 – габбро-ультрамафитовый (O_{1-2}): 7 – габброиды и ультрамафиты, 8 – серпентинитовый меланж с фрагментами PZ_1 толщ, 9 – ордовикско-силурийские вулканогенно-терригенно-сланцевые, нерасчленённые, 10 – докембрийские метаморфические; 11 – дизъюнктивные тектонические нарушения; 12–21 – поисковые признаки медно-порфирового оруденения: 12–20 – проявления минерализации, свойственной медно-порфировым рудно-магматическим системам (РМС): 12 – медно-порфирового типа, 13–20 – сопутствующих типов: 13 – медно-железо-скарновое, 14 – медно-золото-сульфидно-кварцевое, 15 – медного неясной рудно-формационной принадлежности, 16 – золото-сульфидное, 17 – золото-сульфидно-кварцевое, 18 – золото-кварцевое жильного, 19 – золота неясной рудно-формационной принадлежности, 20 – золото-серебро-сульфидно-кварцевое жильного; 21 – комплексные геохимические ореолы с содержанием меди более $10 \cdot 10^{-3} \%$; 22–24 – медно-порфировые металлогенические таксоны: 22 – Вознесенский прогнозируемый рудный район (ПРР), 23–24 – потенциальные рудные поля (ПРП): 23 – с высокими перспективами на выявление промышленного медно-порфирового оруденения: Вознесенско-Дунграйское ПРП (первой очереди), 24 – перспективные (второй очереди): Поляковское ПРП, Калканско-Западно-Ургунское ПРП, Бирсинско-Восточно-Ургунское ПРП; 25 – площади действующих лицензий (золото коренное и россыпное)

однако и здесь проведёнными геологоразведочными работами выявлен ряд проявлений этого типа, и по совокупности геолого-поисковых признаков выделены Ильтибановское, Кутуевское и Узункулевское ПРП с одноимёнными медно-порфировыми проявлениями, а также Казаккуловское и Аслаевское ПРП с меднорудными проявлениями неясной рудноформационной принадлежности. С учётом степени проявленности поисковых признаков наиболее перспективными на выявление промышленного медно-порфирового оруденения являются Кутуевское, Узункулевское и северная часть Казаккуловского ПРП. Здесь предшествующими геолого-съёмочными и поисковыми работами закартированы интрузивы рудоносного салаватского комплекса, установлены сближенные ареалы комплексных Cu-содержащих литохимических аномалий, выявлены рудопоявления (Кутуевское и Узункулевское) и точки минерализации, предположительно относящиеся к медно-порфировому и сопряжённым с ним типам оруденения. Учитывая слабую изученность, для Узункулевского района оценены ПР меди кат. P_3 – 800 тыс. т при прогнозируемом содержании 0,44%.

Круглогорский ПРР площадью 260 км² расположен в северном замыкании Северо-Ирендыкской МЗ. Здесь известно около сотни проявлений меди и золота, большинство из которых отрабатывалось с поверхности в XIX–начале XX вв. Значительная их часть ассоциирует с андезибазальт-диоритовой ВПА Ирендыкского пояса. Среди них – наиболее значительное в районе золото-железо-скарновое Круглогорское месторождение (запасы золота 39 т), меднорудное Медногорское проявление, а также многочисленные мелкие золото-рудные месторождения и проявления (Колюшинское, Кощеевское, Васянинское), сопряжённые с небольшими интрузивами и полями даек продуктивного

салаватского комплекса. Переоценённые прогнозные ресурсы Медногорского проявления по кат. P_1 составили Cu 18,3 тыс. т и Au 3,6 т. Геолого-экономическая оценка этого объекта по укрупнённым показателям определила его нулевую рентабельность для отработки, однако несколько сближенных объектов такого типа и масштаба могут представлять экономический интерес.

Ассоциация большинства известных в Круглогорском ПРР золотых и медных проявлений с интрузивами продуктивного на медно-порфировое оруденение салаватского комплекса позволяет предполагать их принадлежность верхним или фланговым частям медно-порфировых РМС [5]. С учётом этого Круглогорский район отнесён к ПРР с неясной перспективностью, в котором оценка возможности выявления промышленных медно-порфировых объектов требует его целенаправленного доизучения.

Медно-порфировый **Верхнеуральский ПРР** площадью 183 км² выделяется на северном фланге *Верхнеуральской МЗ*, в относительно поднятом блоке фундамента, вмещающем массивы плутонитов одноимённого ВПП. Основным объектом является Верхнеуральское медно-порфировое рудопоявление с авторскими прогнозными ресурсами меди 220 тыс. т, изучавшееся в разные годы А.Т.Гаевым, О.В.Мининой, Д.Н.Салиховым, В.М.Мосейчуком и др. Медно-порфировое оруденение локализовано в Верхнеуральском массиве одноимённого рудоносного комплекса габбродиорит-монцонит-сиенитовой формации (D_3), прорывающем комагматичные вулканы андезибазальтовой формации и колчеданосные толщи фундамента пояса (D_2). Прожилково-вкрапленная молибденово-медная минерализация приурочена к телам порфировидных кварцевых монцодиоритов второй фазы верхнеуральского комплекса, которые участками превращены в

калишпат-карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты со штокверком карбонат-кварц-сульфидных прожилков. Под зоной окисления и вторичного сульфидного обогащения с глубины 94 м скважинами вскрыты первичные молибденит-халькопирит-пиритовые руды с содержанием Cu не более 1%, Mo – 0,005%. В породах рамы интрузива локализованы сопряжённое золото-кварцевое и золото-полисульфидное оруденение (Верхнеуральское месторождение) и комплексные литохимические ореолы Ag, Au, Cu, фиксирующие внешнюю зону медно-порфировой РМС. В обрамлении Северокассельского интрузива также размещены золоторудные поля с ореолами Mo и Cu.

Несмотря на небольшой объём медно-порфировой минерализации и низкое содержание меди, присутствие на площади неизученных тел рудоносной второй фазы кварцевых монцодиоритов верхнеуральского комплекса и золото-полисульфидно-кварцевых проявлений, характерных для периферии медно-порфировых РМС, Верхнеуральский ПРП отнесён к числу площадей с неясной перспективностью в отношении медно-порфирового оруденения, требующих более детального специализированного доизучения.

В *Домбаровско-Ащевуатской МЗ*, охватывающей крупный выступ фундамента на южных флангах Гумбейского D_{2-3} и Централно-Магнитогорского C_1 ВПП, выделены медно-порфировые *Кусемский* (250 км²) и *Ансукпайский* (415 км²) ПРП. Медно-порфировые рудопроявления Кусемское, Ансукпайское, Северо-Карасусское, Мусогатское, Джаилганское, Малдыгуслайское и др. приурочены к массивам краснинского (D_3) и куйбасовского (C_1) габбро-диорит-гранитовых комплексов, включающих разности пород монцитонитоидного ряда. Основным элементом строения наиболее изученного Кусемского ПРП является Шиликтинский интрузив куйбасовского комплекса, составляющий основу комплексной РМС. С его северным выходом сопряжено Кусемское молибден-медно-порфировое проявление, представленное брекчиевидными кварцитами с вкрапленностью, мелкими гнездами и прожилками пирита, халькопирита и молибденита с максимальным содержанием Mo 0,126%, Au 0,1 г/т, Ag 0,2–5 г/т. В юго-западной и южной экзоконтактных зонах Шиликтинского интрузива известно несколько медно-порфировых проявлений (Северо-Кусемское, Шиликтинское, Ириклинское, Суундукская балка) в вулканитах Гумбейского ВПП, а в северо-восточной приконтактной зоне развиты эпидот-гранат-пироксен-магнетитовые скарны с Cu и Mo. В западном экзоконтакте массива локализованы также мелкие золото-кварцевые месторождения (Кусемское, Шиликтинское) и рудопроявления, выработанные в основном до уровня грунтовых вод и не дающие информации о более глубоких горизонтах РМС.

Медно-порфировые рудопроявления обоих ПРП крайне слабо изучены, промышленно значимых содержаний меди не выявлено. Вместе с тем присутствие

многочисленных проявлений минерализации, свойственной разным частям медно-порфировых РМС, указывает на возможные перспективы обнаружения здесь промышленного медно-порфирового оруденения. Тем не менее объёмы проведённых ранее металлотрических исследований и бурения недостаточны для однозначной оценки этих перспектив. С учётом всех данных Кусемский и Ансукпайский ПРП отнесены авторами к числу медно-порфировых районов с неясными перспективами, требующих специализированного доизучения.

В Восточно-Уральской металлогенической провинции известные и потенциальные медно-порфировые рудные районы оконтурены в металлогенических зонах Увельско-Еленовского (Тахталимский, Биргильдинско-Томинский, Зеленодольский, Кособродский и Еленовский), Катенинского (Тарутинский и Новониколаевский) и Алтынайского ВПП.

В наиболее перспективной *Увельской МЗ* Увельско-Еленовского пояса в качестве продуктивного на медно-порфировое оруденение выступает биргильдинско-томинский диоритовый комплекс (D_3-C_1), представляющий плутониты ранней березняковской ВПА. Диориты и кварцевые диориты слагают мелкие штоки и дайки среди ранне-среднепалеозойских островодужных базальтоидных комплексов фундамента пояса либо коагматичных андезитовидных вулканогенных толщ. Ареалы распространения интрузивов рудоносного комплекса являются основой для оконтуривания известных (Биргильдинско-Томинского) и прогнозируемых (Зеленодольского и Кособродского) медно-порфировых рудных районов.

Биргильдинско-Томинский рудный район (РР) площадью 525 км² расположен в 20–30 км юго-западнее г. Челябинск. Его контуры определяет ареал развития вулканитов и плутонитов рудоносной березняковской ВПА (D_3-C_1). В южной части РР выделено Томинско-Березняковское рудное поле, где в интрузивах диоритов-кварцевых диоритов биргильдинско-томинского комплекса локализовано золото-медно-порфировое Томинское месторождение с общими запасами Cu 1731 тыс. т и Au около 23 т, его участок Калиновский (Cu 250 тыс. т) и мелкое Биргильдинское месторождение. На Томинском месторождении первичные руды сложены пиритом, халькопиритом, халькозином, молибденитом, присутствуют также руды окисленные и вторичного сульфидного обогащения. Средние содержания составляют: Cu 0,41–0,64%, Mo 0,001–0,003%, Au 0,1–0,2 г/т, серебра 0,75–1,0 г/т. В экструзивно-субвулканическом массиве кварцевых диоритов-андезитов локализован золото-сульфидный штокверк эксплуатирующегося Березняковского золото-порфирового месторождения (золота около 105 т), который вместе с медно-порфировыми рудами образует Томинско-Березняковскую РМС [4]. Все месторождения и более мелкие объекты этого ПРП находятся в распределённом фонде недр; площадь действующих лицензий составляет 100 км².

На свободной от лицензий части Биргильдинско-Томинского РР (420 км²), относящейся к нераспределённому фонду недр, по совокупности геолого-поисковых признаков выделены Восточно-Томинское и Биксизакское ПРП, соответствующие локальным медно-порфировым РМС. В их пределах известны недостаточные изученные медно-порфировые (Мичуринское, Тугундинский рудник), медно-золото-полисульфидно-кварцевые, медно-железо-скарновые, медно-полиметаллические (Биксизакское), золото-сульфидно-кварцевые (Южно-Челябинское) и свинцово-цинковые (Восточное) проявления, некоторые из которых могут принадлежать фланговым или надрудным частями медно-порфировых объектов, что позволяет прогнозировать и оценивать ПР по категории P_3 . Для Биргильдинско-Томинского РР (за пределами лицензионных площадей) оценённые ПР меди кат. P_3 составили 600 тыс. т при прогнозируемом содержании меди 0,42%. Таким образом, в этой части рудного района можно рассчитывать на выявление двух небольших медно-порфировых объектов около 300 тыс. т меди каждый, сопоставимых по параметрам с Биргильдинским месторождением.

Зеленодольский ПРП площадью 415 км² выделен в средней части Увельской МЗ, где охватывает одноимённый ареал развития интрузивов рудоносного биргильдинско-томинского комплекса (рис. 2). Здесь выявлено Зеленодольское медно-порфировое рудопроявление, известно большое количество слабо изученных проявлений меди, золота, полиметаллов, широко проявлены вторичные ореолы рассеяния Cu и Mo. По совокупности геолого-поисковых признаков на площади Зеленодольского ПРП выделены Зеленодольское, Кичигинское, Кабанское и Поляновское ПРП.

Основным объектом Зеленодольского ПРП является одноимённое медно-порфировое рудопроявление с завершённой стадией оценочных работ. Кроме того, на этой площади выявлено несколько проявлений и пунктов минерализации меди и золота (в т.ч. порфирового типа). Зеленодольское рудопроявление площадью 4 км², располагающееся в центральной части рудного поля, представлено штокверками прожилково-вкрапленных медных руд в эндо- и экзоконтактовых частях двух сближенных выступов массива кварцевых диорит-порфиров биргильдинско-томинского комплекса. Раму рудоносного интрузива составляют породы базальт-андезитовой толщи (D_3), которые вместе с ним на западном фланге рудного поля подверглись метаморфическому воздействию Коелгинского массива плагиогранитов (C_1). Субмеридиональная минерализованная зона протяжённостью 2800 м охватывает оба интрузивных выступа и провис пород кровли между ними длиной 500–750 м.

Оценка ПР категории P_1 Зеленодольского рудопроявления дала следующие результаты: руды 140 млн. т, Cu 595 тыс. т (ср. сод. 0,42%); попутных компонентов – Mo 7 тыс. т (ср. сод. 0,006%), Au 27 т (сод. 0,21 г/т), Ag 213 т (сод. 1,67 г/т). Объект рекомендован к лицензированию.

Имеется возможность увеличения ПР за счёт слабо изученных флангов рудоносной зоны. Укрупнённая геолого-экономическая оценка эффективности освоения ресурсов Зеленодольского рудопроявления с учётом современных экономических условий показала, что его эксплуатация открытым способом характеризуется положительными экономическими показателями и наиболее эффективна при бортовом содержании меди 0,2%.

Достаточно высокими перспективами на обнаружение промышленного медно-порфирового оруденения обладают и другие рудные поля: Кабанское ПРП с Северо-Летягинским медно-порфировым, Кабанским медно-полисульфидно-кварцевым и более мелкими медными и золото-сульфидно-кварцевыми проявлениями, а также Поляновское ПРП с Сосновским медно-молибден-порфировым, Константиновским молибден-порфировым рудопроявлениями, Северо-Поляновским и Чернореченским рудопроявлениями прожилково-вкрапленных медно-цинковых руд. С учётом этих данных проведена оценка ПР меди кат. P_3 Зеленодольского ПРП, которые составили 1000 тыс. т при прогнозируемом содержании меди 0,42%. Таким образом, в Зеленодольском ПРП на площадях Кабанского и Поляновского ПРП можно рассчитывать на выявление по крайней мере двух медно-порфировых объектов, сопоставимых по параметрам с оценённым Зеленодольским рудопроявлением.

Кособродский ПРП площадью 650 км² околонтрен в южной части Увельской МЗ с учётом распространения интрузивов рудоносного биргильдинско-томинского комплекса в выступе фундамента в одноимённом ареале березняковской ВПА. С массивами этого комплекса сопряжены слабо изученные Урманское и Исковское медно-порфировые рудопроявления, на которых в разные годы проводились поисковые работы единичными скважинами. Другие проявления прожилково-вкрапленных (цинково)-золото-медных и медных руд (Осейское, Кособродское, Санаторское, Белоключевское и другие) требуют уточнения рудно-формационной принадлежности. Широко развиты литохимические аномалии Cu, Zn, Mo, а также золото-сульфидно-кварцевые жилы.

В Кособродском ПРП выделены и околонтренены шесть прогнозных площадей в ранге ПРП: Никольское, Западно-Кособродское, Каменское, Санаторское, Восточно-Каменское и Урманско-Исковское. Только в последнем известны проявления медно-порфирового типа: Исковское рудопроявление, представленное на поверхности бурными железняками, как и Урманское локализовано в андезибазальтах березняковской ВПА в экзоконтактах тел диоритов и плагиогранитов рудоносного комплекса. В Санаторском ПРП выявлены комплексные геохимические ореолы рассеяния Cu и Mo, в Восточно-Каменском ПРП известно молибден-порфировое рудопроявление Молибденитовое. Для этих и других ПРП Кособродского рудного района характерно присутствие золото-медно-полисульфидно-кварцевых проявлений неясного рудноформационного типа и

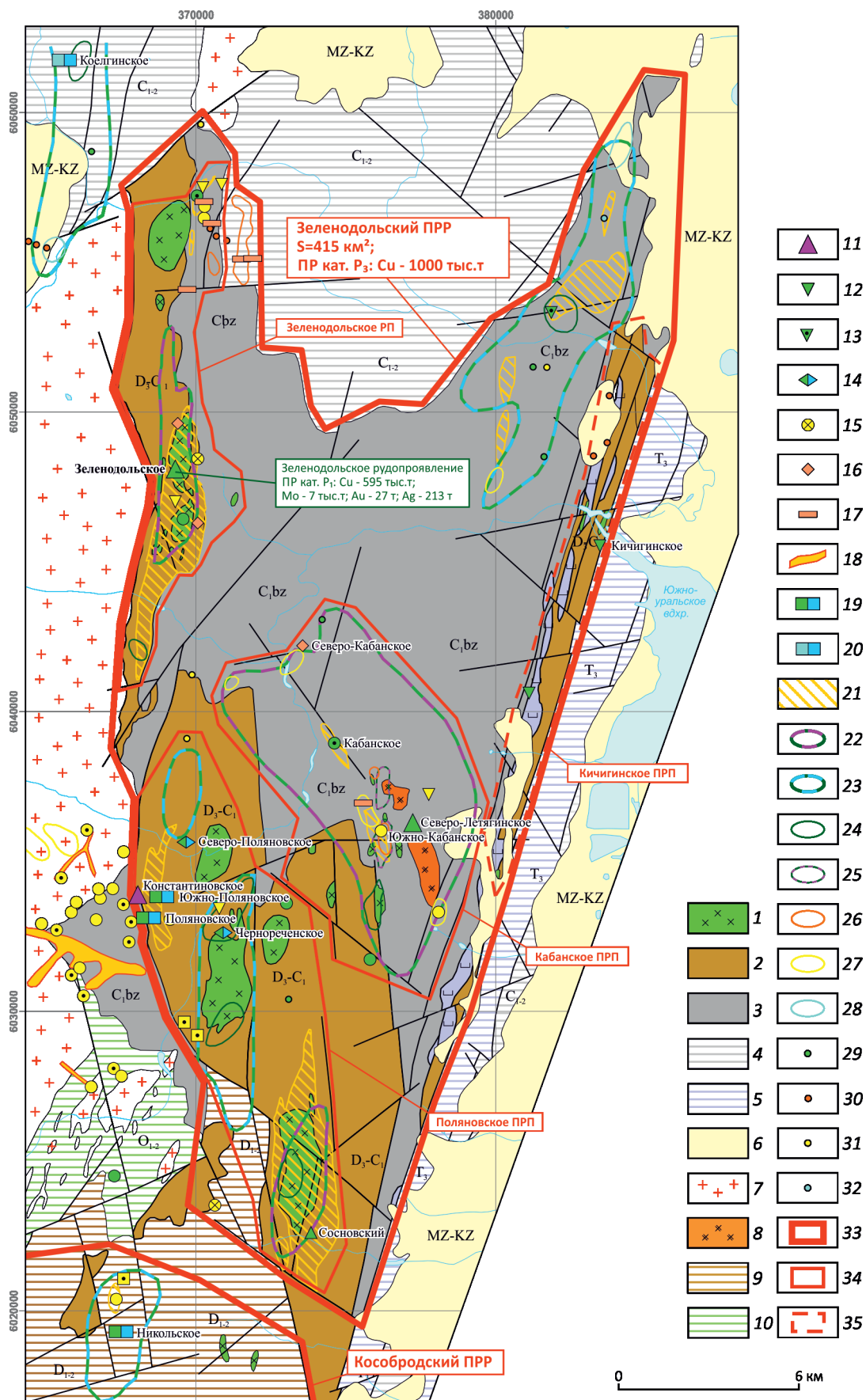


Рис. 2. Зеленодольский прогнозируемый медно-порфировый рудный район:

1–2 – формации рудоносной березняковской ВПА раннего этапа Увельско-Еленовского ВПП: 1 – диоритовая (биргильдинско-томинский комплекс, D_3-C_1), продуктивная на медно-порфировое и золотое оруденение, 2 – базальт-андезитовая (D_3) и андезитовая (березняковская толща, D_3-C_1) формации нерасчленённые, рудовмещающие для медно-порфирового и золотого оруденения; 3–8 – образования, перекрывающие и прорывающие рудоносную ВПА: 3 – субщелочная базальт-андезит-дацитовая формация позднего этапа ВПП (березиновская толща, C_1), 4 – терригенные и терригенно-карбонатные толщи (C_{1-2}) нерасчленённые, 5 – триасовые терригенные толщи, 6 – мезозойско-кайнозойские рыхлые отложения повышенной мощности, 7 – пластовый тоналит-плагиигранит-адамеллитовый комплекс (D_3-C_1), продуктивный на золотое оруденение значительного масштаба, 8 – летягинский монзонит-сиенитовый комплекс (C_{1-2}), потенциально продуктивный на золотое оруденение; 9–10 – комплексы субстрата и рамы ВПП: 9 – базальтоидные вулканогенные и терригенно-вулканогенные толщи, D_{1-2} , в том числе колчеданосные, нерасчленённые – рудовмещающие для медно-порфирового и золотого оруденения, 10 – вулканогенно-терригенные толщи ордовика; 11–32 – поисковые признаки медно-порфирового оруденения: 11–18 – проявления минерализации, свойственной медно-порфировым РМС: 11 – (молибден)-медно-порфирового типа, 12–18 – сопутствующих типов: 12 – медно-кварц-карбонатного жильного, 13 – медно-серебро-кварц-баритового жильного, 14 – медно-цинково-прожилково-вкрапленного, 15 – золота вулканогенного, 16 – золото-лимонитового, 17 – золотоносных кор выветривания, 18 – россыпей золота, 19–20 – прочие рудопоявления: 19 – медно-цинково-колчеданные в вулканитах базальт-риолитовой формации (D_{1-2}), 20 – стратиформные свинцово-цинковые в карбонатных толщах (C_{1-2}), 21 – площадные ореолы метасоматических изменений хлорит-кварц-серицитового состава, 22–32 – геохимические ореолы и аномалии: 22–23 – комплексные геохимические ореолы ВОР, по материалам ГДП-200: 22 – медно-молибденовые, 23 – медно-цинковые, 24–28 – частные геохимические ореолы ВОР, по материалам работ масштаба 1:50 000 и детальнее: 24 – меди, 25 – меди и молибдена, 26 – золота, 27 – мышьяка, 28 – свинца, 29–32 – пункты с аномальным содержанием металлов в ВОР: 29 – меди, 30 – золота, 31 – мышьяка, 32 – свинца; 33–35 – медно-порфировые металлогенические таксоны: 33 – Зеленодольский прогнозируемый рудный район (ПРР), 34–35 – потенциальные рудные поля (ПРП): 34 – с известными медно-порфировыми рудопоявлениями (Зеленодольское ПРП) и с высокими перспективами на выявление промышленного медно-порфирового оруденения (первой очереди): Кабанское ПРП, Поляновское ПРП; 35 – перспективные (второй очереди): Кичигинское ПРП; см. услов. обозн. к рис. 1

золото-сульфидно-кварцевых жил, возможно, фиксирующих периферию медно-порфировых РМС. С учётом этого оценка ПР меди кат. P_3 Кособродского ПРР составила 1000 тыс. т при прогнозируемом содержании 0,42%. Наибольшими перспективами обладают Санаторское и Восточно-Каменское ПРП, где возможно выявление медно-порфировых объектов, сопоставимых по параметрам с Зеленодольским рудопоявлением.

В *Тахталымско-Крайчиковской МЗ* на севере Увельско-Еленовского ВПП выделен **Тахталымский ПРР** площадью 270 км², где в ареале развития мелких тел рудоносного биргильдинско-томинского комплекса известно Тахталымское медно-порфировое и Бараковское медное рудопоявления. Площадь района почти полностью перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью 30–45 м, чем обусловлены весьма слабая геологическая изученность и отсутствие геохимических, геофизических и минералогических поисковых признаков. Для прогнозирования и поисков медно-порфировых объектов основным методом здесь является магнитометрия. В магнитных полях рудоносные интрузивы (магнетитовый тип) выделяются относительно повышенными значениями (1–5 нТл), а минерализованные зоны на их фоне – отрицательными аномалиями. При отсутствии других поисковых признаков для оконтуривания потенциальных рудных полей этих данных недостаточно. Единственное Тахталымское ПРП, включающее Тахталымское и Бараковское рудопоявления, оконтурено с учётом положения ореола метасоматических преобразований, выявленных предшествующим картировочным и поисковым бурением.

На Тахталымском медно-порфировом рудопоявлении, относительно хорошо изученном бурением в ходе поисково-оценочных работ 2010 г., минерализованная зона, состоящая из сливающихся по восстанию и падению крутопадающих линзовидных тел прожилково-вкрапленных руд с содержанием меди более 0,1%, контролируется эндоконтактовыми и надинтрузивной зонами штока плагиигранит-профиров, прорывающего восточную часть Тахталымского диоритового интрузива биргильдинско-томинского комплекса и андезибазальтовые вулканиты D_2 его рамы. Протяжённость крутопадающей минерализованной зоны около 2 км при мощности до 800 м. Рудовмещающие породы окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. На западном фланге рудопоявления на контакте диоритов с вмещающими вулканитами развита медно-магнетитовая минерализация в эпидот-гранатовых скарнах с содержанием меди от 0,24 до 2,06% и железа 18–35%. Переоценённые авторские ПР Тахталымского рудопоявления по кат. P_3 составили 440 тыс. т меди при среднем содержании 0,27% и коэффициенте рудоносности 0,26. Проявление признакомерно нерентабельным для отработки по экономическим причинам. В то же время предполагается продолжение рудоносной зоны на юго-запад и в других направлениях. Близкой геологической позицией и набором метасоматических изменений характеризуется слабо изученное Бараковское рудопоявление, однако промышленных концентраций меди на нём не выявлено. С учётом приведённых данных Тахталымский медно-порфировый ПРР отнесён к числу площадей с неясными перспективами на промышленное медно-порфировое оруденение.

В Еленовско-Синешиханской МЗ на южном фланге Увельско-Еленовского ВПП выделен **Еленовский ПРР** площадью 220 км² (рис. 3). Он охватывает Еленовское магматогенное поднятие, сложенное вулканитами базальт-андезиобазальтовой формации (верхняя подтолща айдырлинской толщи, D_{2-3}) и вмещающее полихронный Еленовский интрузив. Дайкообразные тела рудоносного еленовского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса, по-видимому, принадлежащие березняковской ВПА, участвуют в строении интрузива и прорывают вулканиты его рамы, определяя положение отрабатанного мелкого Еленовского молибден-медно-порфирового месторождения и расположенных южнее медно-порфировых проявлений Ушкотинское, Тритикольское, Участок № 3 и Восточная зона, изучавшихся в 1950-х и 1980-х гг., а также оставшихся незаверенными геохимических ореолов меди и молибдена.

В Еленовском ПРР выделены Еленовское и Ушкотинское потенциальные медно-порфировые рудные поля. Еленовское ПРР включает одноимённое месторождение и два перспективных участка – Восточно- и Южно-Еленовский, выделенные по комплексным Cu-Mo литохимическим аномалиям. Профилем поисковых скважин, пересекавшим краевые части этих участков, на глубинах до 375 м вскрыта сульфидная минерализация с содержанием меди до 0,4%. В Ушкотинском ПРР выделяются Северо-Ушкотинский, Ушкотинский и Кызыл-Ашинский перспективные участки с зонами медно-сульфидной минерализации, выявленными в результате бурения профилей поисковых скважин глубиной до 200 м (Северо-Ушкотинский) и проходки поверхностных горных выработок (Ушкотинский, Кызыл-Аше). Содержание меди в маломощных интервалах и отдельных пробах в выработках составляет от 0,1 до 3,2%. С учётом приведённых данных ПР меди Еленовского ПРР (за вычетом участков сплошного распространения послерудных гранитоидов) по кат. Р₃ составили 800 тыс. т при прогнозируемом содержании 0,44%.

В северной половине Тарутинско-Новониколаевской медно-порфировой МЗ Катенинского ВПП выделены Тарутинский и Новониколаевский рудные районы с установленным промышленным медно-порфировым оруденением. В качестве продуктивного выступает михеевский комплекс габбро-диорит-плагиогранодиорит-адамеллитовой формации (C_1), завершающий становление пояса и представленный штокообразными телами и дайками.

В **Новониколаевском РР** площадью 450 км² основным структурным элементом является относительно поднятый поперечный сегмент крупной Новониколаевско-Михеевской грабен-синклинали, ограниченный продольными глубинными и поперечными внутриблоковыми разломами (рис. 4). От остальной части грабен-синклинали он отличается менее полным разрезом вулканитов Катенинского ВПП и присутствием многочисленных дайкообразных тел плутонитов рудоносного михеевского комплекса, локализованных во внутренних и прибортовых частях грабен-синклинали, участвуя в строении интрузивно-купольных структур. При оконтуривании Новониколаевского РР использованы поисковые критерии и признаки медно-порфирового оруденения: ареал развития массивов рудоносного михеевского комплекса; поля гидротермальных изменений пропилитовой и хлорит-кварц-серицитовой метасоматических формаций; месторождения и проявления прожилково-вкрапленной, штокверковой и жильно-прожилковой минерализации медно-порфирового, полисульфидного, железо-медно-скарнового типов, а также меди, молибдена, золота, полиметаллов; комплексные вторичные и первичные литохимические ореолы Cu, Mo и элементов-спутников (Pb, Zn, Ag, As); крупные аномальные поля ВП.

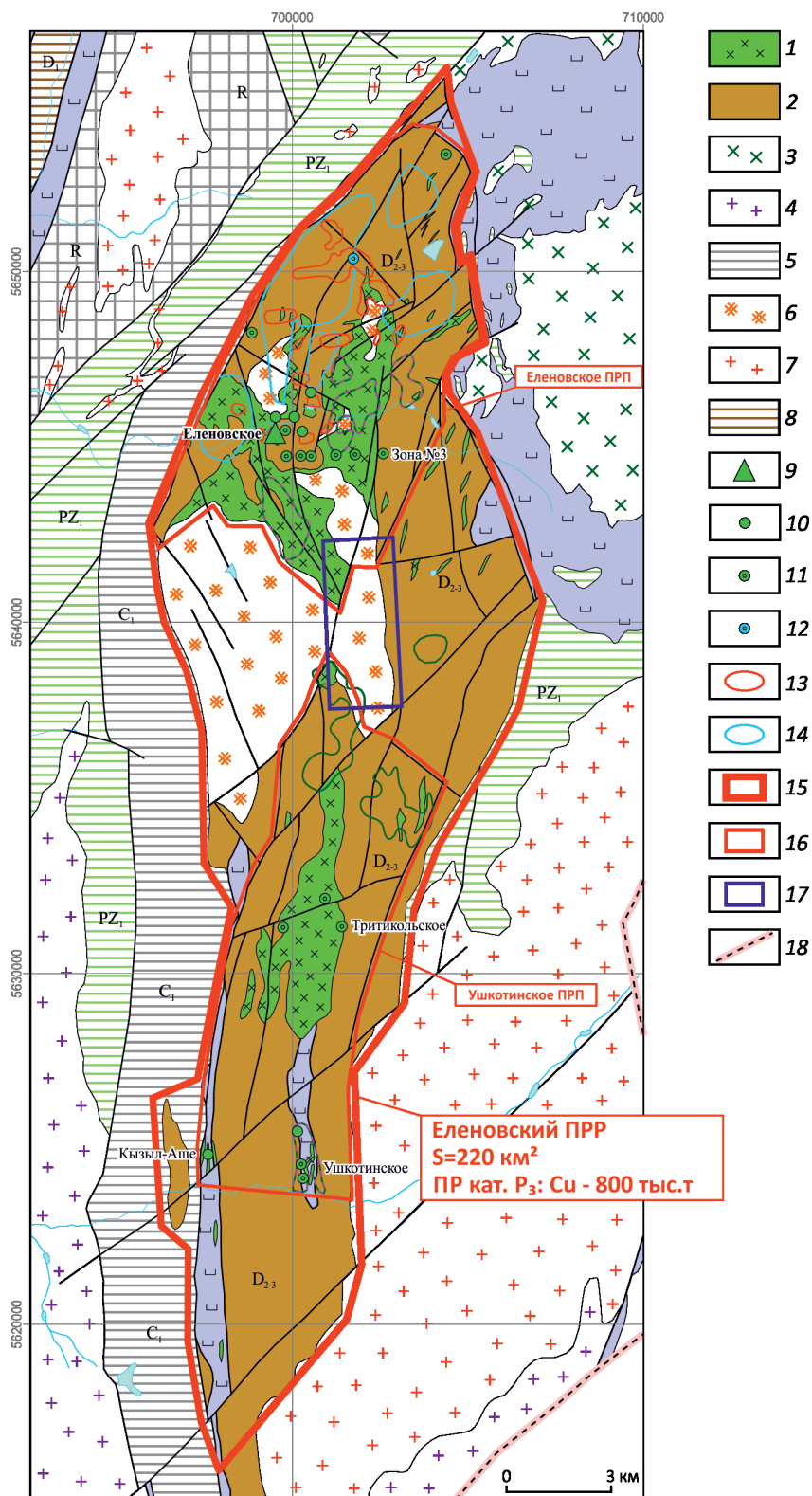
В центральной части рудного района расположено Михеевское рудное поле (105 км²), находящееся в расчленённом фонде недр. Ему принадлежат следующие объекты: отрабатываемое Михеевское медно-порфировое месторождение с разведанными запасами меди кат.

Рис. 3. Еленовский прогнозируемый медно-порфировый рудный район:

ВПА и формации раннего этапа Увельско-Еленовского ВПП: 1 – березняковская рудоносная ВПА (D_3-C_1) – габбро-диорит-плагиогранитовая формация (еленовский комплекс, C_1), продуктивная на медно-порфировое оруденение; 2–4 – джабыгасайская потенциально рудоносная ВПА (D_{2-3}): 2 – базальт-андезиобазальтовая (верхняя подтолща айдырлинской толщи, D_{2-3}), рудовмещающая для медно-порфирового оруденения, 3 – диорит-плагиогранитовая (джабыгасайский комплекс, D_{2-3}), потенциально продуктивная на золотое и медно-порфировое оруденение, 4 – гранодиорит-гранитовая (средне-ушкотинский комплекс, D_3); 5–6 – образования, перекрывающие и прорывающие рудоносную ВПА: 5 – вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные нерасчленённые (C_1), 6 – урусиксенский монцодиоритовый комплекс (C_1); 7 – джабыкско-санарский лейкогранитовый комплекс (P_1); 8 – субстрат и рама ВПП – базальтовая формация (нижняя подсвета киембаевской свиты, D_1); 9–14 – поисковые признаки медно-порфирового оруденения: 9 – Еленовское молибден-медно-порфировое месторождение (отрабатано), 10–13 – проявления минерализации предположительно медно-порфирового типа: 10–11 – существенно медной с содержанием >0,1%: 10 – на поверхности, 11 – в скважинах, 12 – медно-цинковой в скважинах, 13 – ореолы сульфидной минерализации по данным картировочного бурения; 14 – геохимические ореолы свинца и цинка; 15–16 – медно-порфировые металлогенические таксоны: 15 – Еленовский прогнозируемый рудный район (ПРР), 16 – потенциальные рудные поля (ПРП) с высокими перспективами на выявление промышленного медно-порфирового оруденения: Еленовское ПРП, Ушкотинское ПРП; 17 – площадь действующей лицензии (строительные материалы); 18 – граница Российской Федерации; см. услов. обозн. к рисункам 1 и 2

C_1+C_2 около 1750 тыс. т (ср. сод. 0,45%) и золота около 53 т (ср. сод. 0,137–0,1 г/т); медно-порфировые рудопоявления Западное с ПР меди кат. P_1 330 тыс. т и P_2 700 тыс. т, Новониколаевское и Восточное; полиметаллическое рудопоявление Ульяновское. На Михеевском место-

рождении, изучавшемся в разные годы С.А.Аксеновым, Е.А.Белгородским, С.А.Черкашевым, А.И.Грабежеевым, А.Н.Егоровым, В.Б.Шишаковым, М.М.Гирфановым, Б.М.Шаргородским с соавторами и другими исследователями, положение рудных штоков контролируется



эндо-, экзоконтактовыми, апикальными зонами и участками выклинивания по простиранию пластинообразных интрузивов михеевского комплекса, сложенных в основном порфиоровыми разностями кварцевых диоритов. Оруденелые породы рамы интрузивов представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями Катенинского ВПП. Суммарная мощность метасоматического ореола, образованного в результате пропилитовых, кремнещелочных, березитоподобных и (кварц-серицит)-карбонат-эпидот-клиноцоизит-хлоритовых изменений, составляет 600–800 м, протяжённость более 10 км. Рудная зона сопровождается контрастными ореолами Cu, Mo, Au, Pb, Zn, Ag. По бортовому содержанию 0,3% меди оконтурено несколько рудных тел, сложенных прожилково-вкрапленными халькопирит-пиритовыми рудами с второстепенными борнитом, молибденитом, магнетитом и др.

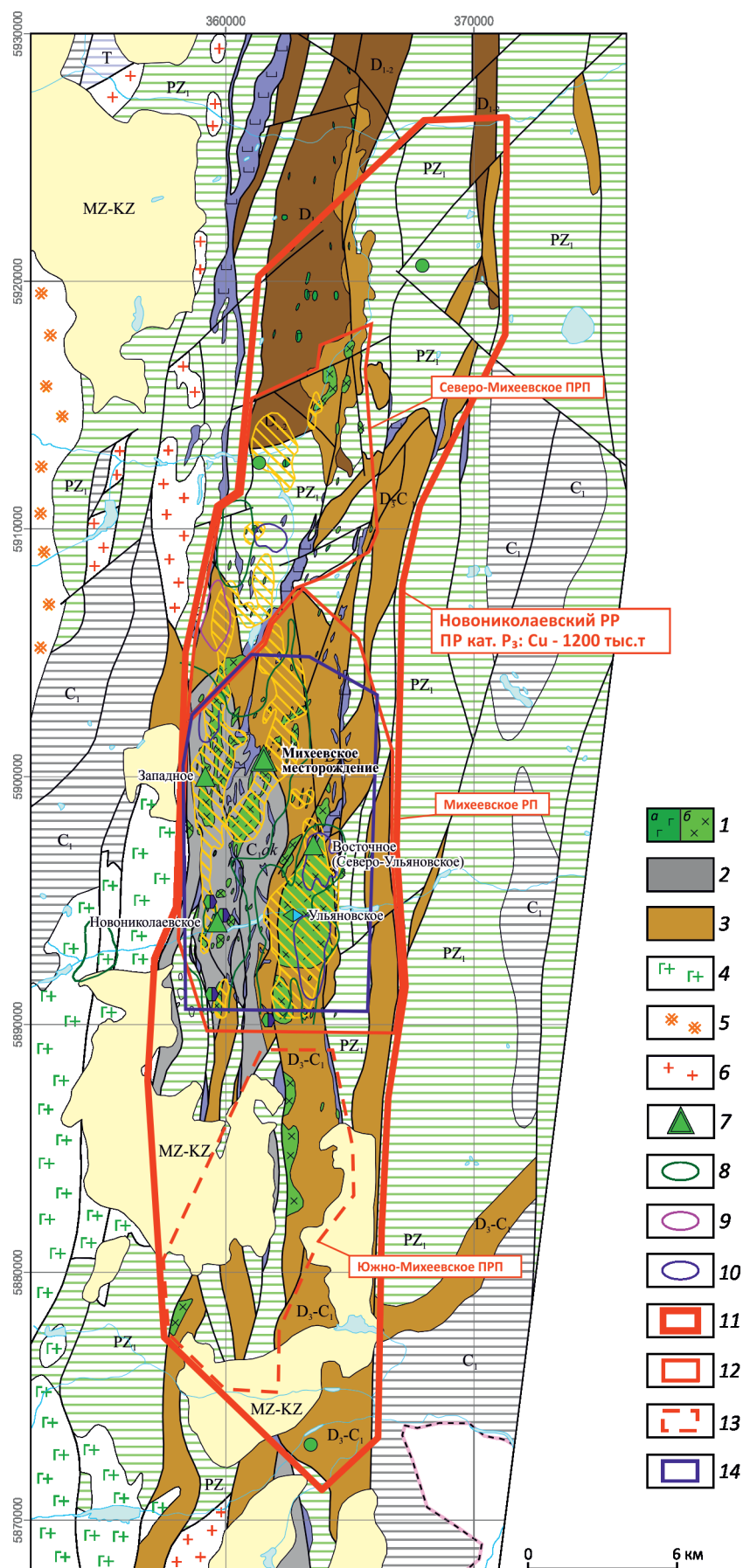
В пределах свободной от лицензий территории Новониколаевского РР (345 км²) на основе данных проведённого в 1980-х гг. геологического доизучения в масштабе 1:50 000 по совокупности геолого-поисковых признаков выделены Северо-Михеевское и Южно-Михеевское потенциальные рудные поля. На площади Северо-Михеевского РРП установлены признаки локальной медно-порфировой РМС: пункты минерализации меди, обширные ореолы гидротермально-изменённых пород, аномалии Cu, Mo и ВП, что указывает на высокую перспективность обнаружения в его пределах объектов медно-порфирового типа. Менее изученное Южно-Михеевское РРП оконтурено только по ареалу распространения интрузивов рудоносного комплекса, в связи с чем его перспективность на медно-порфировое оруденение не ясна. В свободной от лицензий части Новониколаевского РР оценённые РР меди кат. Р₃ составили 1200 тыс. т при прогнозируемом содержании 0,44%. На наиболее перспективном Северо-Михеевском РРП можно рассчитывать на выявление, по крайней мере, двух медно-порфировых объектов по 600 тыс. т меди каждый, сопоставимых по параметрам с другими потенциальными месторождениями этого типа (Западное, Зеленодольское и др.).

Тарутинский РР (445 км²) выделен в северной части Тарутинско-Новониколаевской МЗ. Его восточная и северная части находятся на территории Казахстана. Район представляет собой крупный субмеридиональный выступ силурийско-девонского фундамента Катенинского ВПП, отделённый от соседних блоков глубинными разломами. Его центральная часть занята крупным Карамысовским интрузивом диоритов рудоносного михеевского комплекса. Основными объектами являются Тарутинское скарново-медно-порфировое месторождение, разделённое государственной границей с Казахстаном практически пополам, и медно-порфировое проявление Карамысовское.

Тарутинское месторождение, приуроченное к Южно-Карамысовскому массиву кварцосодержащих диоритов и диоритовых порфиритов михеевского комплекса, изучалось в разные годы Е.А.Белгородским, С.А.Черкашевым, Б.М.Шаргородским, В.Б.Шишаковым, М.М.Гирфановым с соавторами и другими исследователями. Скарнированию и метасоматической переработке (полевошпатизации, альбитизации, хлоритизации, карбонатизации, окварцеванию) подверглись вулканогенно-осадочные породы андезибазальт-андезитовой формации (D₃–C₁), слагающие многочисленные ксенолиты и провисы кровли интрузива, а также сами диориты. Основную промышленную значимость имеют медно-магнетитовые скарновые руды. В полосе 4×1,5 км выявлено и оконтурено 19 рудно-скарновых залежей, внутри которых сосредоточены гнездово-линзообразные рудные тела сплошных и вкрапленных сульфидно-магнетитовых, сульфидных и магнетитовых руд. В комплексных рудах, кроме меди, промышленное значение имеют сера, золото, серебро и железо. Из оценённых ресурсов на российскую часть приходится: Cu – 260 тыс. т (ср. сод. 1,22%), Au – 5,5 т (0,26 г/т), Ag – 139 т (6,6 г/т), Fe – 2,3 млн. т (25,7%). На менее изученном Карамысовском медно-порфировом рудопроявлении неясная по масштабу минерализация, состоящая из магнетита, пирита, сфалерита, молибденита и галенита, прослежена до глубины 70 м. Среднее содержание меди

Рис. 4. Новониколаевский медно-порфировый рудный район:

1–3 – формации Катенинского ВПП: 1 – габбро-диорит-плагиогранит-адамеллитовая (михеевский комплекс, C₁), продуктивная на медно-порфировое оруденение: а – габбро, габбро-диориты, б – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, адамеллиты и их порфиоровые разности, 2 – формация высокотитанистых базальтов (аккаргинская толща, C₁), рудовмещающая для медно-порфирового оруденения, 3 – андезибазальт-андезитовая вулканогенно-терригенная (ащисуйская толща, D₃–C₁), рудовмещающая для медно-порфирового оруденения; 4–5 – послерудные образования, в том числе прорывающие интрузивы рудоносного комплекса: 4 – кокпектысайский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс, C₂, 5 – каменецкий габбро-граносиенит-гранитовый комплекс, C₁₋₂; 6 – рама ВПП – габбро-диорит-плагиогранитовый джабыгасайский комплекс (D₂₋₃), потенциально продуктивный на золотое и медно-порфировое оруденение; 7–10 – поисковые признаки медно-порфирового оруденения: 7 – Михеевское медно-порфировое месторождение (отрабатывается), 8–9 – геохимические ореолы ВОР: 8 – меди (изоконцентра 0,015%), 9 – молибдена (изоконцентра 0,0005%), 10 – аномалии ВП; 11–13 – медно-порфировые металлогенические таксоны: 11 – Новониколаевский рудный район, 12–13 – рудные поля и потенциальные рудные поля: 12 – с известными медно-порфировыми месторождениями и рудопроявлениями (Михеевское РР) и РРП с высокими перспективами на выявление промышленного медно-порфирового оруденения (первой очереди): Северо-Михеевское РРП, 13 – перспективное (второй очереди) Южно-Михеевское РРП; 14 – площадь действующих лицензий (медь); см. услов. обозн. к рисункам 1–3



составляет 0,31%, в том числе 0,49% на интервал 26 м. Зафиксированы повышенные содержания золота до 0,4 г/т и серебра 0,5–2,6 г/т. С учётом широкого развития интрузивов рудоносного михеевского комплекса, перспективность Тарутинского РР на медно-порфировое и скарново-медно-порфировое оруденение очевидна, однако отсутствие выявленных поисковых признаков за пределами известных объектов не позволяет достоверно оценить перспективы этого района на выявление новых медно-порфировых объектов.

В *Алапаево-Теченской МЗ* Алтынайского ВПП (D_{2-3}), также принадлежащей Восточно-Уральской провинции, оконтурен *Тептяргинский ПРР* площадью 502 км². Он приурочен к относительно поднятому блоку фундамента пояса, сложенному породами колчеданноносной формации (D_2) с мелким Касаргинским колчеданным месторождением и вмещающему массивы касаргинско-тептяргинского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса (D_2), продуктивного на медно-порфировое и скарново-магнетитовое оруденение. Значительная часть ПРР перекрыта вулканитами (D_3-C_1) Увельско-Еленовского ВПП. Известное здесь Тептяргинское рудопоявление меди локализовано в экзоконтактовой зоне интрузива рудоносного комплекса. Внутренняя альбититовая зона с редкими жилами сульфидов с содержанием меди до первых процентов к периферии сменяется филлизитовой и пропилитовой с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией с содержанием меди до 0,37%. Рудопоявление фиксируется цинково-свинцово-бариевыми аномалиями, отделёнными от медных, что указывает на его небольшой эрозионный срез. Присутствие единственного Тептяргинского рудопоявления, обладающего некоторыми признаками медно-порфирового типа, при наличии интрузивов рудоносного касаргинско-тептяргинского комплекса является основанием для выделения Тептяргинского ПРР и отнесения его в группу районов с неясной перспективностью на медно-порфировое оруденение. При геологическом доизучении не исключено обнаружение объектов медно-порфирового типа в приконтактных частях интрузивов продуктивной формации, в том числе вблизи слабо изученного Тептяргинского рудопоявления.

Таким образом, рудные районы, выделенные в медно-порфировых металлогенических зонах ВПП Южного Урала, ранжированы по степени перспективности на обнаружение промышленного медно-порфирового оруденения. К первой группе отнесены рудные районы с известными медно-порфировыми объектами – Биргильдинско-Томинский с Томинским, Тарутинский с Тарутинским и Новониколаевский с Михеевским месторождениями. Вторая группа представлена прогнозируемыми рудными районами с известными рудопоявлениями медно-порфирового типа или достаточным комплексом поисковых признаков, указывающих на высокие перспективы для выявления месторождений: Вознесенский, Салаватский и Узункулевский ПРР в Северо-Ирендыкской МЗ Тагильско-

Магнитогорской провинции, Зеленодольский и Кособродский ПРР в Увельской МЗ, Еленовский ПРР в Еленовско-Синешиханской МЗ Восточно-Уральской провинции. Третьей группе принадлежат ПРР с неясной перспективностью на медно-порфировое оруденение – Круглогорский, Верхнеуральский, Ансукпайский, Кусемский, Тахталымский и Тептяргинский.

Выделение и ранжирование по степени перспективности площадей в ранге рудных районов послужили основой для оценки ПР меди кат. P_3 районов первых двух групп (7 объектов), для которых обоснована возможность выявления промышленных объектов медно-порфирового типа [8]. Оценка выполнялась по стандартным методикам путём экспертной оценки и аналогии в варианте удельной продуктивности эталонного объекта, с использованием адаптированных разноранговых прогнозно-поисковых моделей [11]. Для рудных районов с выявленными промышленными месторождениями – Биргильдинско-Томинского и Новониколаевского – ПР категории P_3 оценивались для площадей, находящихся за пределами действующих лицензий. Для Тарутинского и Салаватского районов ПР категории P_3 не оценивались из-за того, что прогнозная оценка их основных объектов (Тарутинского и Салаватского месторождений) на порядок превышает потенциал остальной площади. Для ПРР с неясными перспективами ПР не оценивались или не были приняты комиссией по апробации по ряду причин: малый объём оценённых ПР (100–200 тыс. т – Круглогорский ПРР), недостаточная степень изученности (Кусемский, Тептяргинский ПРР), низкие содержания полезных компонентов (Верхнеуральский, Ансукпайский, Тахталымский ПРР) и др.

В зависимости от площади рудных районов, варьирующей от 170 до 650 км², и прогнозируемого количества потенциальных медно-порфировых месторождений оценка ПР составила от 600 до 1200 тыс. т меди при прогнозируемом среднем содержании около 0,42%, ожидаемом содержании попутного золота 0,2 г/т и молибдена 0,004%. Суммарное количество апробированных ПР меди кат. P_3 составило 6400 тыс. т, что указывает на возможность удвоения разведанных запасов медно-порфировых руд южноуральского региона, сосредоточенных в настоящее время в Михеевском и Томинском месторождениях. При этом основной объём оценённых ресурсов сосредоточен в рудных районах, выделенных в МЗ Восточно-Уральской провинции – Биргильдинско-Томинском, Зеленодольском и Еленовском (в Увельской и Еленовско-Синешиханской МЗ), Тарутинском и Новониколаевском (в Тарутинско-Новониколаевской МЗ). В Тагильско-Магнитогорской провинции при современной изученности наиболее высокие перспективы выявления промышленных медно-порфировых объектов имеются в Вознесенском и Узункулевском ПРР Северо-Ирендыкской МЗ.

Для выделенных перспективных площадей разработаны рекомендации по направлениям ГРР.

Первоочередными для постановки поисковых работ в рамках государственных программ развития МСБ являются районы второй группы – с известными медно-порфировыми рудопоявлениями и достаточно полным набором поисковых признаков, позволяющим прогнозировать обнаружение медно-порфировых месторождений. Среди них к наиболее перспективным отнесены Вознесенский, Узункулевский, Зеленодольский и Еленовский ПРР. В их пределах намечены первоочередные для постановки поисковых работ площади в ранге потенциальных рудных полей: Вознесенско-Дунграйское (в Вознесенском), Кутуевское (в Узункулевском), Поляновское и Кабанское (в Зеленодольском), Еленовское и Ушкотинское (в Еленовском), для которых разработан рациональный поисковый комплекс ГРР. В рудных районах с известными медно-порфировыми месторождениями, где большая часть перспективных площадей находится в распределённом фонде недр или непосредственно примыкает к лицензированным участкам, дальнейшее опоскование и оценка этих площадей относится к сфере деятельности компаний-недропользователей. В качестве наиболее перспективной площади для расширения поисковых работ в этом сегменте рассматривается Северо-Михеевское ПРР на северном фланге Новониколаевского РР.

Для перспективных рудных полей подготовлены обоснования постановки ГРР. Предлагается использование стандартного комплекса работ с проведением геологических, геохимических и геофизических поисков масштаба 1:25 000–1:10 000 современными методами с заверкой выявленных перспективных аномалий достаточным объёмом поискового бурения на глубину до 300–400 м. По результатам выполнения этого комплекса ожидается локализация потенциально промышленных минерализованных зон с ПР меди и попутных компонентов, оценёнными по категории P_2 . Таким образом, в ходе предлагаемых ГРР будет существенно пополнен резерв перспективных объектов для лицензирования и проведения работ оценочной стадии. Следует отметить, что в настоящее время на территории Южного Урала в нераспределённом фонде недр отсутствуют объекты, подготовленные для оценки ПР кат. P_2 . По ожидаемым запасам меди прогнозируемые объекты отвечают мелким и средним медно-порфировым месторождениям: Салаватское – около 1 млн. т, Зеленодольское – около 600 тыс. т, Вознесенское – около 160 тыс. т. Укрупнённая геолого-экономическая оценка объектов такого ранга показала, что в существующих экономических условиях они могут быть рентабельны для отработки.

Потенциальные рудные районы с неясной перспективностью, для которых оценка ПР кат. P_3 не проводилась, требуют специализированного доизучения (в рамках геолого-минералогического картирования) для повышения достоверности оценки их перспектив.

В заключение следует отметить, что проведённые работы по оценке перспектив Южного Урала на медно-

порфировое оруденение показали высокий потенциал региона на обнаружение новых медно-порфировых месторождений и целесообразность постановки здесь специализированных ГРР. Выделение и оконтуривание площадей в ранге рудных районов и полей позволяет определить направления ГРР на медно-порфировое оруденение в этом регионе и значительно сократить площади проведения поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирфанов М.М., Сергеева Н.Е., Шишаков В.Б. Рудно-метасоматическая зональность Михеевского меднопорфирового месторождения на Южном Урале // Вестник МГУ. Серия геол. 1991. № 5. С. 75–79.
2. Гирфанов М.М., Сергеева Н.Е., Шишаков В.Б. Геологическое строение Тарутинского медно-скарного месторождения на Южном Урале // Вестник МГУ. Серия геол. 1992. № 4. С. 85–88.
3. Грабежьев А.И., Калеганов Б.А. Вознесенское медно-порфировое проявление // Ежегодник-1989. – Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1990. С. 109–111.
4. Грабежьев А.И., Краснобаев А.А. U-Pb возраст и изотопно-геохимическая характеристика Томинско-Березняковского рудного поля // Литосфера. 2009. № 2. С. 14–27.
5. Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.В. Прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 13–21.
6. Магадеев Б.Д., Тимергазина А.К. Салаватское месторождение прожилково-вкрапленных медных руд / Вопросы геологии и магматизма Урала. – Свердловск: УФАИ АН СССР, 1970. С. 220–224.
7. Медно-порфировые месторождения / А.И.Кривцов, В.С.Звездов, И.Ф.Мигачёв, О.В.Минина / Серия: Модели месторождений цветных и благородных металлов. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
8. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов». Вып. «Медь» / А.И.Кривцов, И.Ф.Мигачёв, А.Г.Волчков и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
9. Мигачев И.Ф. Геолого-поисковые модели рудных полей и месторождений – основа крупномасштабного и локального прогноза медно-порфирового оруденения // Труды ЦНИГРИ. Вып. 207. – М., 1986. С. 15–20.
10. Минина О.В. Салаватское месторождение прожилково-вкрапленных медных руд на Урале // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 170. – М., 1982. С. 9–14.
11. Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М.: ЦНИГРИ, 2010.
12. Пространственные металлогенические таксоны. Серия «Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». Справочное пособие / В.И.Ваганов, А.Г.Волчков, В.И.Кочнев-Первухов и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
13. Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57–61.
14. Шишаков В.Б., Сергеев Н.Е., Сурин С.В. Вознесенское медно-порфировое месторождение на Южном Урале // Геология рудных месторождений. 1988. № 2. С. 85–90.

Вопросы глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса: выводы для прогнозно-металлогенических исследований на Востоке России

А.В.ВОЛКОВ, А.А.СИДОРОВ, А.Л.ГАЛЯМОВ, И.А.ЧИЖОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук (ИГЕМ РАН); 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 35)

Всё большее внимание горнодобывающих компаний привлекают страны Тихоокеанского рудного пояса (ТРП), где открыты, разведаны и подготовлены к отработке крупные и супер-крупные месторождения. Общий потенциал добычи минерального сырья в ТРП может в ближайшие годы увеличиться в 1,5–2 раза, в том числе и на территории Востока России.

Ключевые слова: Тихоокеанский рудный пояс, Восток России, минеральное богатство, металлогения, месторождение, металлы, медь, золото, серебро, перспективы.

Волков Александр Владимирович
Сидоров Анатолий Алексеевич
Галямов Андрей Львович
Чижова Ирина Александровна



ma2105@mail.ru
koluma@igem.ru
a-galyamov@yandex.ru
tchijova@igem.ru

Issues of global metallogenic zonality of the Pacific ore belt: conclusions for predictive metallogenic studies in the East of Russia

A.V.VOLKOV, A.A.SIDOROV, A.L.GALYAMOV, I.A.CHIZHOVA (Institute of Geology of ore deposits, petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS))

The Pacific ore belt (POB) countries, where a number of major and giant deposits have been discovered, explored and prepared for development, are attracting increasing attention of mining companies. The total potential of mineral extraction in POB may increase by 1,5–2 times in the coming years including the East of Russia.

Key words: Pacific ore belt, East of Russia, mineral wealth, metallogeny, deposit, metals, copper, gold, silver, prospects.

Тихоокеанский рудный пояс огромным кольцом охватывает активные континентальные окраины континентов вокруг одноимённого океана (рис. 1). Недра ТРП богаты не только благородными, но и чёрными, цветными и редкими металлами, а также другими ценными полезными ископаемыми. Первые сведения в Европе «о минеральном богатстве ТРП» появились после открытия Колумбом Америки в конце XV в., который нашёл немного золота на островах в Карибском бассейне, а затем испанские конкистадоры в Мексике и в Андах обнаружили значительно большее его количество и невероятно богатые залежи серебра. Ещё в доколумбовую эпоху многие из месторождений в южноамериканском субъекте ТРП разрабатывались коренным населением, в частности, инками, которые имели самые передовые технологии горного дела и металлургии. Кроме драгоценных металлов они добывали также Cu, Sn, Hg, Pb и Sb. Известно, что только за 20 лет (1541–1560 гг.)

испанцы вывезли из Южной Америки и Мексики более 500 т золота. Однако уникальные запасы Au и Ag Андийского сегмента ТРП, эксплуатирующиеся с тех времён, не истощились до сих пор.

В начале XXI в. из недр ТРП добывается огромное количество разнообразных полезных ископаемых, главные из которых Cu, Au, Ag, Sn, Mo, Pb, Zn, Li, B, PЗМ, железные и марганцевые руды, Sb, Be, уголь и др. Пояс знаменит многочисленными, мирового класса месторождениями Cu-Mo-порфирового типа, сопровождающимися скарновыми и жильными Pb-Zn-Ag и Au-Ag эпиптермальными сателлитами. Мировую известность получили также орогенные месторождения Au Яно-Колымской провинции, месторождения Au Карлинского типа (Невада, США), Sn-W, Pb-Zn-Ag, Sb и PЗЭ месторождения Китая, Cu-Pb-Zn-Ag месторождения типа Куроко Японии, Sn-Ag гиганты Боливии и др.

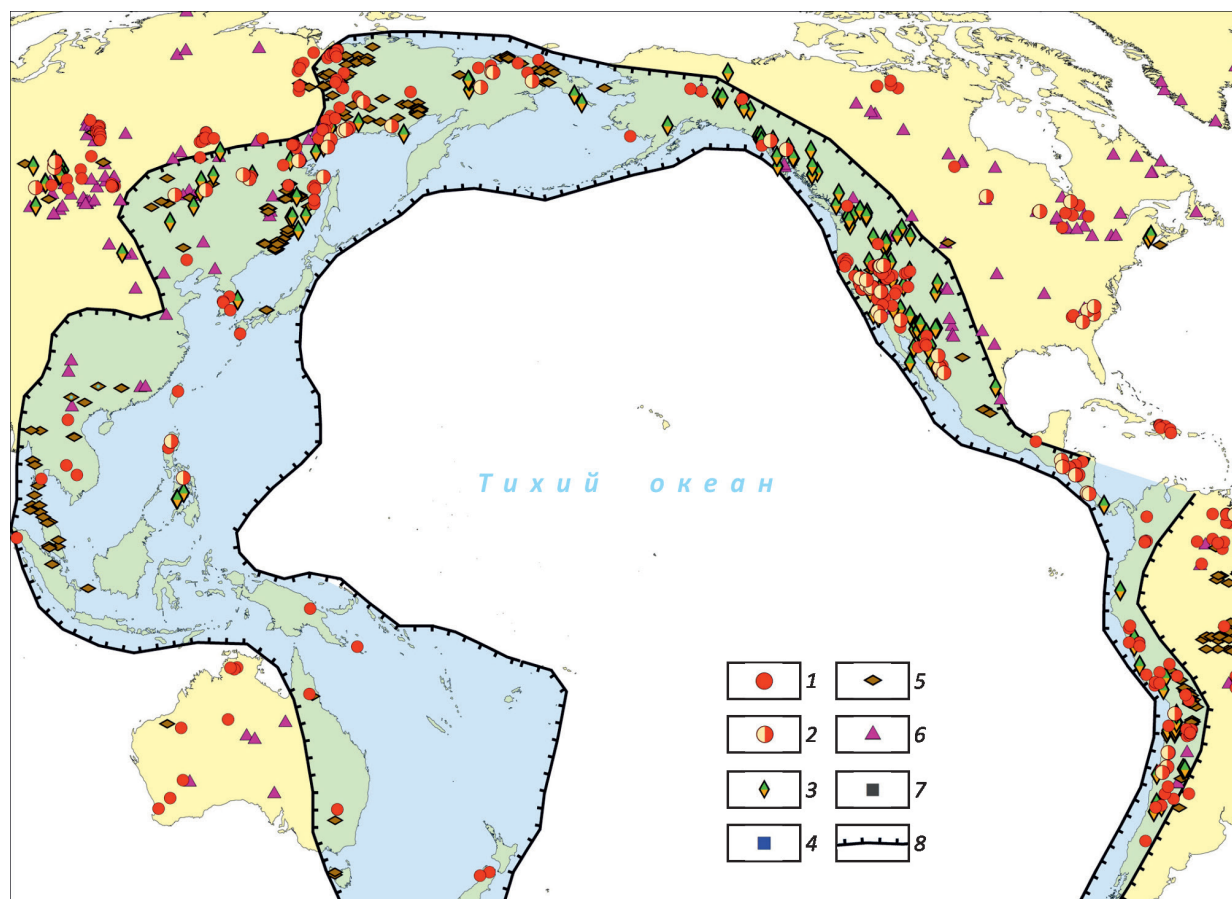


Рис. 1. Распространение рудных металлических месторождений в Тихоокеанском рудном поясе, по данным ГИС-анализа:

месторождения: 1 – золоторудные в терригенных формациях, 2 – золото-серебряные, 3 – медно-молибденовые порфировые, 4 – свинцово-цинковые, 5 – оловорудные, 6 – редких и 7 – чёрных металлов; 8 – Тихоокеанский пояс

Таким образом, Тихоокеанский рудный пояс – одна из важнейших глобальных металлогенических структур, формировавшаяся, начиная с позднего палеозоя, в течение мезозойского и кайнозойского периодов [7]. Протяжённость его внешней границы свыше 56 тыс. км, а ширина от нескольких сотен до тысяч километров. В составе ТРП традиционно выделяются следующие сегменты: Азиатский, Австралийский, Североамериканский, Южноамериканский и Антарктический. Хотя в пределах последнего установлены только несколько рудопроявлений, доступных для изучения, а большая его часть перекрыта ледниками. Практически вся территория Дальневосточного Федерального округа России и Забайкальского края находится в пределах Северо-Западной части Азиатского сегмента ТРП (рис. 2).

Главная цель настоящей статьи – показать, что горнодобывающая промышленность, несмотря на экологические проблемы, имеет значительные перспективы развития в ТРП и, в частности, на территории Востока России. В ходе подготовки настоящей статьи изучены

многочисленные отечественные и зарубежные публикации. Подготовлены материалы для формирования ГИС проекта, включающего картографический материал и базу данных по отечественным и зарубежным месторождениям ТРП. Схематическая металлогеническая карта ТРП приведена на рис. 1.

О глобальной металлогенической зональности ТРП. В своей знаменитой статье академик С.С.Смирнов отметил элементы металлогенической однородности ТРП, выделил в его пределах внешнюю и внутреннюю зоны и охарактеризовал особенности их металлогении [12]. Позднее представления учёного о ТРП получили развитие в многочисленных трудах дальневосточных геологов. Идеи новой глобальной тектоники в определённой мере ассимилировали результаты этих исследований. Однако оказалось не просто объяснить элементы глобальной металлогенической однородности ТРП с позиций террейновой концепции. Воспринимая последнюю с методологических позиций структурно-формационных зон, авторы данной статьи

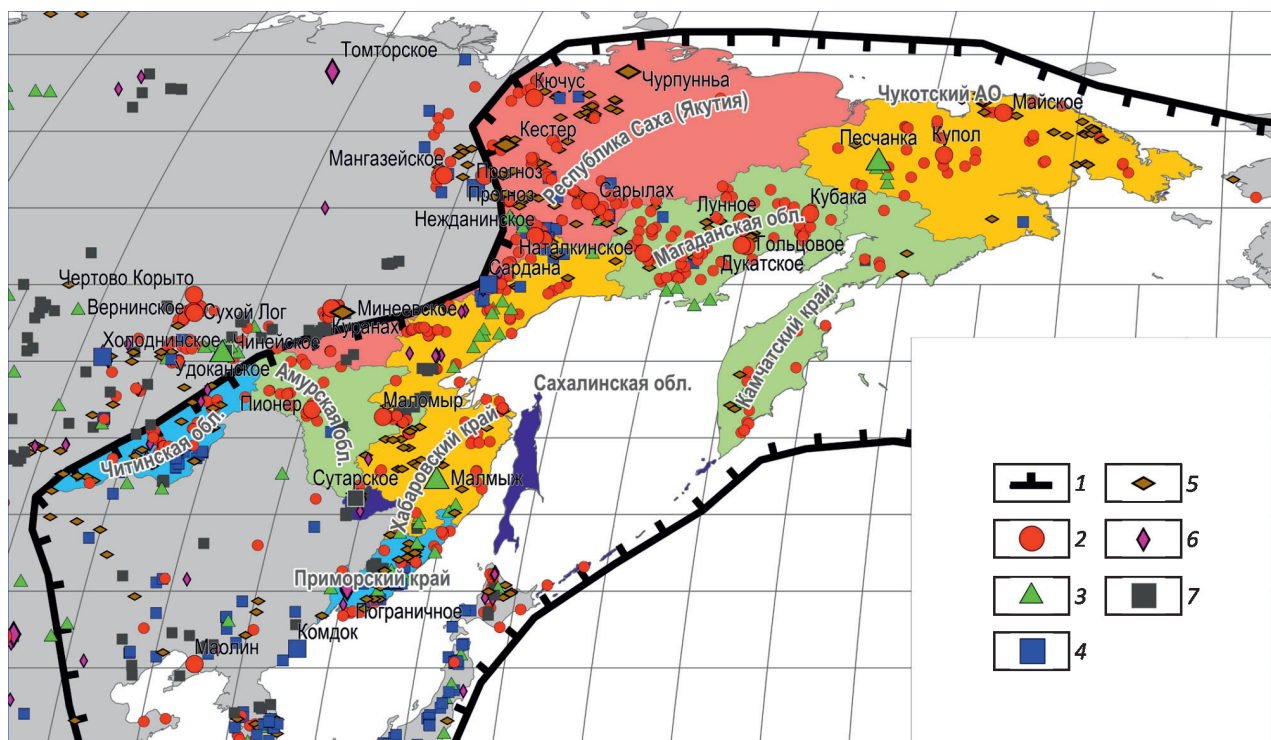


Рис. 2. Распространение рудных металлических месторождений в российском секторе ТРП, по данным ГИС-анализа:

1 – Тихоокеанский пояс; месторождения металлических полезных ископаемых: 2 – благородные, 3 – цветные (Cu), 4 – цветные (Pb-Zn), 5 – цветные (Sn), 6 – редкие, 7 – чёрные

предлагают объяснение этих элементов, привлекая рудноформационный анализ [11].

Для ТРП характерна окраинно-морская, переходная от континентальной к океанической литосфера [13], металлогеническая модель которой заключается в сложном сочетании реювенированного оруденения докембрийского фундамента террейнов разного типа, сульфидизированных зон верхоянского (PZ-J) осадочного комплекса и постмагматических образований в аккреционных (J-K₁) и постаппреционных структурах (K₁-Cz) [8]. Важнейшая особенность окраинно-морской литосферы – остаточные кратонные террейны (Охотского и Омогонского типа на Северо-Востоке России) и обилие погружённых микрократонов [5]. К их ограничениям и секущим зонам тектономагматической активизации приурочены крупнейшие рудные месторождения [1].

Глобальную металлогеническую зональность ТРП во многом определяют островодужные террейны различного типа и окраинно-континентальные (краевые) вулканоплутонические пояса. Островодужные террейны прошлых геологических эпох устанавливаются в структурах Канадских Кордильер (ранний палеозой–мезозой), северо-востока и Дальнего Востока России (поздний палеозой–поздний мезозой) и Южной Америки (мезозой–ранний кайнозой). В пределах острово-

дужных террейнов сосредоточена значительная часть Cu-Mo-порфировых месторождений и большая часть месторождений типа «Куроко», связанных с формацией «зелёных туфов» [1]. Именно специфика оруденения, распространённого в островодужных террейнах, окраинно-континентальных вулканогенных поясах и перивулканических зонах, позволяет говорить о ТРП как об особой, глобальной [1], металлогенически однородной структуре. Связь магматических пород и рудных месторождений с тектоническими процессами, протекавшими в ТРП, подчёркивается омоложением их возраста по мере приближения к Тихому океану [7].

В позднемезозойский этап формирования ТРП обнаруживается нарастание элементов глобальной металлогенической однородности, которые связаны, прежде всего, с развитием порфировых, сульфидных (вкрапленных руд) и колчеданных (полиметаллических) рядов рудных формаций, а также с хромитовыми, Cu-Ni и платинометалльными рядами офиолитовых террейнов, океанических рифтов и островодужных образований [11]. Различные базовые рудные формации сопровождаются однотипными жильными рудными формациями: золото-серебряной, олово-серебро-полиметаллической, сурьмяной, ртутной и др. [11]. Именно эти генетически разнородные, но подобные и даже

конвергентные месторождения и рудопроявления объединяются в единые металлогенические зоны, образующие ТРП (см. рис. 1).

При выделении внутренней «Cu» и внешней «Sn-W» зон ТРП С.С.Смирнов [12] подчёркивал, что в целом очертания пояса прекрасно фиксируются бананцевыми Au-Ag месторождениями, тесно ассоциированными в пространстве и во времени с третичными вулканитами. Позднее выяснилось, что эти месторождения в ТРП связаны также с позднемезозойскими Охотско-Чукотским и Восточно-Сихоте-Алинским, палеозойскими (в чехле Омогонского кратона) и даже более древними вулканоплутоническими поясами [10]. Родство эпитеpmальных вулканогенных месторождений объясняется не однообразием источников их руд (как ранее полагало большинство геологов), а их близповерхностными физико-химическими условиями рудоотложения [1].

Сопоставление металлогении внутренней и внешней зон ТРП показывает отсутствие месторождений Sn и W во внутренней зоне. Более «меденосный» характер этой зоны очевиден, что, по всей вероятности, связано с островодужными терреймами в её фундаменте. Во внешней зоне – последний, в отличие от внутренней зоны, представлен мощными оловоносными толщами терригенного комплекса, как в северо-западном и юго-восточном сегментах ТРП [1].

Постаккреционные месторождения внешних зон ТРП, наложенные на разнотипные терреймы, связаны, как отмечалось выше, только близкими временными и физико-химическими условиями рудообразования; источники рудного вещества здесь, безусловно, различны. Иначе говоря, внешние металлогенические зоны в ТРП нередко обладают определёнными чертами подобия из-за распространённости здесь орогенных, эпитеpmальных и вулканогенно-плутоногенных, в том числе порфировых месторождений. Именно распространением позднемезозойских магматических пород и постаккреционных месторождений вглубь континента, вдоль разломов в процессе активизации древних структур и определяется положение границы внешней зоны [7] и в целом ассиметричное строение ТРП (см. рис. 1). Поэтому, как отмечала Е.А.Радкевич [7], конфигурация внешней границы в Азиатском сегменте ТРП неправильна и условна. Здесь внешняя зона ТРП заходит далеко на запад в пределы континента (см. рис. 2).

В заключение этого раздела необходимо отметить, что с течением времени представления С.С.Смирнова [12] о зональности ТРП получили существенное развитие с позиций новой глобальной тектоники. Его представления о внешней зоне ТРП послужили определённым стимулом при разработке новых научных направлений о тектономагматической активизации, об аккреционных и постаккреционных металлогенических поясах. Однако природа металлогенических однородностей внутренней и внешней зон ТРП («Ag-Cu» и «Sn-W») представляется более сложной и неоднозначной.

О минеральном богатстве ТРП. В данной статье приведены результаты сопоставления, главным образом, активных запасов, разрабатываемых и подготавливаемых к освоению месторождений в пределах границ выделенных сегментов ТРП (см. рис. 1). Для сравнительного анализа по сегментам ТРП количество добытого металла оценено в долларах США (по среднему ценам на металлы за 2016 г. [15]). Кроме того, результаты сопоставлялись с данными по миру в целом и Востоку России [2], как составной части восточно-азиатского Сегмента ТРП (см. рис. 2). Ниже рассмотрим результаты анализа по основным для ТРП, как следует из рисунков 3 и 4, металлам.

Несмотря на многовековую историю горнодобывающих работ, недра ТРП содержат ещё достаточное количество чёрных, цветных, редких и благородных металлов (см. рис. 3). Однако наибольшее значение для горнодобывающей промышленности в странах ТРП на современном этапе имеют два металла – Cu и Au (см. рис. 4), далее по ценности идут Fe-руды, Zn, Ag, Pb, Ni, Al, Sn, Mo, B, Sb, W, REE, Li, Be, Mn, Cd, In, Hg и др.

Медь. ТРП производит около 76% от мировой добычи Cu (см. рис. 3) в основном в Южной и Северной Америке и в меньшей степени в Восточной Азии и Австралии (рис. 5). Доля ТРП в мировых активных запасах более 53% (см. рис. 4), здесь, судя по рис. 6, также доминирует Южная Америка, далее следуют Северная Америка, затем Восточная Азия, и последние места занимают Австралия и Восток России. На Востоке России значительные запасы сосредоточены в двух крупных Cu-Mo-Au-порфировых месторождениях

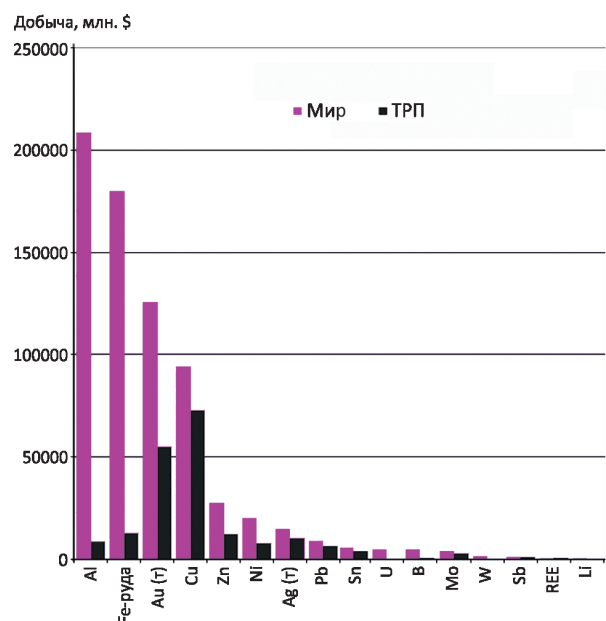


Рис. 3. Добыча стратегических металлов в мире и ТРП в 2016 г. (в млн. \$)

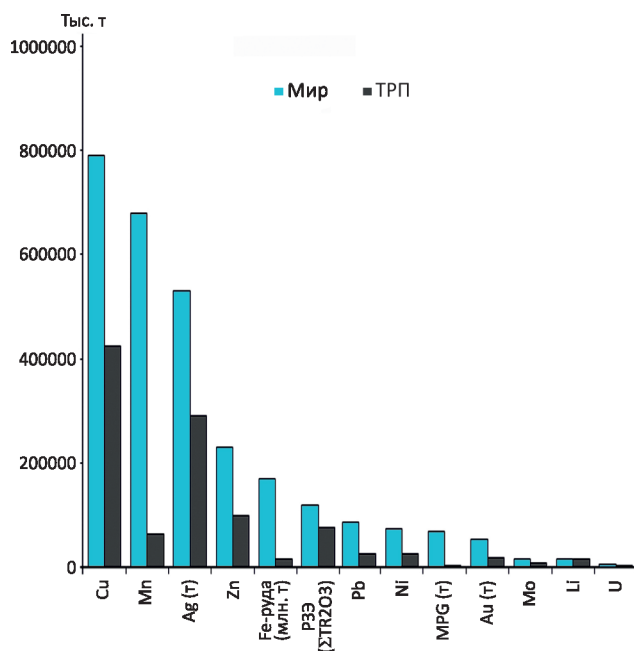


Рис. 4. Активные запасы стратегических металлов в мире и ТРП в 2016 г. (большинство запасов в тыс. т)

(Песчанка и Малмыж), подготавливаемых к освоению. Запасы меди месторождения Малмыж составляют 5,2 млн. т, а Песчанки – 3,7 млн. т, суммарно это ~10% от российских запасов [3]. Здесь также выявлены значительные прогнозные ресурсы Си в ещё неоткрытых месторождениях [3].

Золото. В современной мировой добыче золота доля ТРП составляет 45% (см. рис. 3), а доля в мировых запасах – более 36% (см. рис. 4). Основная добыча золота в ТРП, как и запасы, сосредоточена в восточно-азиатском сегменте, на втором месте Северная Америка, далее следуют Восток России и Южная Америка, и на последнем месте находится австралийский сегмент (см. рисунки 5, 6). Доля российского золота в запасах и добыче ТРП в целом составляет 7 и 27%, соответственно (см. рисунки 5 и 6). На территории Востока России за всю историю эксплуатации россыпных и рудных месторождений золота добыто >8500 т этого драгоценного металла. В 2016 г. примерно равное количество Au добыто в Чукотском АО – 28,8 т и Магаданской области – 27,3 т, в Республике Саха (Якутия) – 23,5 т, Амурской области – 22,8 т, Хабаровском крае – 19,8 т, Забайкальском крае – 12,1 т, Камчатском крае – 6,6 т, Сахалинской области, Курилах – 1,5 т, Приморском крае – 131 кг и Еврейской АО – 66 кг [4]. На Востоке России >30% золота по-прежнему добывается из россыпей. Среди рудных месторождений наилучшими показателями добычи отличаются: Купол, Двойное, Майское (Чукотский АО), Пионер, Березитовое (Амурская обл.), Павлик (Магаданская область), Албазино,

Светлое, Многовершинное (Хабаровский край). На востоке Российской Федерации, как и в ТРП в целом, золото добывается из трёх типов месторождений: эпitherмальных высоко- и низкосульфидизированных (Купол, Двойное, Светлое, Многовершинное и др.), сульфидно-вкрапленных с упорным Au (Майское, Албазино), орогенных золото-кварцевых (Павлик, Пионер и др.). Кроме того, в ТРП заметное количество Au производится из месторождений, связанных с интрузивами гранитоидов, Карлинского типа и попутно из медно-порфировых и колчеданно-полиметаллических месторождений [1]. Перспективы роста золотодобычи на Востоке России связаны с вводом в строй крупнейшего Наталкинского рудника.

Серебро. В ТРП добывается примерно 70% от глобального количества Ag (см. рис. 3); доля ТРП в мировых запасах – 54% (см. рис. 4). Около 50% производства приходится на Южную Америку, примерно по 23% – на Восток Азии и Северную Америку, а оставшаяся часть – на Австралию. Доля российского серебра в ТРП в запасах и добыче составляет 16% и 8%, соответственно (см. рисунки 5 и 6). Более 90% российского серебра производится из эпitherмальных руд. Главные продуценты Ag в российской части ТРП – магаданское месторождение Дукаг и чукотское Купол. Перспективы развития добычи Ag в российском секторе ТРП связаны с освоением крупнейших месторождений Прогноз и Мангазейское Западного Верхоянья (РСЯ) [3].

Железная руда. Доля ТРП в производстве железных руд не превышает 10% от мировой, а запасы – 9% от мировых. В суммарном балансе запасов ТРП ведущую роль играет восточноазиатский сегмент (см. рис. 6), далее следуют Восток России, Северная Америка, Австралия (Тасмания) и Южная Америка. По добыче Fe-руд (см. рис. 5) на первом месте находится Восток Азии, второе место делят Южная и Северная Америка, а на последнем месте с одинаковой выручкой находятся Восток России и Австралия (Тасмания). Здесь необходимо привести важный для развития МСБ железных руд Востока России пример. В 2017 г. около 97% железных руд в США добывалось в штатах Мичиган и Миннесота из знаменитых месторождений вокруг оз. Верхнее [6]. И только около 5 млн. т высокосортной железной руды (с содержанием 65%) добывалось на месторождении Айрон Маунтин (Юта) и экспортировалось в Китай, как и добытые железные руды из Fe-Cu-оксидных и скарновых месторождений Чили и Перу. Этот пример показывает, что богатые железные руды месторождений Востока России, расположенные вблизи побережья, могут представлять интерес для потенциальных инвесторов.

Цинк и свинец. В ТРП доля добычи Zn составляет 44%, Pb – 38% мирового производства (см. рис. 3), а доля в мировых запасах Zn – 43%, Pb – 28% (см. рис. 4). На Восток Азии приходится 34% производства Zn в ТРП и Pb – 67%, Южную Америку – ~32

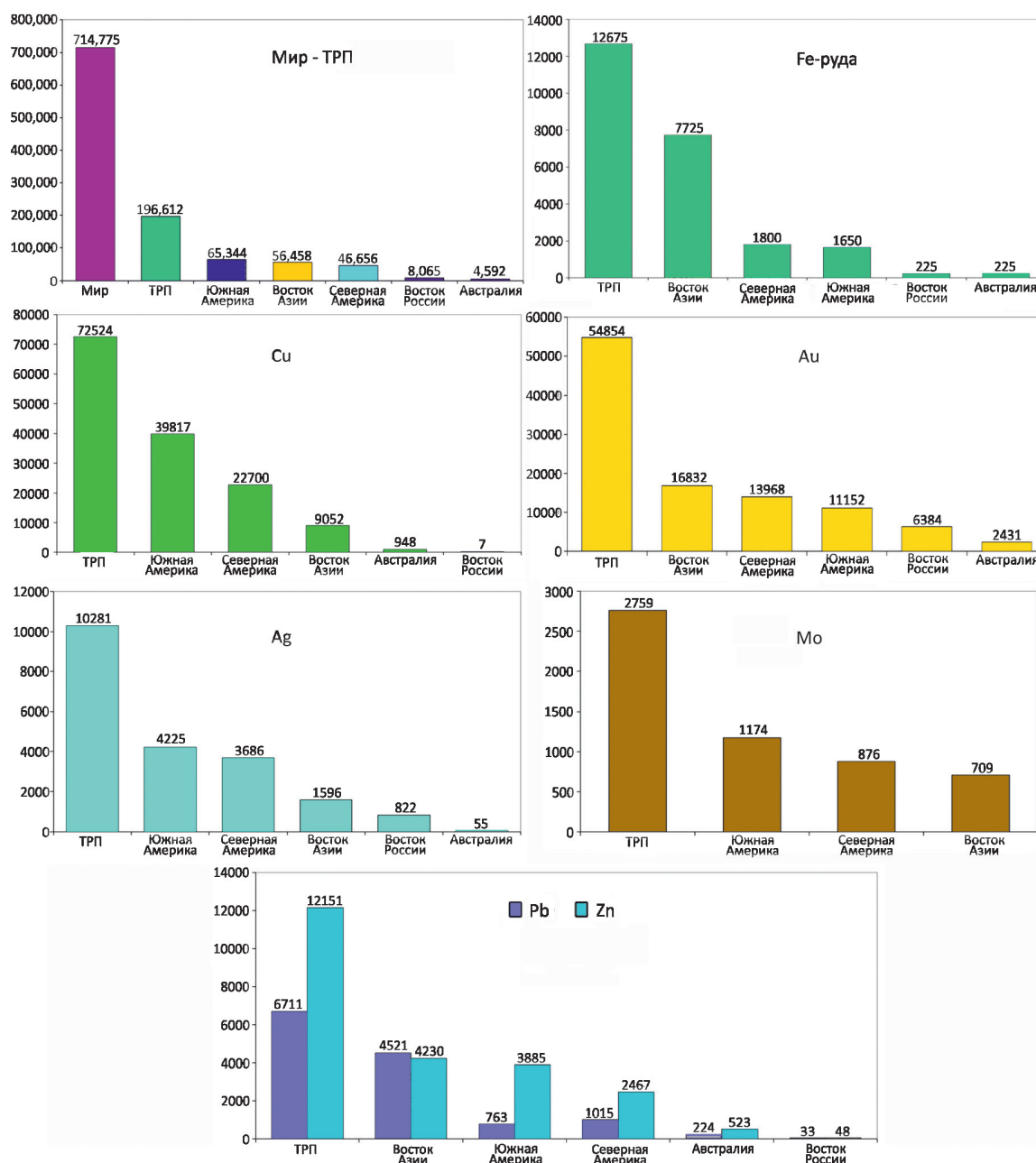


Рис. 5. Распределение добычи стратегических металлов по сегментам ТРП в 2016 г. (в млн. \$)

и 11%, Северную Америку – 20 и 15%, Австралию – 4 и 3% и российская доля <1%. Китай, Мексика, Боливия, США (Аляска) извлекают в ТРП почти весь цинк и свинец [15]. Месторождение Ред Дог с запасами 25 млн. т руды (Zn 19%, Pb 6% и Ag 80 г/т) было одним из крупнейших и богатых в мире [9]. Однако к 2012 г. основные его запасы были отработаны и карьер рудника перенесён на соседнее месторождение Аккалук, которое продлило срок жизни предприятия до 2031 г. [4].

Рудник Грин Крик – на втором месте в Аляске после Ред Дог, опережая крупные золотодобывающие предприятия (Форт Нокс и Пого) по суммарной стоимости продукции [14].

На Востоке России открыто и предварительно разведано только одно достаточно крупное месторождение, во многом аналогичное Ред Дог, – Сардана (РСЯ), оценка которого по сумме металлов – 8,4 млн. т [2]. Кроме того, в этом секторе ТРП активные запасы и производство цинка и свинца сосредоточены в старейшем

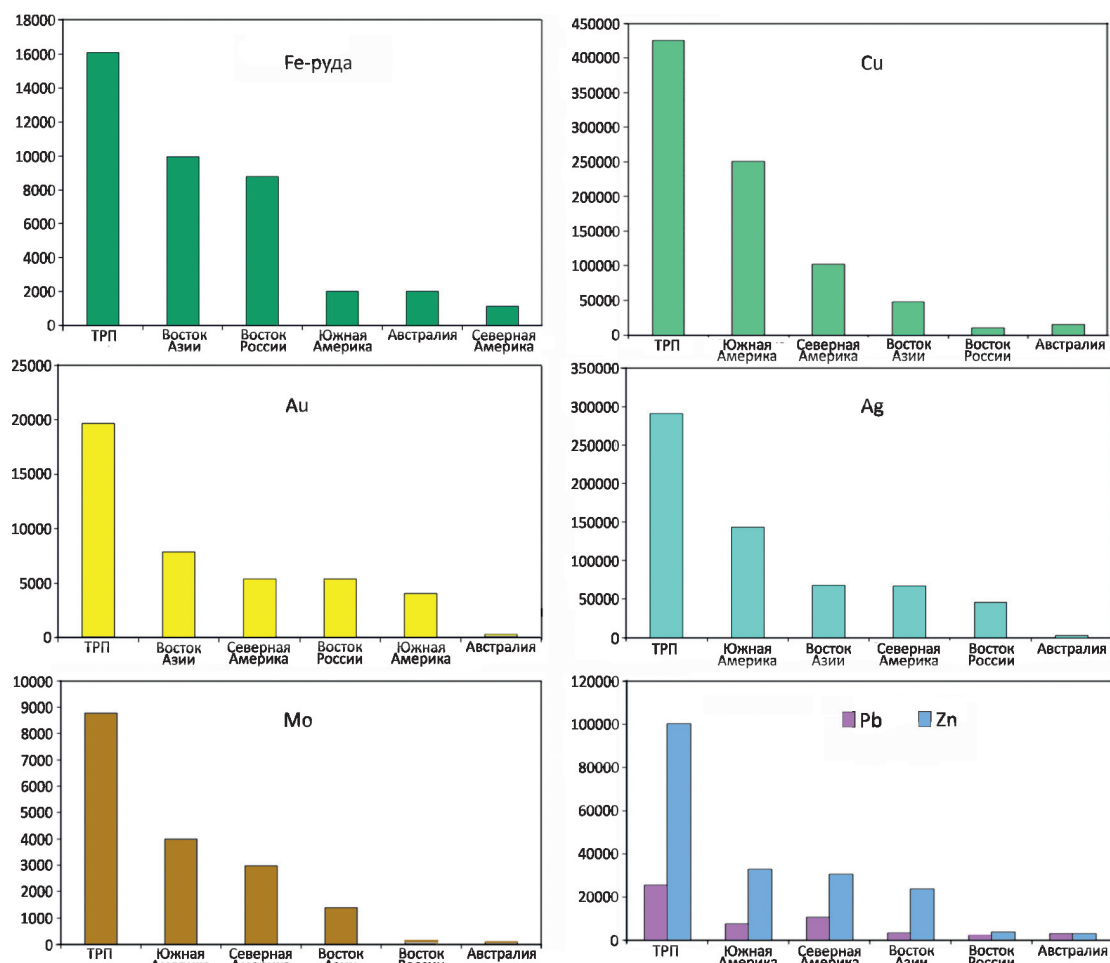


Рис. 6. Распределение активных запасов стратегических металлов по сегментам ТРП (большинство запасов в тыс. т)

горнорудном районе Приморского края – Дальнегорском (скарновые месторождения Николаевское, Партизанское и др.). В 2015 г. было добыто: Pb – 17,6 тыс. т, Zn – 23,0 тыс. т [2]. Из свинцового концентрата попутно извлекаются Ag, Au и Bi, из цинкового – Cd и Ag. Концентраты отправляются на экспорт морскими судами в страны Азиатско-Тихоокеанского региона: Республику Корея, Японию, КНР.

Молибден. Доля ТРП в производстве молибдена составляет 67% от мирового, а запасы – 51% от мировых. Более 42% производства приходится на Южную Америку, ~32% – на Северную Америку и оставшаяся часть – на Восток Азии, включая российский сектор. В австралийском сегменте молибден не добывается. Примерно также распределены и активные запасы (45%, 34% и 15%) в перечисленных выше сегментах ТРП. Доли Востока России и Австралии в запасах ТРП равны и составляют суммарно 6% (см. рис. 6).

Сурьма. Доля ТРП в производстве Sb составляет ~92% от мирового, а запасы – ~86% от мировых. Более

92% производства приходится на Восток Азии, включая российский сектор (7%), и оставшаяся часть примерно в равных долях – на австралийский и южноамериканский сегмент. Активные запасы распределены по сегментам ТРП следующим образом: Восток Азии – 60%, включая 15% российских, Южная Америка – 29%, Австралия – 11% (см. рис. 6).

Другие металлы. Ниже приведена краткая характеристика добычи и запасов ряда металлов в ТРП, не приносящих больших прибылей, но значимых для высокотехнологичных отраслей мировой экономики.

По данным выполненного анализа, доля производства этих металлов и полуметаллов в ТРП по сравнению с мировой (в %) следующая: Al 4,2; Mn 4,2; U 6,5; МПГ 7,2; W 12,6; B 18,8; Ni 38; Se 39; Li 45,6; Cd 52; Hg 54,4; Bi 61; Sn 73,4; Be 74; Re 76; Ge 79; PЗМ 82,3. А доля запасов (см. рис. 4): Mn 9,4; U 18,7; МПГ <0,1; W 69; B 8,1; Li 96,4; Sn 76; PЗМ 63,6.

Восток России по аналогии с североамериканским сегментом ТРП перспективен на открытие уникальных

берtrandитовых вулканогенных месторождений берил-лиа как в рудном районе Спур Маунтин (Spur Mountain, Юта) [15]. Из руд последнего производится 70% Be в мире. Восток России по аналогии с южноамериканским сегментом также перспективен на открытие богатых месторождений окисных руд (Mn 40±8%) как в районе Кокибо (Чили), используемых без обогащения. На Востоке России реально открытие и богатых месторождений РЗМ, сходных с китайскими объектами [4].

Таким образом, современное состояние минерально-сырьевой базы ТРП по сравнению с глобальной вполне удовлетворительное и обеспечивает устойчивое развитие экономики стран в его пределах (см. рис. 3). Такую же оценку можно дать и по отдельным сегментам ТРП. Как показал сравнительный анализ, выполненный по основным металлам, минеральное богатство достаточно равномерно распределено по трём основным субъектам ТРП (Южная, Северная Америка и Восточная Азия). Необходимо отметить, что Австралийский сегмент играет в ТРП незначительную роль.

Восток России, занимая территорию по площади в 2 раза превышающую южноамериканский сегмент ТРП и практически равную североамериканскому сегменту (см. рис. 1), существенно отстает от них как по запасам, так и по добыче основных металлов. В работах авторов данной статьи [1, 5, 8, 10, 11, 13 и др.] неоднократно обращалось внимание на слабую изученность таких весьма перспективных регионов, как внутренняя зона ОЧВП, а также Корякии и Камчатки.

Глобальная металлогеническая однородность ТРП позволяет предположить широкое развитие аналогов американских месторождений в его азиатской половине, в том числе и в северо-западном его отрезке – на Востоке России. Во внутренней зоне последнего весьма реальны перспективы открытия новых колчеданных месторождений (типа Куроко) и их сателлитов, а также месторождений Fe-Cu-Au окисных, Cu-Ag типа Манто, скарновых и других, широко развитых в американской половине ТРП. Внешняя зона российского сектора ТРП перспективна на открытие месторождений золота Карлинского типа, богатых комплексных скарновых месторождений, уникальных берtrandитовых месторождений Be типа Спур Маунтин, месторождений богатых окисных марганцевых руд типа Кокимбо, а также богатых месторождений РЗМ и других.

Высокие темпы роста горнодобывающей промышленности в ТРП демонстрируют Китай, Мексика, Чили и Перу. Хороший потенциал роста добычи Au, Ag, Cu, Mo, Zn, Pb и железных руд в ближайшей перспективе имеет Восток России, где открыты, разведаны и подготовлены к отработке несколько крупных месторождений, вводу в строй которых препятствует только слабо развитая инфраструктура.

Несомненно, что огромный потенциал ещё неоткрытых месторождений Востока России заслуживает большего внимания корпорации «Росгеология» и дру-

гих российских и зарубежных геологоразведочных и горнодобывающих компаний. Здесь возможно открытие нескольких новых рудных районов и крупных месторождений стратегических металлов в их пределах. В ближайшие годы добыча таких металлов в странах ТРП может увеличиться в 1,5–2 раза. Это позволяют имеющиеся активные запасы. Огромным потенциалом для развития горнодобывающей промышленности обладает Восток России.

Исследования выполнены в рамках темы Госзадания ИГЕМ РАН (№ АААА-А18-118021590164-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И. Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации. – М.: «МАКС Прес», 2014.
2. Вологин В.Г., Лазарев А.В. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Дальневосточного Федерального округа. <http://minexforum.com/document-type/publications/>
3. Государственный доклад. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2015 г. – М.: ФГБУ «ВИМС», 2017.
4. Каиуба С.Г., Иванов В.Н., Дудкин Н.В. Итоги добычи золота в РФ в 2016 году // Золото и технологии. 2017. № 1(35). С. 3–13.
5. О металлогенической роли кратонных террейнов в окраинноморской литосфере (на примере Северо-Востока России) / А.А.Сидоров, А.В.Волков, А.Д.Чехов, В.Ю.Алексеев // ДАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 523–528.
6. Середин В.В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н. Новый потенциально-промышленный тип иттриево-земельной минерализации в Юго-Западном Приморье // Разведка и охрана недр. 2006. № 9–10. С. 35–41.
7. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. – М.: Наука, 1977.
8. Сидоров А.А., Волков А.В. Металлогения окраинноморской литосферы (Северо-Восток России) // Литосфера. 2015. № 1. С. 24–34.
9. Сидоров А.А., Волков А.В. Освоение ресурсных регионов (на примере Аляски и Чукотского АО) // Вестник Российской Академии наук. 2008. Т. 78. № 10 С. 867–874.
10. Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. Зоны активизации и вулканизм // Вулканология и сейсмология. 2013. № 3. С. 3–14.
11. Сидоров А.А., Старостин В.И., Волков А.В. Рудноформационный анализ. – М.: Макс-Пресс, 2011.
12. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Известия АН СССР. Серия геол. 1946. № 2. С. 13–27.
13. Чехов А.Д., Сидоров А.А. О тектонической природе Яно-Колымского золотоносного пояса // ДАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 369–373.
14. Athey J.E., Freeman L.K., Harbo L.A. Alaska's Mineral Industry 2013 // Special Report. 69. 2014.
15. Mineral commodity summaries 2018. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey. 2018.
16. Tupkary R.H., Tupkary V.R. Introduction to Modern Iron Making. Boston: Khama Publisher, 2016.

Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование)

О.В.МИНИНА, И.Ф.МИГАЧЁВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

На основе применения формационного анализа и разработанной в ЦНИГРИ методики прогноза медно-порфировых месторождений впервые проведено специализированное прогнозно-металлогеническое районирование территории Южного Урала на медно-порфировое оруденение. Выделены Тагильско-Магнитогорская и Восточно-Уральская медно-порфировые металлогенические провинции, представляющие собой системы сближенных в пространстве субсинхронных вулкано-плутонических поясов (ВПП). Пояса или их части оконтуриваются в качестве медно-порфировых металлогенических зон. Достаточно подробно охарактеризованы геолого-тектоническая позиция ВПП, их строение, состав образующих их вулкано-плутонических ассоциаций и плутоногенных формаций, в первую очередь продуктивных на медно-порфировое оруденение. Рассмотрена металлогения ВПП; особое внимание уделено характеристике пространственно-временных связей различных типов оруденения с медно-порфировым. Металлогенические зоны ранжированы по степени перспективности на возможность обнаружения медно-порфировых месторождений.

Ключевые слова: медно-порфировые металлогенические провинции и зоны, вулкано-плутонические пояса, вулканогенные и плутоногенные формации, медно-порфировые, золоторудные, скарновые медно-магнетитовые месторождения.

Минина Ольга Васильевна
Мигачёв Игорь Фёдорович



metallogeny@yandex.ru
mifigor@tsnigri.ru

Porphyry Copper Provinces and Zones of the Southern Urals (Forecasting-Metallogenic Zoning)

O.V.MININA, I.F.MIGACHEV (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

Porphyry copper promising areas of various scales (metallogenic provinces and zones) were first outlined for the whole Southern Urals territory. This metallogenic zoning was based on the geological formational analysis and the authors' forecast methodology for porphyry copper deposits developed in TsNIGRI. The distinguished and outlined Tagil-Magnitogorsk and Eastern Urals porphyry copper metallogenic provinces represent systems of closely spaced nearly synchronous volcanic-plutonic belts (VPB). The belts, or their sectors, are delineated as porphyry copper metallogenic zones. Comprehensive characteristics of the VPB comprise their geotectonic setting, geological features, and composition of volcanic-plutonic assemblages and plutonic associations, especially of those productive for porphyry copper mineralization. The VPB metallogeny is considered, with special attention given to spatial and temporal relations of porphyry copper deposits to other ore mineralization types. The metallogenic zones are ranked according to their potential for porphyry copper deposit discovery.

Key words: porphyry copper metallogenic provinces and zones; volcanic-plutonic belts; volcanic and plutonic formations and associations; porphyry copper, auriferous, and skarn-related copper-magnetite ore deposits.

Перспективы выявления на территории Российской Федерации медно-порфировых месторождений оцениваются достаточно высоко [11]. С учётом инфраструктурного развития тех или иных территорий, наличия в них горнорудного производства и возможностей ускоренного освоения месторождений в качестве приоритет-

ного для их поисков и оценки должен рассматриваться Уральский регион. Здесь известны промышленные медно-порфировые месторождения (Михеевское, Томинское, Еленовское), в том числе успешно эксплуатируемые, и многочисленные проявления. Медно-порфировые месторождения Урала – новый альтернативный

источник меди для развития её минерально-сырьевой базы. Прогнозно-металлогенические исследования, проводимые с целью установления и оконтуривания разноранговых перспективных площадей, представляют собой основу для планирования и осуществления целевых геологоразведочных работ (ГРР). Учитывая вышеизложенное, с использованием разработанных под руководством А.И.Кривцова научно-методических основ прогноза и поисков медно-порфировых месторождений, на базе Государственных геологических карт последних лет масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000 ФГУП ЦНИГРИ проведено прогнозно-металлогеническое районирование Южного Урала на медно-порфировое оруденение, составлены прогнозно-металлогенические карты масштаба 1:500 000 и крупнее на структурно-формационной основе, оконтурены медно-порфировые провинции, зоны и рудные районы.

Стержневым элементом прогнозно-металлогенических построений было выделение вулканоплутонических поясов базальтоидного и андезитоидного типов, в пределах которых локализуется медно-порфировое оруденение. Серии сближенных в пространстве, сравнительно небольших ВПП, сформировавшихся в сходных палеотектонических обстановках во временном интервале девон–ранний карбон, образуют медно-порфировые металлогенические провинции – Тагильско-Магнитогорскую и Восточно-Уральскую (рисунки 1 и 2). Эти пояса рассматриваются как области развития двух различных рудоносных вулканоплутонических ассоциаций (ВПА) – базальтоидной и андезитоидной, образующих соответствующие названиям пояса [6]. Первая из них образована вулканитами базальт-андезитобазальтовой («порфиритовой») и плутонитами габбро-диорит-плагиогранитовой формаций. Она завершает собственно эвгеосинклинальный режим островодужных обстановок и отвечает поздним стадиям заполнения рифтогенных зон, переживших океанический режим развития. Магматиты ВПА слагают протяжённые вулканические гряды, сходные по позиции и строению с барьерными зонами островных дуг. Андезитоидная (андезит-диорит-гранодиоритовая) ВПА входит в состав андезитоидных ВПП, которые одни исследователи считают активизационными структурами, а другие относят к коллизионной стадии [6]. Эта ВПА формируется в начальные этапы развития поясов, располагаясь на комплексах основания разного состава и возраста. Андезитоидные ВПП пространственно и во времени сопряжены по латерали с зонами собственно эвгеосинклинального вулканизма, нередко располагаясь на «плечах» соответствующих прогибов и в их бортовых частях [10].

Ареалы развития рудоносных ВПА отвечают медно-порфировым металлогеническим зонам (МЗ). При этом нередко они развиты в пределах всего пояса или даже являются его единственной составляющей. В этом случае вся территория ВПП представляет собой

металлогеническую зону. В то же время дискретно расположенные в контурах поясов зоны проявления рудоносной ВПА также выделяются как металлогенические зоны.

Тагильско-Магнитогорская медно-порфировая провинция, включающая несколько ВПП, охватывает южную часть Тагильско-Магнитогорской мегазоны Урала с Присакмарско-Вознесенской, Западно-Магнитогорской, Восточно-Магнитогорской и Центрально-Магнитогорской структурно-формационными зонами (СФЗ). Здесь развита система рифтогенных прогибов с проявлением базальтоидного магматизма океанического и островодужного типов в возрастном интервале $O-S-D_3$. Между отдельными прогибами и сопровождающими их базальтоидными ВПП установлены фрагменты выступов раннепалеозойского и более древнего фундамента [8]. Базальтоидные пояса Западно-Магнитогорской (Новоалексеевский, Ирендыкский) и Восточно-Магнитогорской (Гумбейский, Верхнеуральский) СФЗ отделены друг от друга Центрально-Магнитогорской плитой, где в иной геотектонической обстановке, на относительно поднятом блоке древнего фундамента сформирован Центрально-Магнитогорский ВПП (см. рис. 2). В небольшой Тагильской части провинции находятся южные окончания наиболее ранних (S_1-D_1) поясов – Именновского и Турьинского, не содержащие здесь плутонитов, продуктивных на медно-порфировое оруденение; более значительную территорию занимает Новоалексеевский пояс.

Новоалексеевский ВПП (D_1) выделяется в северном обрамлении древнего Сысертско-Ильменогорского выступа фундамента и имеет продолжение на Среднем Урале. Он представлен вулканитами базальт-андезитобазальтовой (кунгурцевская свита, D_1) и плутонитами габбро-диорит-плагиогранитовой (новоалексеевский комплекс, D_1) формаций, образующих потенциально рудоносную ВПА. С массивами новоалексеевского комплекса связаны месторождения скарново-магнетитовой (Сиверское), медно-скарновой и медно-порфировой (Гумешевское) и золото-сульфидно-кварцевой (Крылатовско-Чесноковское) формаций. Присутствие медно-скарновых месторождений и проявлений, а также широкое распространение интрузивов продуктивной габбро-диорит-плагиогранитовой формации позволяет выделить здесь *Гумешевскую металлогеническую зону*, перспективную на обнаружение медно-порфировых объектов. На Гумешевском месторождении, помимо скарновых медно-магнетитовых и медных руд, представляющих скарново-медно-порфировый тип, выделенный М.Эйнауди [14], присутствует медно-порфировое оруденение в диоритах Восточного массива. Все типы руд отличаются повышенной золотоносностью, обеспечивая промышленные концентрации золота в коре выветривания. Предполагается продолжение Гумешевской МЗ в структуры Петрокаменской СФЗ на Среднем Урале.

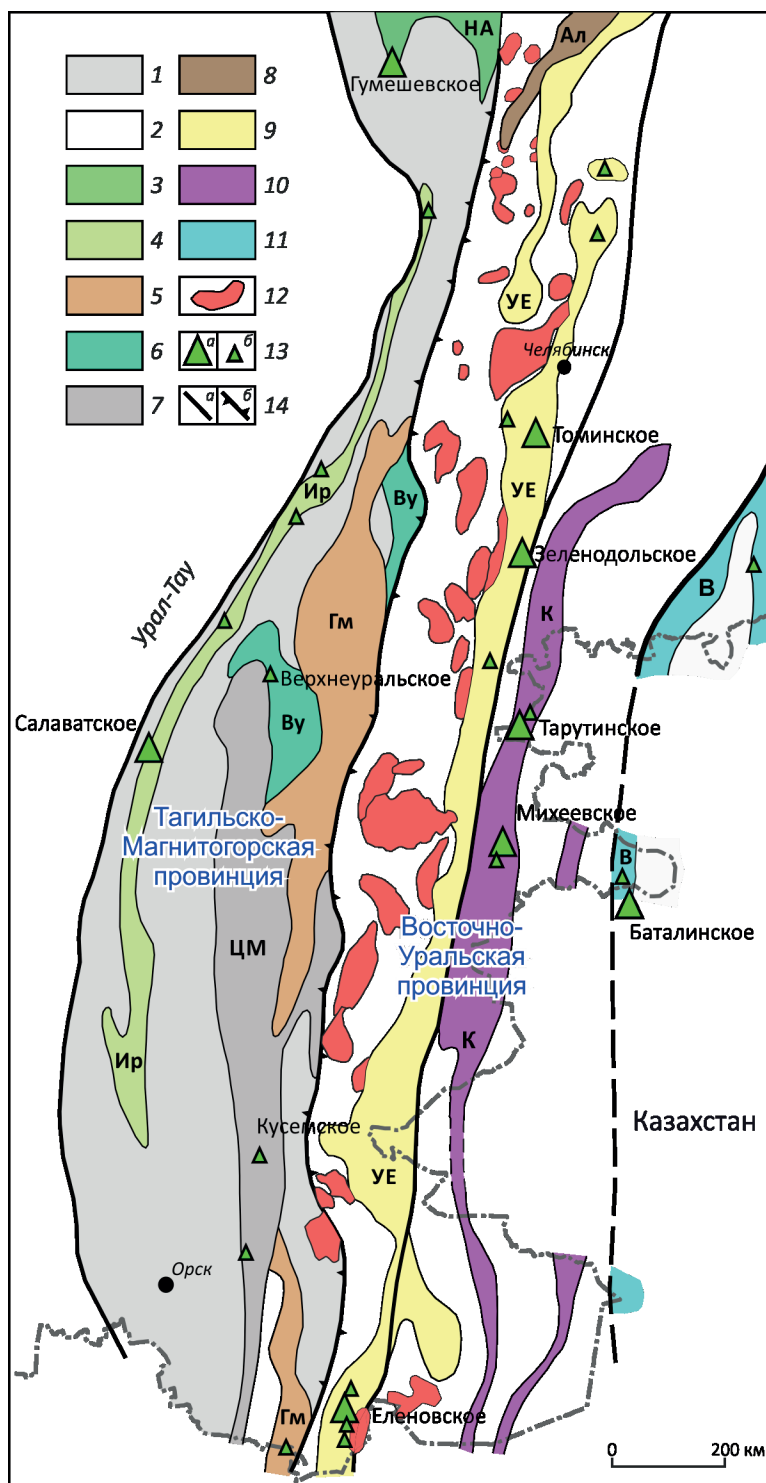


Рис. 1. Металлогенические провинции Южного Урала с вулканоплутоническими и плутоническими поясами:

1–2 – металлогенические провинции: 1 – Тагильско-Магнитогорская с преобладанием островодужных комплексов, 2 – Восточно-Уральская с крупными выступами сиалического фундамента; вулканоплутонические пояса: 3 – Новоалексеевский (НА), D_{1-2} , 4 – Ирландский (Ир), D_2 , 5 – Гумбейский (Гм), D_{2-3} , 6 – Верхнеуральский (Бу), D_3-C_1 , 7 – Центрально-Магнитогорский (ЦМ), C_1 , 8 – Алтынайский (Ал), D_{2-3} , 9 – Увельско-Еленовский (УЕ), D_3-C_1 , 10 – Катенинский (К), D_3-C_1 , 11 – Валерьяновский (В), C_1 ; 12 – Восточно-Уральский плутонический пояс (массивы гранитоидов C_1 и C_2-P); 13 – медно-порфировые объекты: а – месторождения, б – рудопроявления; 14 – глубинные и крупные региональные разломы (а), в том числе граница медно-порфировых провинций (б)

Магнитогорский прогиб | Восточно-Уральское поднятие

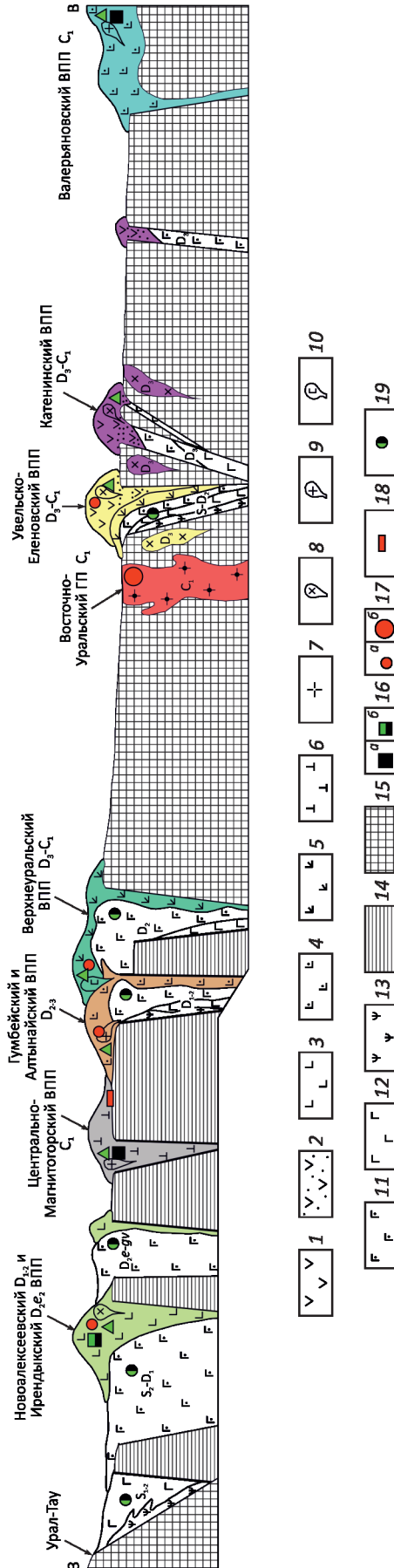


Рис. 2. Положение вулканоплутонических поясов в геоструктурах Южного Урала. Схематический субширотный разрез:

1–6 – вулканоплутонические и плутонические пояса* и преобладающие в их строении магматические формационные серии: 1–2 – андезитоидная Увельско-Еленовского и Катенинского ВПП; 1 – вулканогенная, 2 – вулканогенно-терригенная, 3 – базальт-андезит-базальтовая Иркендыкского ВПП, 4 – базальт-андезит-базальт-дацит-риолитовая Гумбейско-Катенинского ВПП; 5 – субщелочная базальт-андезит-базальт-риолитовая Верхнеуральского пояса, 6 – субщелочная базальт-андезит-базальт-дацит-риолитовая Центрально-Магнитогорского ВПП; 7 – габбро-тоналит-гранодиорит-гранитовая Восточно-Уральского гранитоидного пояса; 8–10 – массивы рудноосновных плутогенных формаций ВПП, сопровождающиеся медно-порфировым и сопряженным с ним оруденением: 8 – диоритовые, 9 – гранодиоритовые и гранитовые, 10 – монцитонитовые; 11–15 – формационные комплексы фундамента ВПП: 11 – дифференцированные базальт-риолитовые колчеданосные, 12 – однородные базальтовые и кремнисто-базальтовые (в сочетании с базит-гипербазитовыми и без них), 13 – базит-гипербазитовые, серпентинитовые, 14 – терригенные и вулканогенно-терригенные сланцевые (рифейские, палеозойские), 15 – гнейсовые и кристаллосланцевые (архейские, протерозойские); 16–19 – месторождения и проявления ВПП и их фундамента: 16 – скарновые; а – магнетитовые, б – медно-магнетитовые и меднорудные, 17 – золото-сульфидно-кварцевые жильно-шокверковые и золото-порфировые; а – рядовые, б – крупные, 18 – золоторудные стратойдные, 19 – медно-цинковоколчеданные; см. услов. обозн. к рис. 1; * Цвета ВПП те же, что на рис. 1

Ирендыкский ВПП (D_1-D_{2e}) в Западно-Магнитогорской СФЗ выражен системой протяжённых гряд вулканических построек, которые на южном фланге распадаются на отдельные вулканические сооружения и ареалы удалённых вулканомиктовых фаций. Пояс сложен вулканитами базальт-андезибазальтовой формации (ирендыкская свита, D_1-D_{2e}). Интрузивные комагматы вулканитов слагают небольшие штокообразные тела и дайки, принадлежащие салаватскому и кураганскому комплексам (D_{2e}) габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Базальт-андезибазальтовая и габбро-диорит-плагиогранитовая формации образуют ВПА, продуктивную на медно-порфировые и золото-сульфидно-кварцевые руды (рис. 3).

Северо-Ирендыкская медно-порфировая металлогеническая зона охватывает северный и западный фланги Ирендыкского пояса (рис. 4), где в выступах фундамента развиты многочисленные массивы плутонов рудоносной формации и сконцентрированы малые медно-порфировые месторождения (Поляковское, Дунгурай, Нуралинское, Салаватское, Вознесенское) и проявления (Троицкое, Ново-Берёзовское, Узункулевское и др.), локализованные в эндо- и экзоконтактных частях штоков и даек порфировидных диоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиров салаватского комплекса. С интрузивами этого комплекса сопряжены также мелкие месторождения золото-сульфидно-кварцевой (Красная жила) и золото-порфировой (Тыелгинское, Наилинское и др.) формаций. Золотоносные стратоидные залежи ряда месторождений (Камышканское, Малый Каран) приурочены к литолого-стратиграфическому уровню нижней части разреза базальт-андезибазальтовой формации [7]. Кроме того, в этой МЗ установлены комплексные рудные узлы (КРУ), отвечающие рудно-магматическим системам (РМС). Так, Круглогорский КРУ, образованный вулканитами и плутонами рудоносной андезибазальт-андезит-габбро-диоритовой ВПА, включает титаномагнетитовую минерализацию в габброидах, скарновые магнетитовые (Круглогорское месторождение) и стратоидные медно-кобальтовые (Медногорское проявление) залежи в андезибазальтах – во внутренней зоне РМС, а вулканогенные и вулканогенно-осадочные руды железа, меди и золота (золоторудные тела Колущинского месторождения, штокверковые золото-порфировые месторождения Николаевское, Кошеевское, Васянинское) – во внешней. В целом Северо-Ирендыкская МЗ рассматривается в качестве потенциально перспективной на медно-порфировое и сопряжённое золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

Гумбейский ВПП (D_{2-3}) объединяет вулканиты базальт-андезибазальтовой (гумбейская свита, $D_{2e}-gv_1$), вулканогенно-терригенной дацит-риодацитов (новобуранная толща, $D_2gv_1-D_3fr_1$) формаций и плутоны краснинского габбродиорит-гранодиорит-гранитового комплекса (D_{2-3}). Гряда вулканитов с редкими телами плутонов, как и Ирендыкская, протягивается в мери-

диональном направлении более чем на 300 км в Восточно-Магнитогорской СФЗ. Присутствие в верхней части разреза значительного объёма кислых вулканитов отличает Гумбейский ВПП от типичных базальтоидных поясов (см. рис. 3). На восточном фланге Гумбейской вулканической гряды размещена Копаловская ветвь пояса, сформированная в обстановке депрессионных структур в ходе накопления вулканогенно-осадочных амурской, селенодольской и копаловской толщ (D_{2-3}), которые по возрасту, составу и петрохимическим характеристикам вулканитов близки породам гумбейской свиты. Здесь, в разрезе карбонатно-терригенной базальт-андезибазальтовой формации локализовано Амурское стратиформное цинково-колчеданное месторождение, а в вышележащей субщелочной кремнисто-базальт-андезитовой – стратоидные золото-сульфидно-кварцевые проявления.

По времени становления и составу вулканитам Гумбейского пояса близки плутоны габбродиорит-гранодиорит-гранитовой формации в массивах краснинского комплекса (D_{2-3}). Мелкие тела гранитоидов прорывают вулканиты основной ветви Гумбейского ВПП, а крупные – базальтоидные толщи фундамента (D_{1-2}) в его южной перивулканической зоне. К ним приурочены небольшие медно-порфировые проявления: Малдыгусайское – в гранодиоритах Кошенсайского массива, Джаилган – в одноимённом интрузиве кварцевых диоритов. Выделенная здесь *Домбаровско-Ащевутаская медно-порфировая металлогеническая зона* представляет собой крупный выступ фундамента с интрузивами рудоносных формаций на южных флангах Гумбейского и соседнего Центрально-Магнитогорского (C_1) поясов (см. рис. 4).

В Гумбейском ВПП известны и отрабатывались многочисленные малые штокверковые месторождения золото-сульфидно-кварцевой (Алтын, Джугофаровский прииск и др.) и золото-кварцевой (Шафиковский прииск, Роза и др.) формаций в вулканитах той же продуктивной ВПА. Отличительной чертой металлогении этого пояса является присутствие средних и малых месторождений золото-серебряной адуляр-вторично-кварцевой формации (Западный и Южный Курсан, Промежуточное, Красинское), также локализованных в вулканитах базальт-андезибазальтовой формации вблизи массивов краснинского комплекса. Не исключено, что некоторые из золоторудных и золото-серебряных месторождений и проявлений приурочены к периферическим зонам медно-порфировых РМС, что ранее не учитывалось при постановке детальных поисковых работ на этих объектах.

Верхнеуральский ВПП (D_3-C_1) прослеживается в виде нескольких магматических ареалов в области сочленения Восточно- и Центрально-Магнитогорской СФЗ. Отличительной чертой является участие в его строении двух ВПА: ранней нормальнощелочной (аблязовской) и поздней субщелочной (верхнеуральской).

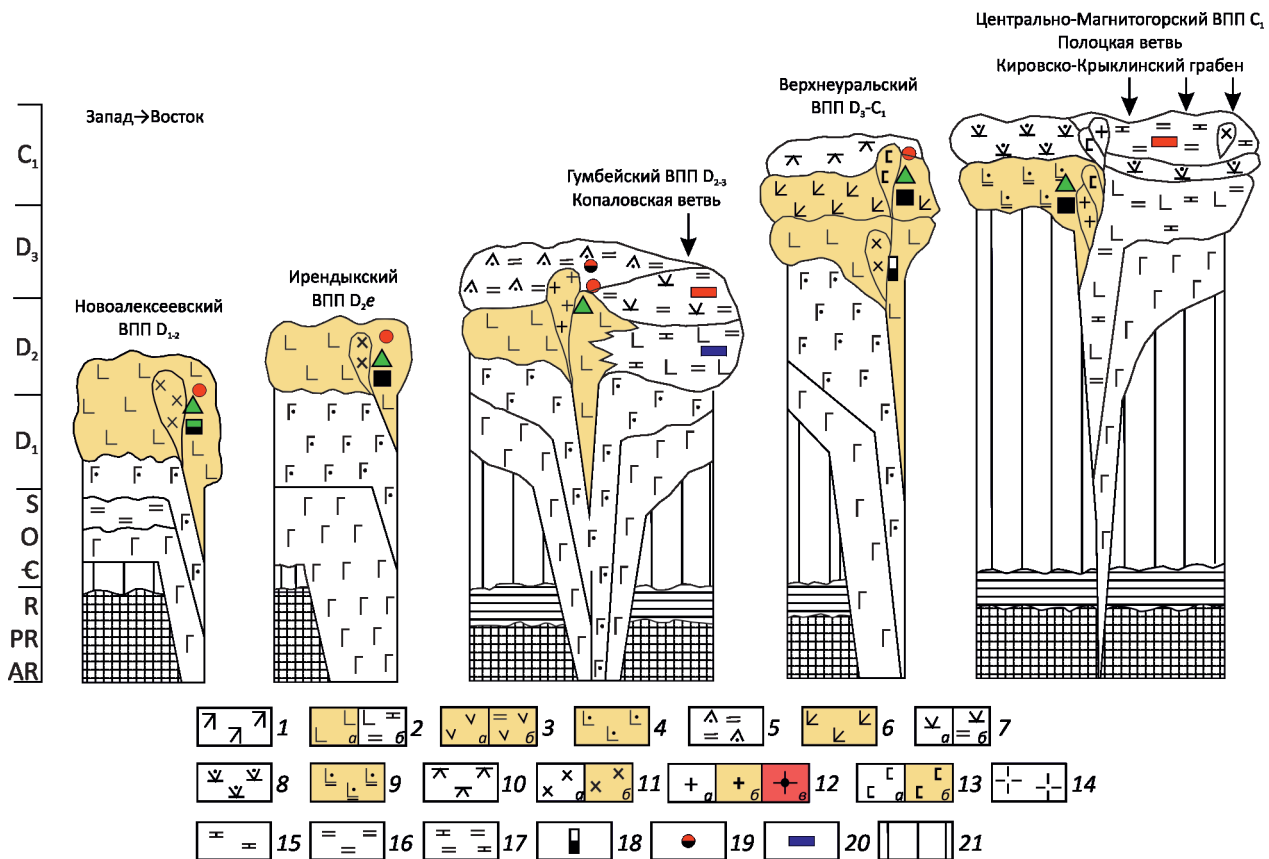


Рис. 3. Формационно-металлогенические ряды вулканоплутонических поясов Тагильско-Магнитогорской провинции:

1–10 – вулканогенные формации ВПП*: 1 – высокотитанистых базальтов, 2 – базальт-андезиобазальтовая, базальтовая: а – вулканогенная, б – вулканогенно-карбонатно-терригенная, 3 – базальт-андезиобазальт-андезитовая (дацитовая), андезитовая: а – вулканогенная, б – вулканогенно-терригенная, 4 – базальт-андезиобазальт-дацит-риодацитовая, базальт-андезиобазальт-риолитовая, 5 – дацит-риодацитовая вулканогенно-терригенная, 6 – субщелочная базальт-андезиобазальт-андезит-дацит-риолитовая, абсарокит-шошонитовая, 7 – субщелочная базальт-андезиобазальт-андезитовая, базальт-андезитовая, базальт-андезит-дацитовая: а – вулканогенная, б – вулканогенно-терригенная, 8 – субщелочная базальт-риолитовая, 9 – субщелочная базальт-андезиобазальт-риолитовая, 10 – субщелочная андезит-дацитовая; 11–14 – плутоногенные формации ВПП: 11 – габбро-диорит-(тоналит)-плагиогранитовая серия (а), в том числе габбро-диоритовая, диоритовая, диорит-плагиогранитовая и габбро-плагиогранодиорит-адамеллитовая формации (б), продуктивные на медно-порфировое и сопряжённое оруденение, 12 – габбро-тоналит-гранодиорит-гранитовая серия (а), в том числе диорит-гранодиорит-плагиогранитовая, габбро-гранодиоритовая, субщелочная габбродиорит-гранодиорит-гранитовая формации (б), продуктивные на медно-порфировое и сопряжённое оруденение, и габбро-гранодиорит (тоналит)-плагиогранит-адамеллитовая формация (в), продуктивная на золото-сульфидно-кварцевое и золото-порфировое оруденение, 13 – монцитонитовые формации: а – монцогаббро-монцит-диоритовая, монцит-диорит-граносиенит-лейкогранитовая, граносиенит-гранитовая и б – габбродиорит-монцит-сиенитовая, продуктивная на медно-порфировое оруденение, 14 – формации гранит-лейкогранитовой серии (С₂-Р) нерасчленённые; 15–17 – осадочные формации: 15 – карбонатные и терригенно-карбонатные, 16 – терригенные, 17 – (вулканогенно)-карбонатно-терригенные; 18–20 – месторождения и проявления ВПП: 18 – медно-титаномагнетитовые, 19 – золото-серебряные, 20 – цинковоколчеданные и свинцово-цинковые стратонитовые; 21 – перерывы в осадконакоплении и магматизме; см. услов. обозн. к рисункам 1 и 2; *вулканоплутонические ассоциации и формации, продуктивные на медно-порфировые и сопряжённые руды, на колонках выделены цветом

Для аблязовской ВПА (Д₃) доказана комагматичность вулканитов базальт-андезиобазальтовой формации в объёме аблязовской (воронинской) толщи и плутонов погорельского габбро-(диоритового) комплекса. Верхнеуральская ВПА (Д₃fm–С₁), следующая за аблязовской, образована трахибазальт-трахиандезиобазаль-

товой (новоивановская и бугодекская свиты, Д₃fm₁), трахиандезит-трахидацитовой (шумилинская свита, Д₃fm–С₁t), габбродиорит-монцит-сиенитовой (верхнеуральский комплекс) и граносиенит-гранитовой (северокассельский комплекс) формациями. Рудноносный верхнеуральский комплекс (Д₃) представлен

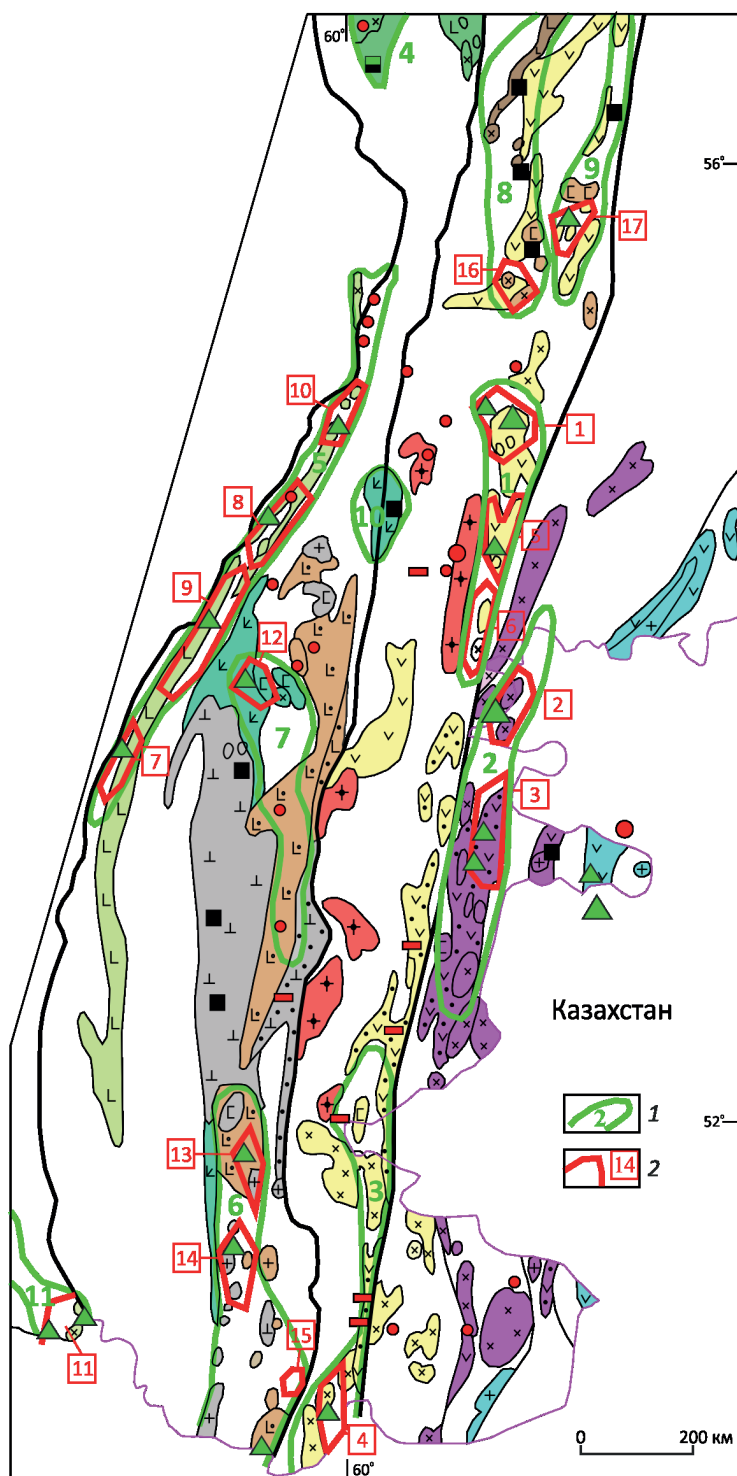


Рис. 4. Медно-порфировые металлогенические зоны и рудные районы Южного Урала:

1 – металлогенические зоны и их номера: 1 – Увельская, 2 – Тарутинско-Новониколаевская, 3 – Еленовско-Синешиханская, 4 – Гумешевская, 5 – Северо-Ирендыкская, 6 – Домбаровско-Ащевутакая, 7 – Верхнеуральская, 8 – Алапаевско-Теченская, 9 – Тахталымско-Крайчиковская, 10 – Краснокаменская, 11 – Медногорская; 2 – известные и потенциальные рудные районы и их номера (числа в квадратах): 1 – Биргильдинско-Томинский, 2 – Тарутинский, 3 – Новониколаевский, 4 – Еленовский, 5 – Зеленодольский, 6 – Кособродский, 7 – Салаватский, 8 – Вознесенский, 9 – Узункулевский, 10 – Круглогорский, 11 – Хабаровинский, 12 – Верхнеуральский, 13 – Кусемский, 14 – Ансукпайский, 15 – Джаилганский, 16 – Тептяргинский, 17 – Тахталымский; см. услов. обозн. к рисункам 1–3

кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, умеренно щелочными оливиновыми габбро и лейкогаббро, сиенитами и кварцевыми сиенитами. Расположенная восточнее небольшая Краснокаменная ветвь Верхнеуральского ВПП состоит из образований субщелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (шелудивогорская и краснокаменная толщи, D_3) и краснокаменского габбро-сиенитового комплекса, образующих ВПА (D_3).

В пределах основной ветви пояса оконтурена субмеридиональная *Верхнеуральская медно-порфировая металлогеническая зона*, охватывающая два относительно поднятых блока фундамента, вмещающих массивы рудоносных плутонов (см. рис. 4). В северном блоке основным рудным объектом является Верхнеуральское молибден-медно-порфировое проявление, приуроченное к западной части одноимённого интрузива габбродиорит-монцонит-сиенитовой формации. В этом массиве известны также проявления скарново-магнетитовой минерализации, а в породах его рамы – золото-кварцевое (Верхнеуральское месторождение) и золото-полисульфидное оруденения во вторичных кварцитах. Золото-сульфидно-кварцевые проявления присутствуют также в экзо-, эндоконтактной зоне Северокассельского граносиенит-гранитного интрузива. Золоторудные поля отмечены комплексными литохимическими ореолами Ag, Au, Cu и Mo, что может служить признаком их принадлежности к периферическим частям медно-порфировой РМС и свидетельствовать о перспективах выявления промышленных медно-порфировых руд на глубоких горизонтах и флангах золоторудных объектов. Таким образом, металлогеническая характеристика Верхнеуральского ВПП определяется верхнеуральской ВПА (D_3 – C_1), продуктивной на медно-порфировые и сопряжённые золото-сульфидно-кварцевые руды, проявления которых сконцентрированы в Верхнеуральской МЗ, перспективной на выявление медно-порфировых месторождений.

Центрально-Магнитогорский ВПП (C_1) расположен в одноимённой СФЗ, которая представляет собой крупный блок докембрийских сиалических пород, разделявший Западно- и Восточно-Магнитогорский колчеданосные пояса и перекрытый каменноугольными отложениями мощностью до 5 км [5]. Рядом исследователей [13 и др.] магматические образования C_1 Центрально-Магнитогорского ВПП рассматриваются как продукты тектономагматической активизации, в ходе которой вулканизм контролировался Магнитогорско-Богдановским грабеном, а плутонизм распространялся на более обширные площади. Пояс образован тремя вулкано-плутоническими ассоциациями C_1 : берёзовской, греховской (магнитогорская серия) и полоцкой (см. рис. 3). Ранняя берёзовская ВПА включает берёзовский вулканический комплекс (одноимённая свита) и большой объём плутонов куйбасовского и мосовского комплексов. Вулканы вместе с экстрозив-

ными и субвулканическими образованиями составляют трахибазальт-трахиандезитбазальт-риолитовую формацию. В относительно поднятых блоках фундамента существенную роль приобретают плутоны куйбасовского габбро-гранодиоритового и мосовского монцонит-граносиенит-гранитового комплексов. Греховская ВПА (C_1v) представлена одноимённым вулканическим трахибазальт-трахириолитовым и богдановским (монцо) габбро-монцодиоритовым комплексами.

Узкие трогообразные прогибы на восточном фланге пояса, трассирующие зоны глубинных разломов, выделяются в качестве его Полоцкой ветви. Полоцкая ВПА, синхронная магматитам берёзовской и греховской ВПА, образована вулканогенно-терригенной субщелочной базальт-риолитовой серией формаций (караганская, C_1t-v_1 , полоцкая, C_1v и каменная, C_1v_2 толщи). В горизонтах углеродисто-терригенно-карбонатных отложений каменной толщи локализованы стратиформные золото-сульфидно-кварцевые залежи Кировско-Кваркенского золоторудного района. Комагматичные плутоны габбро-плагиигранит-граносиенитовой формации слагают тела петропавловского комплекса.

Центрально-Магнитогорский ВПП известен своими крупными железорудными месторождениями. В качестве продуктивных выступают плутоны берёзовской ВПА: богатые титаномагнетитовые руды локализованы в габброидах куйбасовского комплекса, а основной объём скарново-магнетитовых руд, ассоциирующих с гранитоидами, – в известняках свиты горы Магнитной в основании вулканогенного разреза. С гранитоидами берёзовской ВПА сопряжены и медно-порфировые проявления. Они приурочены к крупному выступу фундамента в южной перивулканической зоне пояса и входят в состав *Домбаровско-Ащевутаской медно-порфировой МЗ*, охватывающей также южный фланг Гумбейского ВПП (см. рис. 4). В связи с массивами куйбасовского и мосовского комплексов здесь известны Кусемское, Ансукпай и Северо-Караусское медно-порфировые проявления. Наиболее значительное Кусемское проявление ассоциирует с северными апофизами Шиликтинского массива куйбасовского комплекса. В породах рамы интрузива присутствуют молибден-медно-магнетитовые скарны и мелкие золоторудные месторождения (Кусемское, Шиликтинское) и проявления. Присутствие молибден-медно-порфировых и сопряжённых скарновых (молибден-медно-магнетитовых) и золото-кварцевых проявлений, сконцентрированных вместе с интрузивами продуктивных формаций Гумбейского и Центрально-Магнитогорского поясов в крупном блоке их фундамента, позволяет рассматривать Домбаровско-Ащевутаскую МЗ в качестве потенциально перспективной на промышленное медно-порфировое оруденение.

Восточно-Уральская медно-порфировая провинция. Эта провинция охватывает Восточно-Уральское поднятие, состоящее из нескольких крупных выступов

архейских, протерозойских, вендских метаморфических и метаморфизованных пород и относительно опущенных блоков между ними, сложенных вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами (E_3-D_1). Те и другие частично перекрыты терригенно-карбонатными отложениями (C_2) и рыхлым мезо-кайнозойским чехлом. Специфическими элементами строения поднятия являются рифтогенные грабен-синклинальные структуры субмеридионального простирания, выполненные существенно базальтоидными толщами (D_{2-3}) и вулканогенно-терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами (C_{1-2}). Прибортовые части этих структур нередко вмещают тела габбро-гипербазитов. Центральную часть поднятия рассекает Копейская шовная зона северо-восточной ориентировки, контролирующая положение ряда грабен-синклиналей и триасового Челябинского грабена.

Провинция объединяет несколько ВПП – Алтынайский (D_{2-3}), Увельско-Еленовский, Катенинский (D_3-C_1) (см. рисунки 1 и 2). Пояса приурочены к рифтогенным грабен-синклинальным структурам, при этом вулканогенно-терригенные отложения развиваются преимущественно в самих прогибах, а вулканогенные и плутогенные – на их «плечах» и выклинках, объединяя отдельные грабен-синклинали в единые пояса. Таким образом, система рифтогенных прогибов определяет область развития и конфигурацию поясов, которые включают не только медно-порфировые проявления, но и месторождения, наиболее значительными из которых являются Михеевское и Томинское. В смежных (с востока) структурах Зауралья размещены небольшие по площади фрагменты Валерьяновского ВПП (C_1), а на западном фланге провинции – крупные интрузивы Восточно-Уральского (также C_1) гранитоидного пояса. Строение поясов Восточно-Уральской провинции отражено на рис. 5.

Алтынайский ВПП (D_{2-3}) выделяется в Алапаевско-Адамовской СФЗ, где протягивается в север-северо-восточном направлении, продолжаясь в структурах Среднего Урала. В его составе выделяются две ВПА – касаргинско-тептяргинская (D_2) и надыровомостовская (D_{2-3}). Первая из них образована вулканитами базальт-андезибазальтовой формации (маминская толща, D_2), небольшими интрузивами габбро-диорит-плагиогранитовых касаргинско-тептяргинского и баклановского (D_2), а также массивами алтынайского (D_2) габбро-диорит-гранодиоритового комплексов (см. рис. 5). Надыровомостовскую ВПА образуют вулканиты базальт-андезибазальтовой формации (D_{2-3}), а также массивы черкасовского диоритового и надыровомостовского монцонитоидного габбро-диорит-гранодиоритового комплексов.

В западной части пояса выделяется *Алапаевско-Теченская медно-порфировая металлогеническая зона* (см. рис. 4), которая с учётом данных А.И.Грабежева с соавторами [3] может быть продолжена далее на се-

вер, в структуры Среднего Урала. Основу для оконтуривания МЗ составляют ареалы развития плутонитов Алтынайского пояса, с которыми пространственно и во времени связаны медно-порфировые проявления, а также сопряжённые скарновые медно-магнетитовые и магнетитовые месторождения и проявления. В породах базальт-андезибазальтовой формации известно золото-кварц-сульфидное оруденение.

С интрузивами касаргинско-тептяргинского комплекса ассоциируют меднопорфировые (Тептяргинское, Темряковское) проявления, а также разрабатывавшиеся ранее Зырянкульское и Кульмяковское малые месторождения скарновых медно-магнетитовых руд. Аналогичные проявления приурочены к массивам алтынайского комплекса, причём медно-порфировое оруденение распространено в северном продолжении МЗ в Артёмовском, Белозёрском и Алтынайском массивах. С интрузивами надыровомостовского комплекса связано Теченское скарново-магнетитовое месторождение, а в Пороховском блоке известны сульфидные проявления с рудно-метасоматической зональностью, близкой медно-порфировым РМС. С учётом того, что в Алапаевско-Теченской МЗ присутствуют массивы трёх рудоносных интрузивных комплексов, с которыми ассоциируют медно-порфировые и скарновые медно-магнетитовые проявления, она относится к числу потенциально перспективных на обнаружение медно-порфировых месторождений, представляя собой южное продолжение Алапаевско-Сухоложской медно-порфировой зоны, выделенной на Среднем Урале [12].

Увельско-Еленовский ВПП (D_3-C_1) – наиболее крупный в регионе, с месторождениями и проявлениями медно-порфирового типа – расположен в Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральского поднятия, где протягивается в север-северо-восточном направлении вдоль Копейской шовной зоны на 700 км, через всю территорию Южного Урала, имея продолжение как в северном, так и в южном направлениях (см. рис. 1). Основанием пояса служат блоки пород разного состава и возраста. В его строении участвует несколько ВПА, сменяющих друг друга во времени (вверх по разрезу) и по латерали и отвечающих трём этапам его становления: D_3 джабыгасайская, D_3-C_1 березняковская, C_1 таяндинская и бекленищевская. По простиранию характер геоструктур, составляющих Увельско-Еленовский ВПП, существенно меняется. В южном звене он представлен системой грабен-синклиналей (Еленовско-Кумакская и др.), разделённых выступами фундамента, в среднем – Айдырлинско-Брединским прогибом протяжённостью 180 км, в северном звене – отдельными ареалами вулканитов и плутонитов в выступах допозднедевонского основания. В том же направлении в разрезе пояса более ранние ВПА наращиваются и частично замещаются более поздними.

Формационно-металлогенический ряд пояса (см. рис. 5) открывает джабыгасайская ВПА (D_3), проявленная

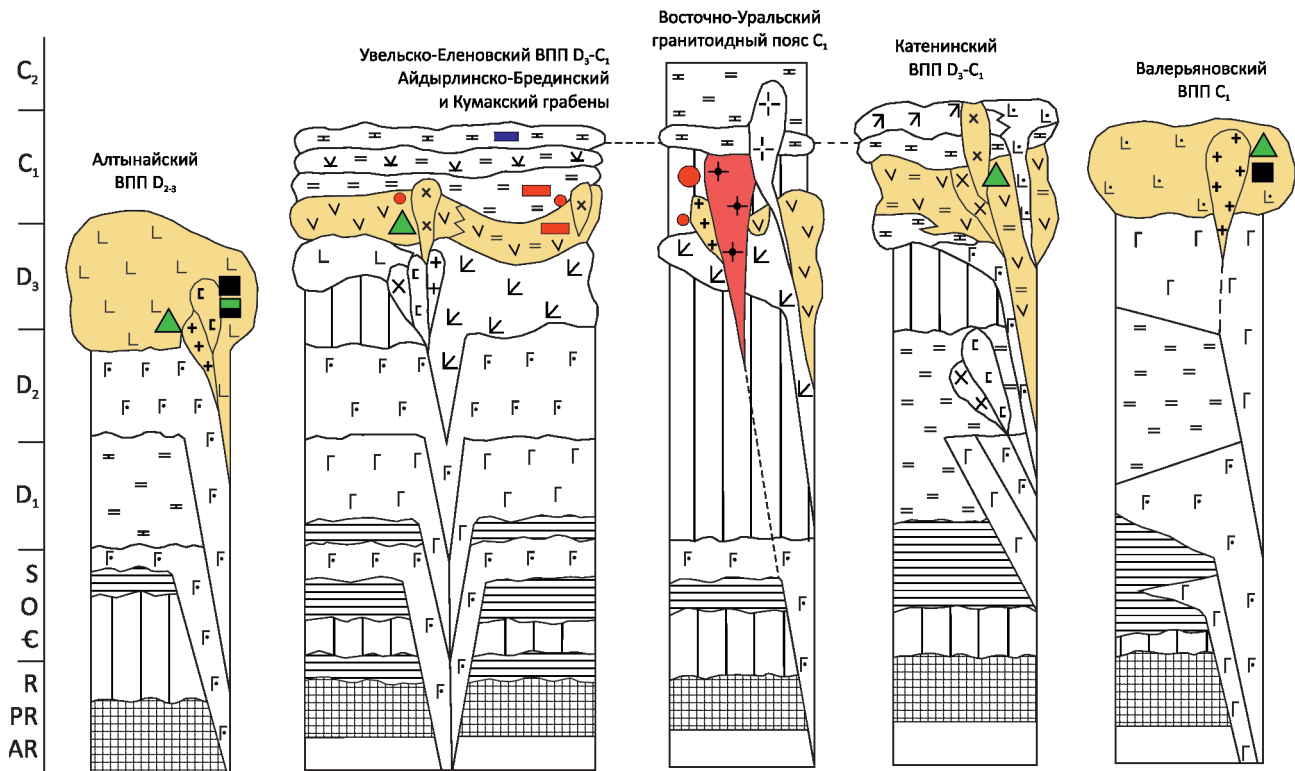


Рис. 5. Формационно-металлогенические ряды вулканоплутонических поясов Восточно-Уральской провинции:

см. услов. обозн. к рис. 3

в основном в южном звене пояса. Её вулканогенная часть представлена породами нормальной и субщелочной базальт-андезитбазальт-андезитовой формации (D_3) островодужного типа, получившей развитие южнее, на территории Казахстана. Плутониты (D_3fr-fm_1) возрастного интервала размещены в выступах фундамента, осложняющих и ограничивающих Еленовско-Кумакский грабен, где представлены значительными по размерам, нередко полиформационными плутонами габбро-диорит-плагиогранитовой (джабыгасайский и коскольский комплексы), монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой (урусискенский комплекс) и гранодиорит-гранитовой (среднеушкатинский комплекс) формаций.

Следующая по времени березняковская ВПА (D_3-C_1), слагающая основной объём пояса, образована рядом вулканогенно-терригенных, вулканогенных и плутогенных формаций, определяющих её состав как андезит-диоритовый. Вулканогенный разрез соответствует объёму березняковской и кургинской толщ (D_3-C_1) и по составу отвечает в основном андезитовой формации. Стратифицированные отложения вмещают мелкие экструзивы, штоки и дайки андезитов, дацитов, риодацитов, риолитов березняковского комплекса. В южном звене пояса вулканы березняковской ВПА выполняет Еленовско-Кумакский грабен, в среднем –

Айдырлинско-Брединский прогиб. В строении разреза здесь преобладают пирокластические и вулканомиктовые фации с прослоями терригенных пород. С образованиями андезитовой формации пространственно и во времени тесно связаны породы вышележащей терригенной угленосной брединской свиты (C_1). В северном, наиболее протяжённом (более 300 км) звене Увельско-Еленовского ВПП вулканы (преимущественно андезиты) березняковской ВПА участвуют в строении нескольких пространственно разобщённых ареалов, в совокупности образующих цепь север-северо-восточного простирания. Наиболее значительные по размерам Томинский, Зеленодольский и Кособродский ареалы отличаются присутствием массивов комагматичных плутонитов. Здесь в ходе ГДП-200 (1999) установлен фаунистически охарактеризованный возраст березняковской толщи – D_3fm-C_1t .

Плутогенные члены березняковской ВПА представлены массивами диорит-плагиогранитового ряда нескольких интрузивных комплексов: биргильдинско-томинского и мариновского (D_3-C_1), кумакского и кокпектысайского (C_1). Породы биргильдинско-томинского диоритового комплекса слагают небольшие штокообразные тела и дайки в северной половине пояса, в выступах фундамента и ареалах вулканитов

березняковской ВПА. Абсолютный возраст диоритов Зеленодольского массива, определённый К-Аг методом, отвечает D_3-C_1 . Породами марииновского диорит-плагиогранитового комплекса сложен Смолинский массив в восточной части полиформационного Челябинского плутона. К возрастной группе C_1 в южном звене пояса относятся мелкие тела и дайки золотоносного кумакского диорит-(гранодиорит)-плагиогранитового комплекса, прорывающие вулканогенно-терригенные образования березняковской ВПА, включая брединскую (C_1) толщу. Аналогичное положение занимают тела комплексысайского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса (C_1) в Наследницкой грабен-синклинали. Мелкие порфировые штоки и дайки еленовского диорит-гранодиоритового комплекса сконцентрированы в одноимённом магматогенном поднятии.

Образования более поздней таяндинской ВПА (C_1) в северной половине пояса несогласно перекрывают отложения березняковской ВПА. Нижняя часть разреза представлена толщами субщелочных вулканитов (от базальтов до риолитов), вулканогенно-осадочных и осадочных пород (березиновская и дербишевская толщи, C_1). Залегающая выше таяндинская толща (C_1) по составу отвечает субщелочной базальт-андезит-диорит-порфировой формации. Плутогенной составляющей таяндинской ВПА, вероятно, является близкий ей по времени вознесенский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс (C_1). Ареал развития бекленищевской ВПА (C_1) образует северо-западную ветвь Увельско-Еленовского ВПП и продолжается в восточных зонах Среднего Урала. Вулканогенные члены представлены породами субщелочной базальт-(андезит-дацит)-риолитовой формации (бекленищевская свита, C_1t-v) и по латерали замещают совозрастные континентальные угленосные отложения. В рамках того же интервала сформирован маминский гранодиорит-гранитовый комплекс (C_1), с которым связано золото-кварцевое оруденение. Разрез Увельско-Еленовского ВПП завершается визе-серпуховскими тугундинской и биргильдинской терригенно-карбонатными толщами.

Металлогеническую характеристику Увельско-Еленовского ВПП определяет березняковская ВПА (D_3-C_1), сопровождающаяся промышленным медно-порфировым и золотым оруденением. Образования березняковского и брединского вулканогенно-терригенных комплексов вместе с сопровождающими их экструзивно-субвулканическими телами андезитов-дацитов-риодацитов, дайками и силлами кумакского диорит-плагиогранитового комплекса вмещают месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации. Золотоносные стратойдные залежи метасоматитов, жилы и штокверки в Кумакском, Айдырлинско-Синешиханском и Брединском рудных районах локализованы на двух литолого-стратиграфических уровнях: нижнем – в андезитовой березняковской толще (D_3-C_1) и верхнем – в углеродисто-вулканогенно-карбонатно-терригенной

брединской свите (C_1). С массивами биргильдинско-томинского диоритового комплекса в центральном и северном звеньях пояса сопряжены медно-порфировые (Томинское, Биргильдинское), золото-порфировые (Берёзовское, Николо-Святительское) месторождения, а также скарновые медно-магнетитовые проявления. Дайки еленовского диорит-гранодиоритового комплекса выступают в качестве продуктивных на одноимённом молибден-медно-порфировом месторождении. С учётом размещения массивов рудоносных формаций, месторождений и проявлений медно-порфировых и сопряжённых руд в Увельско-Еленовском ВПП оконтурены Увельская, Еленовско-Синешиханская и Тахталымско-Крайчиковская медно-порфировые металлогенические зоны (см. рис. 4).

Увельская МЗ, охватывающая среднее звено пояса, представляет собой выступ ордовикско-силурийского базальтоидного фундамента размером 20×150 км, вытянутый в меридиональном направлении. Породы березняковской ВПА слагают здесь три ареала площадью $30-50$ км², в каждом из которых присутствуют массивы рудоносного биргильдинско-томинского комплекса, а также проявления и месторождения медно-порфирового типа (рис. 6). Наиболее значительные рудные объекты сосредоточены в северном ареале, определяющем положение Томинского золото-меднорудного района. Здесь промышленное меднопорфировое и сопряжённое золото-сульфидно-кварцевое, золото-порфировое оруденение ассоциирует с плутонитами березняковской ВПА. Основной объект – Томинское медно-порфировое месторождение локализовано в эндо-, экзоконтактной зоне массива диоритов-кварцевых диоритов. Другие месторождения и проявления этого типа (Калиновское, Биргильдинское, Южно-Биргильдинское) ассоциируют с небольшими интрузивами и дайками. В 46 км к югу от Томинского находится Зеленодольское мелкое медно-порфировое месторождение, а ещё южнее – Искровское и Урманское медно-порфировые проявления.

С массивами биргильдинско-томинского комплекса также ассоциирует золото-сульфидно-кварцевое оруденение. На Березняковском месторождении золоторудный штокверк локализован в экструзивно-субвулканическом массиве порфировых диоритов-андезитов [2]. На Николо-Святительском месторождении золото-сульфидно-кварцевый штокверк в кварцевых диоритах, возможно, представляет верхнюю часть медно-порфировой РМС, поскольку ниже него скважинами вскрыта медно-порфировая минерализация. В связи с более поздней таяндинской ВПА (C_1) в Увельской МЗ известны стратиформные полиметаллические проявления в карбонатных прослоях среди пород базальт-андезит-диорит-порфировой формации, а также в карбонатной биргильдинской толще (C_1).

Широкое распространение массивов рудоносного биргильдинско-томинского комплекса, с которым

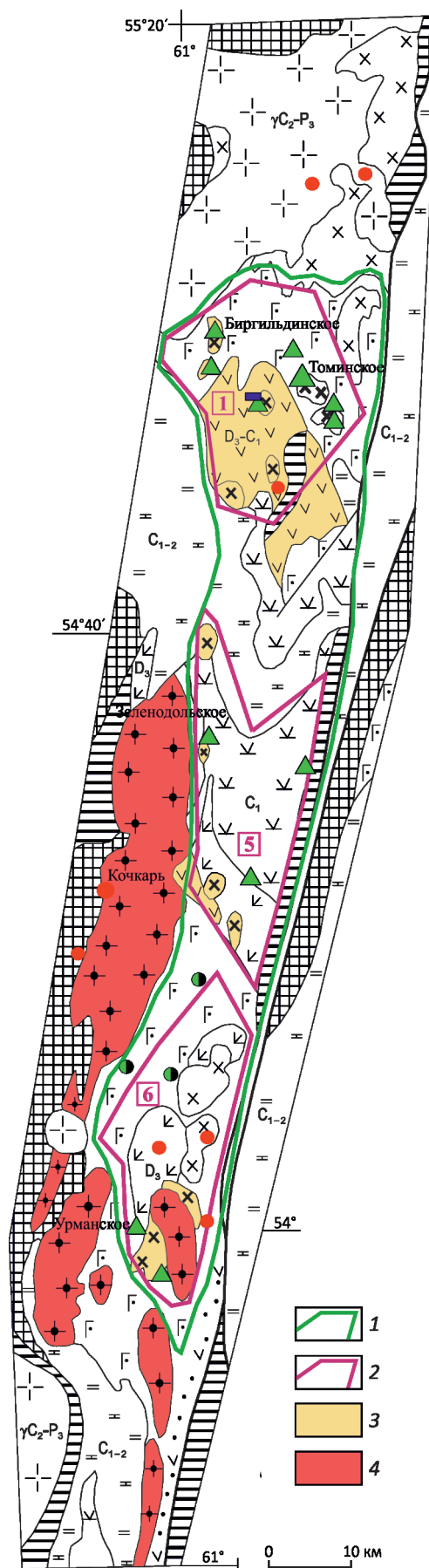
Рис. 6. Увельская медно-порфировая металлогеническая зона:

1 – контур Увельской медно-порфировой металлогенической зоны; 2 – известные (1 – Биргильдинско-Томинский, 5 – Зеленодольский) и потенциальный (6 – Кособродский) медно-порфировые рудные районы (цифры в квадратах); ВПА и формации, продуктивные: 3 – на медно-порфировое и 4 – золото-сульфидно-кварцевое оруденение; см. услов. обозн. к рисункам 1–3

сопряжены медно-порфировые, золото-сульфидно-кварцевые и золото-порфировые объекты, в благоприятной обстановке крупного выступа фундамента Увельско-Еленовского ВПП ставит Увельскую МЗ в число наиболее перспективных на обнаружение новых медно-порфировых месторождений.

Еленовско-Синешиханская МЗ оконтурена на южном фланге Увельско-Еленовского ВПП. Основными элементами её строения являются Еленовско-Кумакская, Синешиханская и Наследницкая грабен-синклинальные структуры, а также выступы фундамента в их бортах и внутренних частях. Депрессионные структуры выполнены стратифицированными толщами березняковской ВПА со стратоидными золото-сульфидно-кварцевыми месторождениями Кумакского и Айдырлинско-Синешиханского рудных районов, а выступы фундамента вмещают массивы плутонитов этой и предшествующей джабыгасайской ВПА. В южном замыкании Еленовско-Кумакского грабена в Еленовском магматогенном поднятии (медно-порфировом рудном районе) размещено небольшое отработанное Еленовское месторождение, а также проявления Ушкотинское, Тритикольское, Участок № 3 и Восточная зона. На Еленовском месторождении в качестве рудоносных выступают дайки диоритов-плагио-гранитов березняковской ВПА. В Еленовско-Синешиханской МЗ, как и в Увельской, проявлено пространственное совмещение медно-порфирового и золотого оруденения, ассоциирующего с плутонитами джабыгасайской и березняковской ВПА. В выступе фундамента, ограничивающем с востока Еленовско-Кумакский грабен, в гранитоидах джабыгасайского комплекса (D_3) известно более тридцати мелких месторождений золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого типов. Со штоками и дайками гранит-порфиров ассоциируют золото-порфировые проявления с повышенным содержанием меди до 0,1% – Сабержан, Верблюжья гора, Берзитовый Увал, а также Южно-Кокпетинское медно-порфировое проявление.

Перспективы Еленовско-Синешиханской МЗ на медно-порфировое оруденение основываются не только на присутствии здесь Еленовского месторождения и проявлений этого типа, но и на широком распространении сопряжённых золото-сульфидно-кварцевых и золото-порфировых объектов в связи с вулканитами и плутонитами джабыгасайской и березняковской ВПА.



Наиболее перспективны выступы фундамента на участках сужения и замыкания Еленовско-Кумакского грабена: южный (Еленовский) и северный (Петропавловский), а также примыкающие к бортам грабена блоки с телами плутонитов продуктивных формаций.

Тахталымско-Крайчиковская МЗ охватывает северный фланг Увельско-Еленовского ВПП, где на базальтоидном субстрате (S–D) размещены небольшие ареалы вулканитов и плутонитов березняковской ВПА. С массивами биргильдинско-томинского диоритового комплекса сопряжены Тахталымское, Бараковское и Халитовское медно-порфировые, а также Крайчиковское, Усть-Багарякское и другие скарновые медно-магнетитовые проявления. Здесь же в монцодиоритах надыровомостовского комплекса Алтынайского ВПП локализовано Чекуровское медно-молибден-порфировое проявление. Присутствие в Тахталымско-Крайчиковской МЗ медно-порфировых и скарновых медно-магнетитовых проявлений, сопряженных с массивами биргильдинско-томинского комплекса, позволяет рассматривать эту зону в качестве потенциально перспективной в отношении медно-порфирового оруденения.

Катенинский ВПП (D_3 – C_1), как и Увельско-Еленовский, протягивается вдоль Копейского глубинного разлома, но с его восточной стороны (см. рис. 1). Пояс размещен в структурах Троицко-Карашатауского антиклинория с крупными выступами гнейсов PR_1 и разделяющими их синклинорными структурами с базальтоидными и вулканогенно-терригенными толщами от E_1 до D_1 . Выступы фундамента осложнены системой субмеридиональных рифтогенных грабен-синклиналей (Михеевская, Катенинская, Каутканская, Сарыобинская и др.), в строении которых участвуют продукты базальтоидного магматизма океанического и островодужного типов D_{1-2} и C_1 . Система таких прогибов протяженностью около 400 км контролирует положение ВПА и формаций D_3 – C_1 возраста и тем самым определяет положение Катенинского ВПП. Их южным продолжением на территории Казахстана является крупный Иргизский прогиб, образованный базальтоидными формациями C_1 островодужного типа [1].

Ранние члены Катенинского пояса представлены ащисуйской ВПА (D_3 – C_1), включающей породы вулканогенно-терригенной андезибазальт-андезитовой формации (ащисуйской толщи) и диорит-плагиогранитового ульяновского комплекса (см. рис. 5). Существенно вулканогенный тип разреза и максимальная мощность (800 м) андезибазальт-андезитовой формации характерны для северного звена пояса. По латерали (как в северном, так и в южном направлениях) её мощность сокращается, и в разрезе основную роль приобретают терригенные породы с известняковыми рифовыми постройками. По данным Е.А.Белгородского и др. [9], становление андезибазальт-андезитовой формации в рамках того же временного интервала D_3 – C_1 сопровождается и завершает ульяновский диорит-плагиогранитовый комплекс.

Со следующим этапом становления Катенинского ВПП связано накопление вулканитов базальт-андезит-дацитовый и высокотитанистой базальтовой формаций (аккаргинская и кайрактинская толщи (C_1v – s), соответственно), а также становление интрузивов гранитоидов катенинского и рудоносного михеевского комплексов (C_1). Наибольшее распространение эта ассоциация получила в южном звене пояса, в Шалкарском грабене, где с массивами диорит-плагиогранитового состава связаны проявления сульфидно-магнетитовых скарнов. Шалкарский грабен является северным продолжением Иргизского прогиба на территории Казахстана, где в массивах габбро-диорит-плагиогранитовой формации локализованы медно-порфировые проявления Аралтогай и Киимжайган II [1]. Вулканиты формации высокотитанистых базальтов наращивают разрез ащисуйской ВПА в рифтогенных грабен-синклиналях, а интрузивы катенинского (кокпектысайского) габбро-диорит-плагиогранитового комплекса (C_1) формируются в примыкающих к ним выступах фундамента. Становление пояса завершают плутониты габбро-диорит-плагиогранодиорит-адамеллитовой формации, отвечающей рудоносному михеевскому (C_1) комплексу [9]. Мелкие тела локализованы во внутренних и прибортовых частях грабен-синклиналей в районе Михеевского и Новониколаевского медно-порфировых месторождений, а более крупный Карамысовский интрузив с Тарутинским месторождением – в выступе фундамента. Михеевский от диорит-плагиогранитового ульяновского комплекса отделяет накопление базальтов кайрактинской толщи.

Металлогенический профиль Катенинского ВПП определяют массивы михеевского комплекса габбро-диорит-плагиогранодиорит-адамеллитовой формации, продуктивной на медно-порфировые руды. В его центральном звене выделена *Тарутинско-Новониколаевская медно-порфировая МЗ*, отвечающая крупному сиалическому блоку с максимальным количеством рифтогенных грабен-синклинальных структур и выступов фундамента, вмещающих массивы рудоносного михеевского комплекса. В пределах МЗ расположены отрабатываемое в настоящее время Михеевское месторождение и все известные проявления медно-порфирового типа (Новониколаевское, Западное, Восточное, Ново-Катенинское, Южно-Степное, Карамысовское). На некоторых из них проявлена золото-полисульфидная минерализация, свойственная верхним частям медно-порфировых РМС, и комплексные геохимические ореолы надрудного типа. На северном фланге зоны размещено Тарутинское скарново-медно-порфировое месторождение (см. рис. 4). Присутствие Михеевского и Тарутинского месторождений, а также многочисленных слабо изученных медно-порфировых проявлений в условиях благоприятной геоструктурной обстановки свидетельствует о достаточно высоких перспективах Тарутинско-Новониколаевской МЗ на выявление новых медно-порфировых месторождений.

Небольшие фрагменты *Октябрьско-Денисовской ветви Валерьяновского ВПП* (C_1) выделяются на востоке Южного Урала (на границе с Казахстаном), в структурах Тургайского прогиба Зауралья. Ареал развития магматических образований C_1 , сформированный на вулканогенных и терригенных толщах от S до D_3 , примыкает с востока к зоне Тобольского глубинного разлома (см. рисунки 1 и 2). На территории Казахстана основной объём Валерьяновского пояса образован андезитовой (валерьяновская свита, C_{1v-s}) и габбро-диорит-гранодиоритовой (соколовско-сарбайский, михайловский и другие комплексы C_1) формациями, образующими ВПА, продуктивную на скарново-железородное и медно-порфировое оруденение [1]. Магнетитовые руды сопряжены с ранними, более основными по составу членами ВПА и сосредоточены в крупнейших месторождениях Соколовско-Сарбайского рудного района. Медно-порфировое оруденение сопровождается поздние гранодиорит-плагиогранитовые порфировые фазы хорошо дифференцированных массивов. На территории Российской Федерации особенности строения Октябрьско-Денисовской ветви, почти полностью перекрытой чехлом Западно-Сибирской плиты, устанавливаются в основном по материалам бурения и геофизических исследований (см. рис. 5). С учётом состава пород, развитых в пространственно разобщённых участках, вулканогенная часть ВПА (кулыкская, ритвинская, валерьяновская и толщи, C_{1v-s}) укладывается в рамки базальт-андезиобазальт-риолитовой формации; плутогенные члены представлены массивами диорит-гранодиорит-плагиогранитовой формации (барамбаевский комплекс, C_1).

В северо-восточном звене Александровско-Денисовской ветви пояса на территории Курганской области РФ массивы габбро-диоритов соколовско-сарбайского комплекса сопровождаются скарново-магнетитовым оруденением, представленным четырьмя месторождениями, в том числе Берёзовским и Глубоченским с повышенным содержанием меди. В южных звеньях распространены массивы диорит-гранодиорит-плагиогранитового барамбаевского комплекса C_1 , с которыми сопряжены Подовинное и Красноярское медно-порфировые проявления, а также Южно-Ключевское (медно)-магнетитовое месторождение.

В казахстанской части Валерьяновского ВПП выявлены медно-порфировые месторождения (Баталинское, Бенкала Северная) и более 30 рудопроявлений. Баталинский медно-порфировый рудный район располагается в Октябрьско-Денисовской ветви пояса и с юга частично заходит на территорию РФ (см. рис. 4), где в связи с диорит-гранодиоритовым интрузивом барамбаевского комплекса известно Муртазинское молибден-медно-порфировое проявление, а также мелкое Карталы-Аятское месторождение скарново-магнетитовых руд. Расположенный в том же звене Варваринский комплексный рудный узел своим юго-западным флан-

гом заходит с территории Казахстана на территорию Российской Федерации. Он включает одноимённое золото-сульфидно-кварцевое месторождение, медно-порфировые проявления, ассоциирующие с телами диоритов, а также скарново-магнетитовые залежи в вулканогенно-карбонатно-терригенной толще C_1 [4]. На территории РФ на площади, примыкающей к Варваринскому узлу и к Баталинскому медно-порфировому рудному району, возможно выявление золоторудных и медно-порфировых месторождений. Слабая изученность Октябрьско-Денисовской ветви ВПП, почти полностью перекрытой рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями, не позволяет выделить здесь медно-порфировые металлогенические зоны.

Восточно-Уральский гранитоидный плутонический пояс (C_1-P) образован мантийно-коровыми гранитоидами габбро-тоналит-гранодиорит-гранитной серии C_{1-2} и следующими за ними продуктами C_2-P существенно гранитного магматизма. На Южном Урале основной ареал развития плутонов этого пояса размещён в Алапаевско-Адамовской СФЗ, в её южной Кочкарско-Адамовской подзоне с крупными Челябинско-Суундукским и Адамовско-Мугоджарским выступам PR_1-PZ_1 фундамента. На всём протяжении субмеридиональный пояс гранитоидных интрузивов примыкает к Увельско-Еленовскому и Алтынайскому ВПП и на отдельных участках совмещается с ними в пространстве, а с первым и во времени. Крупные, нередко полиформационные плутоны включают гранитоиды C_{1-2} , в том числе с золоторудной специализацией, и в несколько меньшем объёме гранитоиды C_2-P .

Гранитоиды C_{1-2} габбро-тоналит-гранодиорит-гранитной серии представлены несколькими комплексами, среди которых пластовский гранодиорит-(тоналит)-плагиогранит-адамеллитовый, неплюевский гранодиорит-гранитовый, кособродский габбро-диорит-плагиогранитовый (C_1). Более поздние плутоны гранодиорит-гранитовой серии (C_{1-2}) включают массивы верхисетского, каменского, курайского и других комплексов, присутствующие как в южной, так и в северной частях Алапаевско-Адамовской СФЗ, а также (верхисетский) в выступах древнего фундамента Тагило-Магнитогорской мегазоны [3].

Наиболее существенное значение имеют массивы гранодиорит-тоналит-плагиогранит-адамеллитовой формации (C_1), с которыми ассоциируют и рядовые, и крупные золоторудные месторождения: Берёзовское на Среднем Урале, Кочкарское на Южном Урале, Джетыгаринское в Северном Казахстане. С выделенной Н.А.Ершовой (1980) рудоносной адамеллит-плагиогранитовой субформацией связаны крупные золото-сульфидно-кварцевые месторождения, в том числе Кочкарское в Пластовском интрузиве. Оруденение золото-сульфидно-кварцевого типа локализовано как в самих массивах (Кочкарь, Ново-Троицкое, Шершнево, Пановская Ляга), так и в их апикальных и

надинтрузивных зонах (Берёзовское, Быньговское на Среднем Урале) и обладает признаками «порфирового стиля» формирования. С массивами кособродского комплекса ассоциируют золото-сульфидно-кварцевые проявления, с неплюевским – золото-кварцевые. Более поздние гранитоиды (C_2 – P) по составу группируются в монцодиорит-гранитовую, адамеллит-лейкогранитовую, гранитовую формации. Их становление происходило в активизационном режиме после накопления визе-башкирских молассовых и карбонатных толщ [5]. С этими гранитоидами ассоциирует преимущественно редкометалльное (молибденит-кварцевое), молибден-вольфрамовое, золото-вольфрамовое, иногда редкоземельное и незначительное золото-кварцевое оруденение.

Присутствие массивов гранодиорит-тоналит-плагиогранит-адамеллитовой формации с месторождениями золото-сульфидно-кварцевого типа, составляющими основной фонд золотодобывающей промышленности Урала, определяет золоторудную металлогеническую специфику Восточно-Уральского гранитоидного пояса. По мнению авторов данной статьи, этот пояс не обладает перспективами выявления медно-порфировых месторождений.

Таким образом, в результате проведённых прогнозно-металлогенических построений для территории Южного Урала установлено следующее:

1. Выделены две медно-порфировые металлогенические провинции – Тагильско-Магнитогорская и Восточно-Уральская, каждая из которых включает серию сближенных в пространстве ВПП, большей частью близких по времени образования, палеотектонической позиции, составу и последовательности формирования слагающих их ВПА.

Новоалексеевский (D_{1-2}), Ирендыкский (D_2), Гумбейский (D_{2-3}), Верхнеуральский (D_3 – C_1) пояса Тагильско-Магнитогорской провинции представляют собой базальтоидные ВПП, сформированные непосредственно после становления колчеданосных базальтоидных формаций. В качестве продуктивных на медно-порфировые руды в них выступают андезибазальт-диорит-плагиогранитовые ВПА островодужного типа. Принадлежащий той же провинции Центрально-Магнитогорский ВПП (C_1) является активизационной структурой в пределах крупного перекрытого сиалического блока, а образующие его ВПА и формации характеризуются большей частью повышенной щелочностью.

Вулкано-плутонические пояса (D_3 – C_1) – Увельско-Еленовский и Катенинский, принадлежащие Восточно-Уральской провинции, сформированы в пределах Восточно-Уральского поднятия с крупными выступами допозднекембрийских метаморфических пород. Положение этих поясов контролируется узкими рифтогенными грабен-синклинальными структурами, располагающимися вдоль мобильных швов субмеридионального

простираения. Их южным продолжением в Восточных Мугоджарах являются более крупные прогибы, образованные базальтоидными формациями островодужного типа с проявлениями колчеданных и медно-порфировых руд. Определённые черты развития сближают эти пояса с базальтоидными ВПП Тагильско-Магнитогорской провинции, что выражается прежде всего в преимущественно диоритовом составе массивов рудоносной формации. В то же время рудоносные ВПА этих поясов отделены от предшествующих колчеданосных базальтоидных формаций становлением крупных плутонов габбро-диорит-плагиогранитовой и монцонит-граносиенит-лейкогранитовой формаций (D_3), которые сопровождают Увельско-Еленовский ВПП в его южном звене, а Катенинский – на всём его протяжении. Кроме того, от типичных базальтоидных поясов Тагильско-Магнитогорской провинции эти пояса отличаются значительным объёмом терригенных пород в разрезах вулканогенных формаций за счёт их накопления преимущественно в депрессионных структурах, а также присутствием в их составе пород с петрохимическими признаками как субщелочных рифтовых, так и известково-щелочных островодужных типов. Достаточно длительный характер развития рифтогенных структур во временном интервале ранний девон–ранний карбон определяет возможность присутствия в контролируемых ими ВПП Восточно-Уральской провинции нескольких плутогенных формаций, продуктивных на медно-порфировые и сопряжённые с ними руды.

Алтынайский ВПП (D_{2-3}) является как бы «промежуточным звеном» между типичными базальтоидными (островодужного типа) ВПП Тагильско-Магнитогорской провинции и поясами Восточно-Уральской провинции, контролируемыми рифтогенными структурами. Присутствие среди плутонов этого пояса достаточно крупных массивов гранодиоритов и субщелочных гранитоидов отражает его геотектоническую позицию на кратонизированном допалеозойском основании в незначительных по размерам рифтоподобных прогибах.

Гранитоидный Восточно-Уральский плутонический пояс, приуроченный к выступам древнего фундамента, образован крупными, нередко полиформационными гранитоидными интрузивами C_1 – P возрастного интервала. Плутоны гранодиорит-тоналит-плагиогранит-адамеллитовой формации C_1 , определяющей его золотую специализацию, по времени становления и пространственно в определённой мере сопряжены с Увельско-Еленовским ВПП.

2. Металлогения ВПП, имеющая комплексный характер, позволяет обозначить варианты пространственно-временных соотношений медно-порфировых и сопряжённых с ними во времени, а иногда и в пространстве рудных объектов разной рудно-формационной принадлежности. В большинстве поясов (Ирендыкском, Новоалексеевском, Гумбейском,

Верхнеуральском, Увельско-Еленовском) проявлена ассоциация медно-порфирового и золото-сульфидно-кварцевого оруденения с массивами одной и той же продуктивной плутоногенной формации. Возможно, золото-сульфидно-кварцевая минерализация в ряде случаев фиксирует периферические части медно-порфировых РМС. Для поясов, сформированных на относительно поднятых блоках и крупных выступах фундамента (Гумбейский, Центрально-Магнитогорский, Увельско-Еленовский) характерно участие в их строении совозрастных вулканогенно-терригенных прогибов (внутренних и периферических), включающих горизонты углеродисто-терригенных пород со стратидными золото-сульфидно-кварцевыми месторождениями и проявлениями. Кроме того, во многих поясах широко проявлено совмещение во времени и пространстве медно-порфирового и скарнового медно-магнетитового оруденения, обусловленное их связью с интрузивами общей продуктивной формации.

3. ВПП или их части с месторождениями и проявлениями медно-порфирового типа в продуктивных ВПА представляют собой медно-порфировые металлогенические зоны, которые были ранжированы по степени перспективности на медно-порфировое оруденение. Перспективные МЗ (Тарутинско-Новониколаевская, Увельская и Еленовско-Синешиханская) включают как проявления, так и промышленные медно-порфировые месторождения; потенциально перспективные МЗ (Северо-Ирендыкская, Гумешевская, Верхнеуральская, Домбаровско-Ащебутакская, Алапаевско-Теченская, Тахталымско-Крайчиковская) характеризуются присутствием медно-порфировых и сопряжённых (медно-магнетитовых, золото-сульфидно-кварцевых и др.) проявлений; МЗ с неясной перспективностью (Медногорская, Краснокаменская) содержат некоторые косвенные признаки медно-порфировых объектов, но отличаются слабой изученностью. Медно-порфировые рудные районы (известные и прогнозируемые), оконтуренные в пределах металлогенических зон и также ранжированные по степени перспективности на обнаружение медно-порфировых месторождений, рассматриваются в статье А.В.Андреева с соавторами в этом сборнике.

Таким образом, проведённая на основе структурно-формационного и рудно-формационного анализов оценка перспектив территории Южного Урала на медно-порфировое оруденение с построением прогнозно-металлогенических карт, выделением и оконтуриванием разноранговых рудно-металлогенических таксонов (от металлогенических провинций до рудных районов) представляет собой комплексную научно-методическую основу для проектирования и про-

изводства ГРП различной степени детальности в этом регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеева С.Т., Волчков А.Г., Левитан Г.М. Медная и золотая минерализация в тектоно-магматической эволюции герцинид Востока Урала // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 1. С. 182–184.
2. Березняковское золото-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия) / А.И.Грабежев, В.Н.Сазонов, В.В.Мурзин и др. // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 1. С. 38–52.
3. Гранитоидные формации восточного склона Среднего и Южного Урала / Г.М.Левитан, Н.А.Ершова, М.С.Рапопорт и др. // Советская геология. 1979. № 12. С. 41–56.
4. Злотник-Хоткевич А.Г., Черемисин А.А. Полигенная золото-медная минерализация востока Урала // Отечественная геология. 1992. № 10. С. 17–25.
5. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. – Екатеринбург: Уралгеолоком, 1997.
6. Кривцов А.И. Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов. Ч. II. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
7. Кучеровский П.Г., Минькин К.М., Реут И.Л. Месторождения золото-кварц-сульфидных руд Южного Урала: критерии прогноза и поисков на примере Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны // Руды и металлы 2011. № 3–4. С. 110.
8. Латерально-временные ряды геологических и рудных формаций Западно-Магнитогорской мегазоны (с учетом данных высокочастотной сейсморазведки) / А.Г.Волчков, О.В.Минина, Ю.В.Никешин, С.А.Костюченко // Руды и металлы. № 3–4. 2011. С. 35–36.
9. Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел / Е.А.Белгородский, С.А.Черкашов, А.И.Грабежев, Б.М.Шаргородский. – Свердловск: ИГГУроАН СССР, 1991.
10. Мигачев И.Ф. Положение андезитовидных вулканоплутонических поясов в латерально-геоструктурных рядах // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 3–12.
11. Мигачев И.Ф., Звездов В.С., Минина О.В. Научно-методические основы прогноза и поисков медно-порфировых месторождений и перспективы их обнаружения на территории России // Отечественная геология. 2016. № 2. С. 12–22.
12. Потенциально-промышленная Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона (Средний Урал) / А.И.Грабежев, А.В.Коровко и др. // Литосфера. 2015. № 3. С. 79–92.
13. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В. Каменноугольный вулкан-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.
14. Эйнаути М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюберри Дж. Скарновые месторождения // Генезис рудных месторождений. Т. 1. – М.: Мир, 1984.

Особенности околорудных метасоматических изменений и вещественного состава нового потенциального золоторудного месторождения на Среднем Урале

В.В.АЛЕКСАНДРОВ (Открытое акционерное общество «Уральская геологосъёмочная экспедиция»; 620014, Свердловская обл, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, д. 55, оф. 301),
П.Г.КУЧЕРОВСКИЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1),
Т.Н.КРИВКО (Открытое акционерное общество «Уральская геологосъёмочная экспедиция»; 620014, Свердловская обл, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, д. 55, оф. 301)

Представленные материалы характеризуют новое потенциальное золоторудное месторождение, выявленное на Среднем Урале в пределах Вилюйской перспективной площади. Рудные тела объекта сопряжены с положением плагиогранит-порфиров и гранодиорит-порфиров второй фазы западноверхисетского комплекса раннего карбона. Гранитоиды в пределах рудных тел преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами кварц-серицитово-вой формации. Метасоматиты содержат сульфидную прожилково-вкрапленную минерализацию. Среди сульфидной минерализации главными рудными минералами являются пирит и пирротин, второстепенными – арсенопирит и халькопирит. В ассоциации с самородным золотом отмечены теллуриды. По полученным данным определена стадийность формирования руд наиболее полно изученного в пределах Вилюйской площади участка Берёзовый Лог. Разработаны поисковые критерии выявленного золотого оруденения.

Ключевые слова: золотое оруденение, новое потенциальное месторождение, плагиогранит-порфиры, метасоматиты кварц-серицитово-вой формации, сульфиды, теллуриды, самородное золото, стадии оруденения, поисковые критерии.

Александров Владислав Владимирович
Кучеровский Пётр Георгиевич
Кривко Татьяна Николаевна



alvladislav@yandex.ru
kpg48@yandex.ru
geol3@ugse.ru

Special aspects of wallrock metasomatic alteration and material composition of a new gold ore deposit in the Middle Urals

V.V.ALEKSANDROV (Ural GIE OAO «The Urals geological survey expedition» (open joint-stock company),
P.G.KUCHEROVSKI (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals),
T.N.KRIVKO (OAO «The Urals geological survey expedition» (open joint-stock company))

The presented materials characterize the new potential gold deposit discovered in the Middle Urals. The ore bodies of this object interface with the position of plagiogranite-porphyrries and granodiorite-porphyrries of the second phase of the Western Verkhisetsky complex of the early Carboniferous period. Within the orebodies, granitoids were transformed by hydrothermal-metasomatic processes of quartz-sericite formation. Metasomatites contain sulphide vein-disseminated mineralization. Among the sulfide mineralization, the main ore minerals are pyrite and pyrrhotine, secondary ones are arsenopyrite and chalcopyrite. In association with native gold, tellurides are noted. Based on the results of the obtained data, ore formation stages at the Berezovy Log area have been determined. The search criteria of the identified gold mineralization were developed.

Key words: gold mineralization, new potential gold deposit, plagiogranite-porphyrries, metasomatites of quartz-sericite formation, sulfides, tellurides, native gold, stages of mineralization, search criteria.

Вилюйская площадь расположена в пределах Восточно-Уральской мегазоны, в непосредственной близости от границы с Тагильской мегазоной, которая представле-

на шовной зоной тектонической системы Серовско-Маукского разлома (рис. 1). Площадь сложена в западной части серпентинитами серовского комплекса

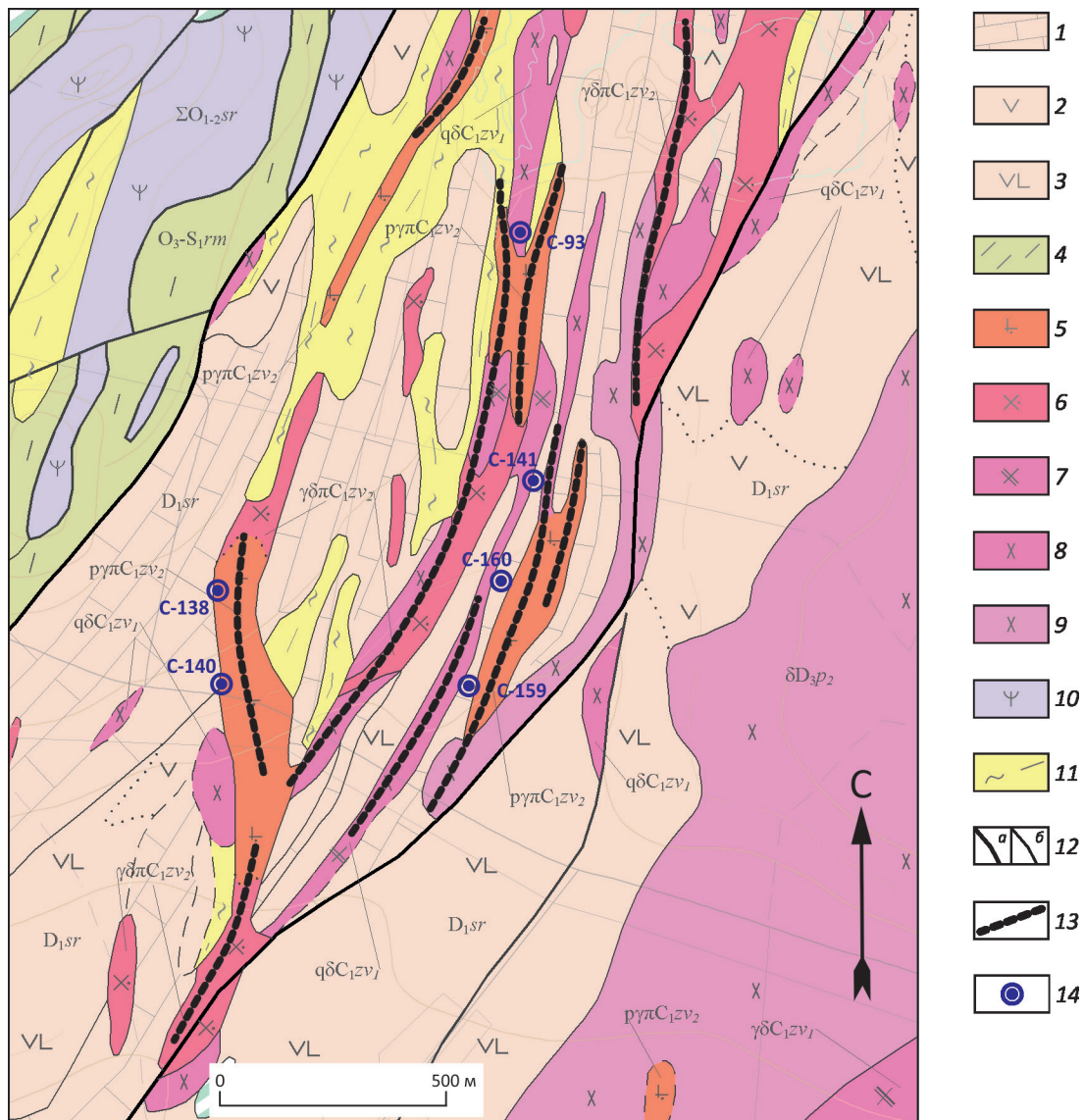


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка Берёзовый Лог, Вилюйская площадь:

шуралинская свита (D_1sr): 1 – мраморизованные известняки, 2 – андезиты и их туфы, 3 – андезибазальты и их туфы; 4 – ромахинская толща (O_3-S_1rm): рассланцованные метавулканы, метаморфические сланцы; западноверхисетский интрузивный комплекс тоналит-плагиогранитовый (C_1zv): 5 – плагиогранит-порфиры, 6 – гранодиорит-порфиры, 7 – тоналиты, 8 – диориты, кварцевые диориты; 9 – петрокаменный комплекс габбро-гранитовый (D_3p): диориты, кварцевые диориты; 10 – серовский комплекс дунит-гарцбургитовый ($O_{1-2}sr$): серпентиниты; 11 – сланцы метаморфогенно-метасоматические преимущественно хлорит-серицит-кварцевого состава; 12 – тектонические нарушения: а – главные и б – второстепенные; 13 – золоторудные тела; 14 – точки отбора образцов

($O_{1-2}sr$), прорванными Вилюйским интрузивным массивом диоритов и гранодиоритов петрокаменного комплекса (D_3p). Восточная часть площади, вмещающая несколько минерализованных потенциально золоторудных зон, сложена рассланцованными и метаморфизованными породами ромахинской толщи (O_3-S_1rm) и вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами шу-

ралинской свиты (D_1sr). С востока она ограничивается диоритами Краснопольского массива петрокаменного комплекса (D_3p). Разрез шуралинской свиты представлен андезибазальтами, андезитами, дацитами, а также их туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Нередко отмечаются полосы сланцев кварц-серицитового, кварц-хлорит-серицитового, реже кварц-хлоритового и

углеродисто-кварц-хлоритового состава. Особенность геологического строения – широкое распространение известняков, в разной степени мраморированных, нередко полосчатых, содержащих углеродистое вещество. Среди вулканитов и известняков отмечаются тела порфировых субвулканитов среднекислого и кислого состава, также относящихся к шуралинской свите (D_1sr). Из плутонических и гипабиссальных образований широко развиты диориты и габбро петрокаменского комплекса (D_3p), порфировидные диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры западноверхисетского комплекса (C_1zv).

В 2015–2017 гг. ОАО «Уральская геологосъёмочная экспедиция» в пределах Вилуйской площади (Свердловская область) были проведены поисковые работы на рудное золото (работы проводились АО «Росгеология» за счёт госбюджета). Основная цель работ – оценка перспектив на выявление золоторудных объектов золото-сульфидно-кварцевого типа в минерализованных зонах и линейных штокверках, а также золотоносных химических кор выветривания; локализация и оценка прогнозных ресурсов золота. В результате локализованы рудные тела на участках Берёзовый Лог, Ключик, Рудноболотный, Родионовский и Сталинский. Прогнозные ресурсы золота категории P_1+P_2 составили 150 т, из них 93 т окисленных и 57 т первичных руд.

Лабораторно-технологические испытания руд (ОАО «Уральский институт металлов», г. Екатеринбург) показали, что для переработки как первичных, так и окисленных руд целесообразна комбинированная гравитационно-цианистая схема обогащения с извлечением золота 96,27 и 96,98%, соответственно.

Расчётные технико-экономические показатели свидетельствуют об общей экономической эффективности переработки окисленных и первичных руд площади, разрабатываемых по схеме, принятой для Воронцовского месторождения на Среднем Урале: горно-обогатительный комбинат с полным циклом переработки, включающим карьер, полигон кучного выщелачивания и обогатительную фабрику. Результаты ГЭО с учётом принятой в расчётах относительно низкой по современным меркам цены (в рублёвом эквиваленте) на золото и полученный при этом высокий уровень доходности проекта позволяют достаточно уверенно говорить о большом запасе экономической «прочности» выявленного объекта, его перспективности и, естественно, целесообразности дальнейшего геологического изучения.

По результатам проведённых работ установлено, что все перспективные участки Вилуйской площади находятся в области влияния нескольких сближенных субпараллельных разломов, среди которых наиболее крупными являются Новоасбестовский и Невьянский тектонические нарушения. Выявленные рудные зоны контролируются рассланцеванием, милонитизацией и брекчированием.

Поисковая оценка золоторудных зон, выявленных горнопроходческими работами и поисковым бурением, установила, что золотое оруденение площади пространственно тяготеет к интрузивным породам западно-верхисетского комплекса.

В результате проведённых детализационных геологоразведочных работ (ГРП) наиболее результативным стал участок Берёзовый Лог, в пределах которого оценён основной объём прогнозных ресурсов категории P_1 в количестве 30,7 т и категории P_2 – 40,1 т.

В пределах данного участка установлены четыре рудных зоны. В них выявлено более 80 кондиционных рудных пересечений, которые объединяются в 11 основных рудных тел. Горными выработками и поисковыми скважинами рудные тела прослежены как в корах выветривания, так и в коренных породах до глубины 200 м.

Все рудные тела приурочены к системам вытянутых в виде нескольких полос порфировых и порфировидных интрузивных пород – тоналитов, плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров. Для рудоносных интрузивных тел вмещающими в большинстве случаев являются мраморизованные известняки, реже вулканиты и сланцы. В пределах рудных тел интрузивные породы катаклазированы, интенсивно метасоматически преобразованы, содержат прожилково-вкрапленную золото-сульфидно-кварцевую минерализацию.

Особенности метасоматических изменений пород рудоносных зон, их минеральный состав и формационная принадлежность были изучены в более 1000 шлифов, отобранных из золотоносных минерализованных пород. Вещественный состав золоторудных зон охарактеризован по результатам минераграфических исследований 300 аншлифов. Заверка определений минералов выполнена на электронном растровом микроскопе в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. В результате исследований было установлено, что в минерализованных породах рудных тел развиты метасоматиты кварц-серицитовой формации [3]. Метасоматиты характеризуются образованием минеральной ассоциации кварц+серицит+хлорит(пеннин 1-й генерации)+карбонаты(доломит, кальцит)+сульфиды. Степень метасоматических преобразований в пределах рудных тел неоднородная, часто наблюдалось чередование интенсивно проявленных метасоматитов (до кварцитов) слабо- и среднеизменённых метасоматически преобразованных пород с сохранившимися реликтами первичных структур рудовмещающих пород.

Установлены элементы метасоматической зональности серицит-кварцевых метасоматитов по интрузивным породам: плагиогранит-порфир (биотит, роговая обманка, кварц, альбит)→внешняя зона хлоритизации и частичной серицитизации (хлорит (клинохлор), серицит, кварц, альбит)→средняя зона окварцевания и серицитизации (карбонат (доломит, кальцит), альбит, кварц, серицит)→внутренняя зона полной серицитизации и окварцевания (серицит, кварц).

На рис. 2 приведены фотографии минерализованных плагиогранит-порфиров с разной степенью наложенных метасоматических изменений. Как видно из фотографий, во внешней зоне метасоматитов отчётливо выделяется первичная структура пород, здесь отмечается только хлоритизация и частичная серицитизация альбита. В средней зоне первичная порфировая структура ещё видна, но уже затуманена сильной серицитизацией. Во внутренней зоне метасоматитов в результате интенсивной серицитизации и окварцевания первичная порфировая структура исчезает за счёт полного замещения хлоритизированных тёмноцветных минералов и альбита.

Золоторудные метасоматиты, как правило, всегда сильно катаклазированы. Это проявляется в виде системы трещиноватости с разной интенсивностью, пронизывающей минерализованные породы. Трещины могут быть заполнены многочисленными прорастаниями серого полупрозрачного кварца (в шлифах мелко-тонкозернистые агрегаты с волнистым угасанием), развитыми по всей трещиноватости. В других случаях по трещинам наблюдаются прерывистые линзы и прожилки кварца, кальцита, агрегатов хлорита-пеннина и сульфидов. Системы трещиноватости, по-видимому, влияли на интенсивность метасоматоза, так как наиболее интенсивные преобразования пород наблюдаются именно вдоль трещин. В то же время можно предположить неоднократное подновление трещиноватости с образованием разных прожилковых ассоциаций.

Сульфидная минерализация в рудоносных породах присутствует в количестве 0,5–4%. Распределение сульфидов неравномерное, в виде гнёзд, вкрапленность которых контролируется трещиноватостью за счёт катаклазированнойности пород. Гнёзда сульфидов имеют линзовидную или изометричную форму и в размерах достигают 5–7 см. В табл. 1 приведены рудные минералы, которые были обнаружены в рудных зонах участка Берёзовый Лог.

Главным рудным минералом, установленным во всех рудных телах, является **пирит**, его количество колеблется от 0,5 до 4%, в среднем около 2%. Морфологически выделяются три типа пирита.

Пирит I количественно преобладает над другими типами пирита, образует неравномерную вкрапленность в виде гнёзд часто линзовидной, округлой и прожилковидной форм, вкрапленных по кварцевым прожилкам и трещинам катаклаза или в наиболее прокварцованных участках породы. Размеры гнёзд достигают нескольких сантиметров. Часто они образуют сплошные или густо вкрапленные агрегаты пирита линзовидной или изометричной формы. Пирит I в плоскости шлифов представлен зёрнами, с прямоугольными сечениями, имеющими размеры от первых десятых долей мм до 3 мм.

Пирит II нередко присутствует в рудных сечениях, но в небольшом количестве (десятые и сотые доли %). Для зёрен такого пирита характерны размеры в со-

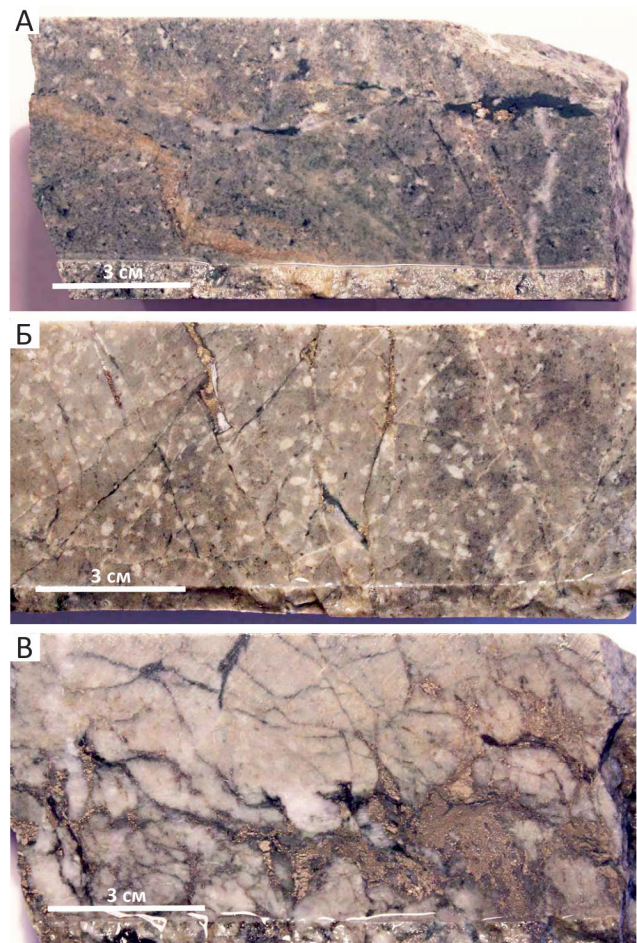


Рис. 2. Метасоматическая зональность в рудных телах участка Берёзовый Лог:

А – слабоизменённый (частично хлоритизированный и серицитизированный) плагиогранит-порфир из внешней зоны, характеризуется низкими содержаниями золота, скв. С-140; Б – окварцованный и серицитизированный плагиогранит-порфир из средней зоны, катаклазированный с прожилково-гнездовой вкрапленностью пирита, характеризуется кондиционными умеренно высокими содержаниями золота, скв. С-160; В – серицит-кварцевый метасоматит по плагиогранит-порфиру из внутренней зоны, порода катаклазирована и содержит крупные гнёзда тонкозернистых агрегатов арсенопирита и пирита, характеризуется высокими содержаниями золота, скв. С-160

тые доли миллиметра и прямоугольные сечения. Они собраны в небольшие агрегатные сростки, которые вкраплены, как правило, вблизи от гнёзд пирита I, либо внутри таких гнёзд, где зёрна пирита II нарастают по периферии на зёрна пирита I. По-видимому, пирит II генетически близок к пириту I, но, несомненно, образовался позднее него, на заключительных стадиях минералообразования, во время которых и происходило отложение золота и сопутствующей ему минерализации.

1. Рудные минералы золоторудных минерализованных пород участка Берёзовый Лог, выявленные при минераграфическом исследовании аншлифов

Минеральный вид	Количество	Минеральный вид	Количество
Пирит	1–5%	Золото	Редкие зёрна–0,0n%
Пирротин	0,0n–3%	Гессит	Редкие зёрна
Арсенопирит	0,0n–3%	Теллуризмутит	Редкие зёрна
Халькопирит	0,0n–0,0n%	Раклиджит	Редкие зёрна
Галенит	Редкие зёрна–0,0n	Вольфскит	Редкие зёрна
Сфалерит	Редкие зёрна	Алтаит	Редкие зёрна
Марказит	0,0n–0,0n%	Колорадоит	Единичные зёрна
Теннантит	Редкие зёрна	Шеелит	Редкие зёрна
Молибденит	Редкие зёрна	Линнеит	Единичные зёрна

Пирит III в небольшом количестве (не более сотых долей %) отмечается во многих рудных сечениях. Пирит III представлен вытянутыми ксеноморфными тонкозернистыми агрегатами до 0,6 мм. В них постоянно отмечается марказит. Кроме того, вблизи от таких агрегатов, среди нерудных минералов обнаружены тонкие (0,003–0,02 мм) ветвящиеся прорастания пирита III в виде микропрожилков. По-видимому, основная часть пирита III в виде агрегатов образовалась за счёт замещения более раннего пирротина. Этот вывод сделан из-за соответствия форм сечений зёрен пирротина и марказит-пиритовых агрегатов, а также частого наличия в таких агрегатах фрагментов недоразложенного пирротина. Разложение пирротина в марказит-пиритовые агрегаты описано в литературе как довольно частое явление на различных месторождениях полезных ископаемых [2].

Пирротин – второй по распространённости после пирита минерал, встречается в количестве 0,5–1%, представлен вытянутыми агрегатными зёрнами размерами до 2 мм, отмечается в сростаниях с халькопиритом и сфалеритом. Очевидно, пирротина было больше, но он на заключительных стадиях формирования рудения в значительной своей части перешёл в марказит-пиритовые агрегаты.

Арсенопирит – один из наиболее распространённых второстепенных рудных минералов участка Берёзовый Лог. Обычно количество арсенопирита в минерализованных породах составляет сотые и десятые доли процента, но в некоторых случаях оно достигает 1–3%. Арсенопирит ассоциирует с пиритом II, с которым образует тонкозернистые агрегатные сростания. Арсенопирит представлен идиоморфными с ромбовидными очертаниями зёрнами, имеет размеры в среднем 0,05–0,2 мм. По-видимому, образование арсенопирита и пирита II близко по времени к образованию золота, так как эти минералы нередко вкраплены вместе с ним в одних и тех же гнёздах и имеют соразмерные вкрапления золота размеры зёрен.

Халькопирит является также одним из наиболее распространённых второстепенных рудных минералов, об-

разует округлые и вытянутые включения в пирите I как просто в массиве, так и по трещинам катаклаза. Халькопирит, кроме того, вкраплен среди нерудных минералов (вблизи от гнёзд пирита), отмечается в сростании с пирротинном и пиритом II. Вместе с халькопиритом в минерализованных породах в небольшом количестве отмечаются *сфалерит, галенит и теннантит*.

Золото присутствует в свободной самородной форме, установлено в аншлифах во всех рудных интервалах по поисковым скважинам. Количество обнаруженных зёрен золота в аншлифах изменяется от единиц до десятков и сотен, в крайне редких случаях до первых тысяч зёрен. Золото характеризуется крайне неравномерным распределением в минерализованных породах. В большинстве изученных рудных интервалов наблюдается следующая ситуация. В минерализованных породах золото распределено гнёздами, вкрапленными в основном среди нерудных минералов, в наиболее метасоматически изменённых, прокварцованных участках пород, а также в трещинах катаклаза, залеченных поздней генерацией кварца. По трещинам, вмещающим гнёзда золота, обычно наблюдается мелкая вкрапленность пирита II и арсенопирита. Характер распределения гнёзд золота в минерализованных плагиогранит-порфирах показан на рис. 3. Гнёзда золота изометричной или вытянутой формы, размерами от 0,03 до 2 мм. В них количество золотин может меняться от 4–5 до десятков и 100–200 зёрен (количество в срезе поверхности аншлифа). Если оценивать приблизительное количество зёрен золота в объёме таких гнёзд, то оно может достигать тысячи. В более редких случаях гнёзда золота отмечаются вкрапленными в агрегатах пирита I.

Размеры золотин в гнёздах в основном колеблются в пределах от одного микрона до 0,03 мм, реже до 0,07 мм. Более редко отмечаются гнёзда золота с меньшим количеством зёрен (до 10–15 в срезе аншлифа), но с более крупными размерами, достигающими 0,3 мм. Ещё реже отмечаются более крупные одиночные золотины размерами 0,3–0,7 мм. Таким образом, наиболее распространённым по данным изучения аншлифов

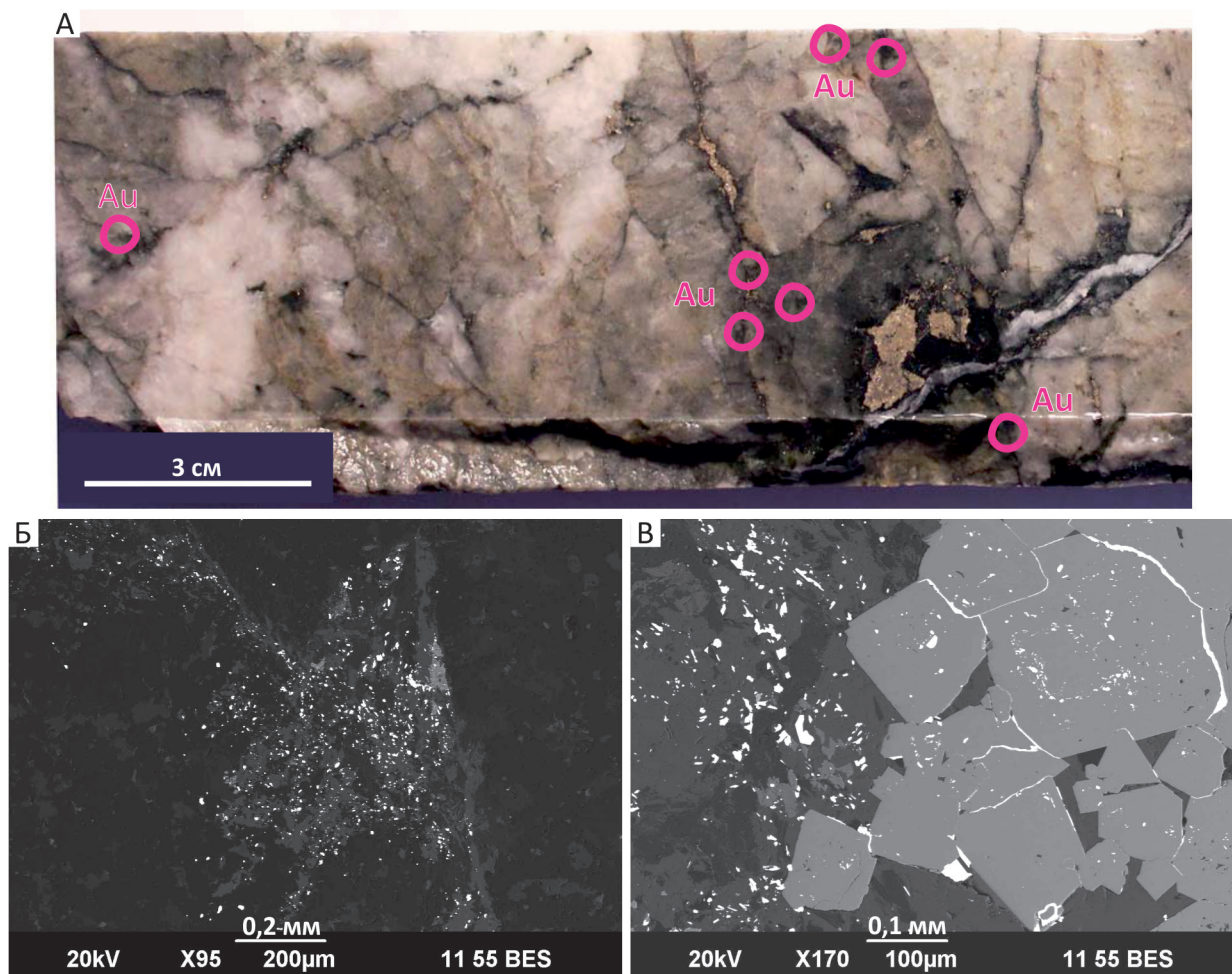


Рис. 3. Гнездовый характер вкрапленности самородного золота в рудоносных породах участка Берёзовый Лог, скв. С-160:

А – распределение гнезд золота в серицит-кварцевом метасоматите с высоким содержанием золота; гнезда золота обведены красными кружками; Б – «облаковидное» гнездо с вкрапленностью многочисленных тонкодисперсных и пылевидных зёрен золота (белые включения) среди нерудных минералов; В – обильная вкрапленность многочисленных тонкодисперсных и пылевидных зёрен самородного золота (белые включения); золото вкраплено как среди нерудных минералов, так и в агрегатах пирита

является золото тонкодисперсного, пылевидного и тонкого классов крупности. Более крупное золото мелкого и среднего классов крупности присутствует в подчинённом количестве. Данный вывод подкрепляется результатами промывки шлиховых проб золотоносных кор выветривания и протолочек минерализованных пород. Из этого видно, что содержания шлихового золота почти всегда на один–два порядка ниже содержаний, полученных аналитическим путём.

Очертания зёрен золота различные: неправильные, ксеноморфные, близкие к изометричным или слегка вытянутые. Редко отмечаются зёрна с гипидиоморфными очертаниями. Для зёрен, вкрапленных в пиритовых агрегатах, помимо перечисленных форм, нередко

характерны тонкие (толщиной 0,003–0,01 мм и длиной до 0,3 мм), ветвящиеся прожилковидные прорастания, развитые между зёрнами пирита, а также по трещинам катаклаза в пирите. Золото отмечается в сростаниях с пиритом I и II, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом, гесситом, теллуризмутитом.

По результатам аналитических исследований пробоность золота варьирует в диапазоне от 777 до 950‰. Резкие колебания пробоности золота в пределах отдельных проб или золотин нехарактерны, существенные различия наблюдаются только по группам проб из разных частей объекта. Основной примесью является серебро, количество которого колеблется от 5,05 до 22%.

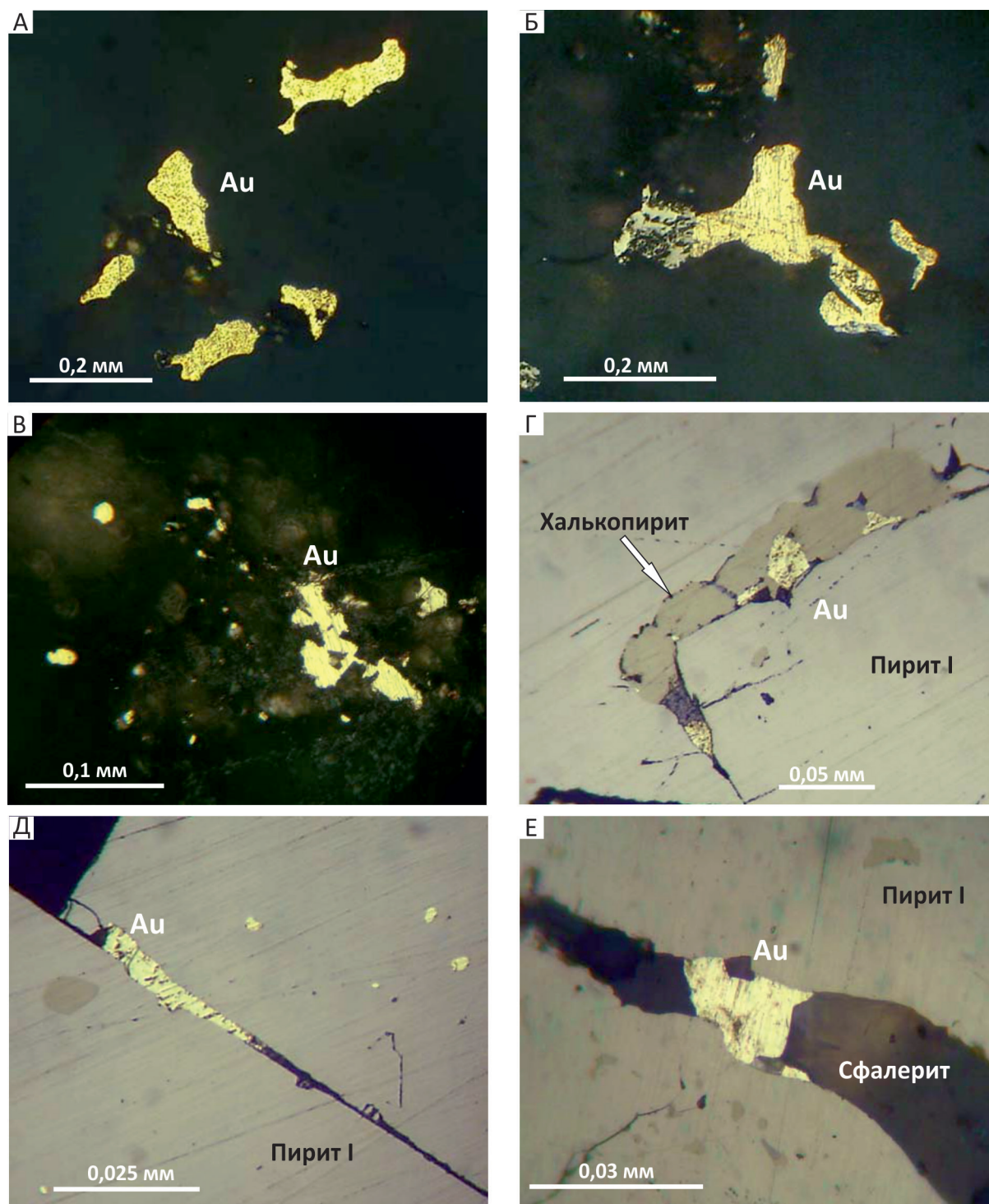


Рис. 4. Самородное золото и сопутствующие ему минералы в минерализованных породах участка Берёзовый Лог:

А – гнездо из нескольких сравнительно крупных зёрен золота, вкрапленного в окварцованном участке породы, скв. С-93; Б – гнездо из нескольких зёрен золота, вкрапленного в кварцевом прожилке, скв. С-141; В – гнездо золота, вкрапленного в окварцованном участке породы, скв. С-138; Г – зёрна самородного золота, вкрапленные в халькопирите, который в свою очередь вкраплен в пирите I, скв. С-140; Д – вытянутое зерно золота, проросшее между зёрнами пирита I, скв. С-140; в массиве пирита также наблюдаются мелкие округлые включения золота; Е – включение золота в сфалеритовом прожилке, пересекающем пирит I, скв. С-138; А, В–Е – серицитизированные и окварцованные плагиогранит-порфиры; Б – пропилитизированный и аргиллизированный туф с кварцевыми жилками и сульфидной минерализацией

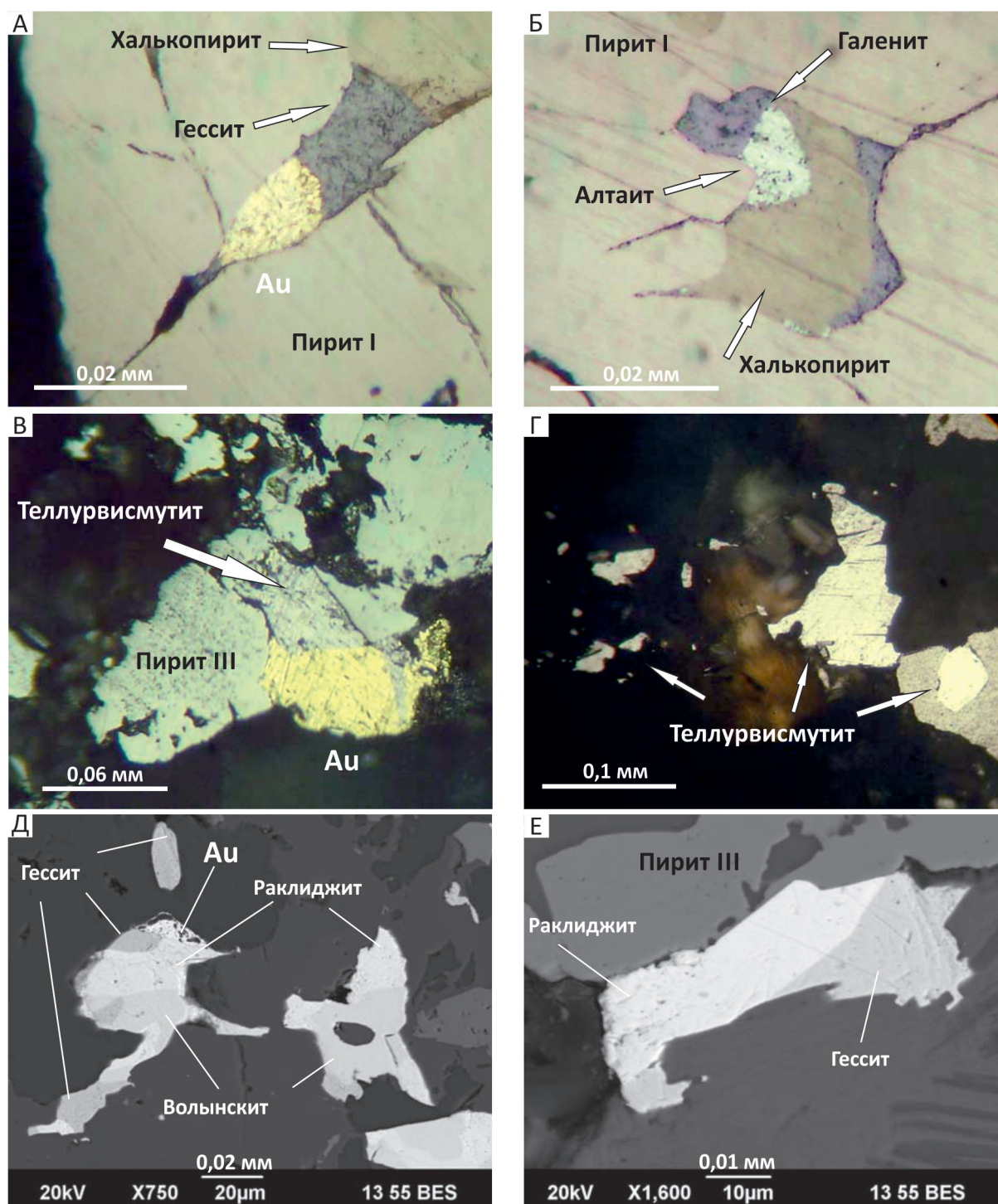


Рис. 5. Самородное золото и сопутствующие ему минералы в минерализованных породах участка Берёзовый Лог:

А – сростание гессита, золота и халькопирита, скв. С-140; минералы вкраплены в пирите I; Б – сростание галенита, халькопирита и алтаита, скв. С-140; В – сростание пирита III, золота и теллурвисмутита, скв. С-141; Г – гнездовое вкрапление теллурвисмутита в кварце и в пирите III, скв. С-141; Д – зёрна теллуридов, представляющие собой сростание золота, гессита, раклиджита, волынскита и алтаита, скв. С-159; Е – зерно в виде сростания гессита и раклиджита, расположено на границе агрегата пирита III, скв. С-159; А–Б – серицитизированные и окварцованные плагиогранит-порфиры; В–Г – пропилитизированный и аргиллизированный туф с кварцевыми жилками и сульфидной минерализацией; Д–Е – серицитизированные и окварцованные гранодиорит-порфиры

2. Стадии минералообразования золотого оруденения участка Берёзовый Лог

Минеральный вид и его генерации	I стадия среднетемпературная метасоматическая кислотного выщелачивания с образованием серицит- кварцевых метасоматитов	II стадия низкотемпературная щелочная сопряжённого осаждения с образованием прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации	III стадия пострудная низко- температурная (на затухании процесса)
Серицит	—————		
Кварц I	—————		
Доломит	—————		
Хлорит (клинохлор)	—————		
Пирит I	—————		
Пирротин	—————		
Кварц II		—————	
Хлорит (пеннин)		—————	
Кальцит		—————	-----?
Барит		—————	
Пирит II		—————	
Арсенопирит		—————	
Халькопирит	-----?	—————	
Сфалерит		—————	
Галенит		—————	
Теннантит		—————	
Шеелит		-----?	
Вольфрамит		-----?	
Самородное золото		—————	
Теллуриды Bi, Pb, Ag, Hg		—————	
Молибденит		—————	
Касситерит		-----?	
Кварц III			—————
Пирит III			—————
Марказит			—————
Киноварь			-----?

Для некоторых рудных тел характерной и довольно частой примесью является Hg, количество которой в пробах колеблется от 2,96 до 5,52%, в единичных случаях отмечаются Cu 0,42% и Te 0,78%.

В ассоциации с золотом обнаружены **теллуриды**. Данная группа минералов установлена во всех рудных телах участка Берёзовый Лог. Теллуриды наиболее характерны для интервалов с высокими содержаниями золота и являются минералами, образовавшимися в одном с ним парагенезисе. Этот вывод подтверждается пространственной привязанностью теллуридов к гнездам золота, в которых они нередко образуют совместные сростания. Наиболее распространёнными являются теллурувисмутит, раклиджит и алтаит, менее распространены гессит и волинскит. Колорадоит об-

наружен в одном случае. Размеры зёрен теллуридов составляют сотые доли миллиметра, очертания вытянутые ксеноморфные. Теллурувисмутит, раклиджит, волинскит и гессит вкраплены среди нерудных минералов и нередко образуют сростания с золотом, алтаит отмечается вкрапленным в пирите в непосредственной близости от золота и других теллуридов.

Шеелит установлен в виде включений в пирите, барите и чаще всего кальците. Шеелит имеет гипидиоморфные очертания и размеры от первых микрон до 0,2 мм.

Молибденит отмечается крайне редко и в небольшом количестве, образует мельчайшую неравномерную рассеянную вкрапленность среди нерудных минералов, характерные размеры зёрен 1–10 мкм.

При минералогических исследованиях руд также были обнаружены редкие и единичные зёрна *касситерита*, *вольфрамит* и *киновари*.

Таким образом, золотое оруденение участка Берёзовый Лог на вещественном уровне представлено в разной степени метасоматически преобразованными и сульфидизированными (от 0,5 до 5%) породами. Главными рудными минералами являются пирит и пирротин, второстепенными – арсенопирит и халькопирит. Золото присутствует в свободной форме, характеризуется как средне-высокопробное, вкраплено гнёздами в прокварцованных участках пород. По размерности оно относится к тонкодисперсному, пылевидному и тонкому классам крупности.

Обобщая результаты проведённых исследований, можно установить примерную последовательность минералообразования золотого оруденения участка Берёзовый Лог (табл. 2).

Выделяются три стадии минералообразования:

1. Первая предшествовала основному оруденению. В сопровождении повышенной тектонической активности по зонам катаклаза происходила циркуляция среднетемпературных гидротермальных флюидов в условиях кислотного выщелачивания [1]. В процессе образования серицит-кварцевых метасоматитов и, по-видимому, в конце стадии сформировались крупные гнёзда пирита I и пирротина. Эта стадия подготовила почву для дальнейшего отложения рудного вещества.

2. Во вторую с продолжающимися процессами тектонического дробления происходило отложение рудных и сопутствующих минералов. Из насыщенных рудоносных растворов в более низкотемпературных условиях происходило отложение продуктивной прожилково-гнездовой ассоциации, состоящей из мелкозернистого кварца второй генерации, кальцита, хлорита-пеннина, барита, а также таких рудных минералов, как пирит II, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, теннантит, золото, теллуриды Bi, Pb, Ag, Hg, молибденит и предположительно шеелит, вольфрамит и касситерит.

3. На заключительной, третьей при затухании гидротермальной деятельности, в низкотемпературных условиях происходит образование халцедоновидного кварца, кальцита, пирита III, марказита.

Подведём некоторые итоги, характеризующие золотое оруденение Вилуйской площади. Проведёнными

работами установлено, что перспективные участки находятся в области влияния нескольких сближенных субпараллельных разломов. Выявленные золоторудные зоны контролируются зонами тектонического расщепления, милонитизации и брекчирования. Золотое оруденение Вилуйской площади, несомненно, имеет пространственную связь с интрузивными породами западноверхисетского комплекса.

С точки зрения авторов данной статьи, золоторудные объекты Вилуйской площади несут в себе некоторые признаки оруденения порфирового типа. К ним относятся:

- площадное и зональное развитие метасоматитов пропиловитовой, кварц-серицитовой и аргиллизитовой формаций с сульфидной минерализацией;
- оруденение, представляющее собой штокверки, зоны прожилково-вкрапленной минерализации;
- значительный масштаб оруденения – по простиранию 4 км, в ширину 0,8 км. Размеры рудных тел: по простиранию – от сотен метров до 1 км, по падению – сотни метров, возможно более; мощность – десятки метров.

В заключение необходимо отметить, что наиболее важными и очевидными являются структурно-тектонический, магматический и метасоматический факторы локализации изученного золотого оруденения. Формирование оруденения происходило в несколько стадий, подчиняясь разорванному по времени внедрению разнофазовых интрузий западноверхисетского комплекса. Наиболее продуктивной является стадия, проявившая себя после внедрения плагиогранит-порфиоров и гранодиорит-порфиоров второй фазы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. – М.: Недра, 1992.
2. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М.: Изд-во Иностранная литература, 1962.
3. Сазонов В.Н., Коротеев В.А. Основные золотопроductive и сопутствующие метасоматические формации Урала (геологическая позиция, зональность, минералогическая, химическая и текстурно-структурная трансформация эдуктов и прогностическое значение). – Екатеринбург: Научное издание Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009.

Минералого-геохимические типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах

В.Д.КОНКИН, А.И.ДОНЕЦ, Г.В.РУЧКИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Рассмотрены минералого-геохимические типы стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах: сарданский, миссисипский, силезско-краковский, миргалимсайский, шалкиинский, горевский, барвинский, новоземельский и учкулачский. Охарактеризованы основные особенности состава руд и их минералого-геохимические типы. Показано, что руды рассматриваемых месторождений характеризуются различным набором и концентрациями сопутствующих элементов в зависимости от региональных условий накопления рудовмещающих карбонатных толщ.

Ключевые слова: свинцово-цинковые месторождения, геолого-промышленные типы месторождений, минералого-геохимические типы руд, рудовмещающие формации и фации, генезис месторождений.

Конкин Виктор Дмитриевич
Донец Александр Иванович



metalogeny@tsnigri.ru
metalogeny@tsnigri.ru

Mineralogical-geochemical types and regional geological special characteristic of stratiform carbonate-hosted lead-zinc deposits

V.D.KONKIN, A.I.DONETS, G.V.RUCHKIN (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

Carbonate-hosted stratiform lead-zinc deposits of various geologic types such as Sardansky, Mississippi Valley, Silesian-Cracow, Mirgalimsay, Shalkia, Gorevsky, Barvinsky, Novaya Zemlya and Uchculach are described. In addition, the main compositional features and mineral-geochemical ore types are characterized. These deposits are associated with exfiltering systems of chloride brines. The nature of metalliferous brines and metal mobilization and metal transportation form are analyzed.

Key words: carbonate-hosted lead-zinc deposits, geological and economic deposit types, mineral-geochemical ore types, ore-hosting formations and facies, genesis of deposits.

По классификации месторождений полезных ископаемых В.И.Смирнова [26], стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах (ССЦМ) относятся к телотермальному классу гидротермальных месторождений. Они пространственно тесно связаны с доломито-известняковыми, глинисто-доломито-известняковыми, кремнисто-доломито-известняковыми, реже туфогенно-доломито-известняковыми толщами, имеющими широкий возрастной диапазон (от рифея до мiocена включительно) формирования в платформенных интракратонных осадочных бассейнах и субплатформенных режимах перикратонных прогибов на шельфе и склоне континентов с рассеянным спредингом.

В работах отечественных и зарубежных исследователей [1, 3, 28] стратиформные свинцово-цинковые

месторождения в карбонатных толщах различных регионов мира классифицируются как стратиформные месторождения типа MVT и включают разные минералого-геохимические подтипы свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах Верхне-миссисипской долины, Юго-Восточного Миссури и Три-Стейт Северо-Американской платформы. К этой же рудной формации относятся стратиформные свинцово-цинковые месторождения Большекаратаской (Казахстан), Южно-Ферганской (Узбекистан), Центрально-Ирландской, Южно-Аппалачской (США), Силезско-Краковской (Польша) и ряда других провинций.

На территории России к регионам с широким развитием карбонатных толщ с месторождениями и рудопроявлениями свинцово-цинковых руд принадлежат

Юдомо-Майский, Пайхой-Новоземельский, Западного склона Урала, Байкало-Патомский (включая Прибайкальский пояс и Джелиндинский рудный район), Ангара-Большепитский Енисейского края, Приаргунский, Восточно-Саянский (Манский рудный район), обрамления Ханкайского, Колымского и Восточно-Чукотского массивов и, предположительно, отдельные проявления Дальнегорского и Ольгинского рудных районов Дальнего Востока.

Рудным залежам ССЦМ в карбонатных толщах присущ ярко выраженный сингенетично-эпигенетический облик, в отличие от месторождений колчеданно-полиметаллических стратиформных рудных залежей в углеродсодержащих карбонатно-терригенных толщах флишного строения с отчётливо проявленной сингенетичной природой первичного рудонакопления (тип SEDEX).

Для ССЦМ в карбонатных толщах установлены разноранговые элементы-признаки их геолого-тектонической позиции, особенностей строения рудовмещающих толщ, морфологии, минералого-геохимического состава рудных тел и другие, которые могут рассматриваться как классификационные, уточняющие рудноформационную и минералого-геохимическую типизацию месторождений и их рудных тел. К таким квалификационным элементам-признакам авторы считают целесообразным отнести следующие:

- палеотектоническую позицию накопления рудовмещающих формаций как внутри платформенных (внутриплитных) прогибов, так и в прогибах на шельфе и склоне континента с рассеянным спредингом;
- размещение рудовмещающих карбонатных (в том числе рифогенных и биогермных) фаций в латерально-вертикальных рядах бассейнов седиментации интракратонных и перикратонных прогибов на шельфе и склоне континентов с формированием в латеральном ряду синхронных им углеродисто-терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных фаций флишного строения;
- отсутствие, за исключением единичных случаев, магматических образований на площадях рудных полей и рудных районов;
- локализация рудных залежей в карбонатных и глинисто-карбонатных толщах на различных литолого-стратиграфических уровнях среди пластов с повышенным геохимическим фоном рудных элементов и многоярусное их размещение в рудовмещающем разрезе единичных бассейнов седиментации;
- морфология рудных тел – согласная пластообразная и линзовидная, субсогласная линзообразная, ленто-, плито- и мантиообразная, при подчинённой роли гнездовидных;
- текстурно-структурная особенность строения рудных тел – подчинённое количество слоистых и массивных руд при широком развитии полосчатых, прожилково-вкрапленных, брекчиевидных и экзотической бурундучной текстуры;

- однотипность и простота минерального состава рудных залежей – основные рудные минералы: галенит±сфалерит±пирит (как правило, в незначительных объёмах); широкий спектр попутных минералов в различных сочетаниях – рудных: халькопирит±борнит±арсенопирит±аргентит и другие, а также нерудных: барит±флюорит±кварц±сидерит±доломит±витерит;
- широкий спектр элементов-примесей в различных сочетаниях (серебро, германий, кадмий, индий, таллий, стронций, мышьяк, медь и другие);
- рудная матрица геологических тел, включающая основные рудные минералы (в зависимости от региональных палеотектонических условий накопления рудовмещающих толщ и состава рудоносных растворов) – доломитовая, известняково-доломитовая, сидеритовая, реже углеродсодержащая кремнистая;
- синрудные изменения (как правило, слабо проявленные) – доломитизация известняков, перекристаллизация доломитов (до сахаровидных), окварцевание, реже джаспероидизация известняков и гидрослюдизация глинистого материала;
- широкий диапазон изотопных характеристик серы сульфидов (от –18‰ до +35‰) с модальными значениями +20‰ (±5‰) в месторождениях интракратонных прогибов и +14‰ (±5‰) в рудных телах перикратонных прогибов на шельфе и склоне континентов с рассеянным спредингом;
- широкий разброс (280°–70°) температур минералообразования, часто с линзовидно-концентрической зональностью по латерали рудных тел;
- сингенетично-эпигенетичный генезис рудных залежей различных минералого-геохимических типов (отчётливая приуроченность рудных тел к карбонатным горизонтам с признаками метасоматического замещения вмещающих пород).

Перечисленные выше элементы-признаки позволили предшественникам объединить их в самостоятельную группу рудноформационного семейства – стратиформную свинцово-цинковую в карбонатных толщах рудную формацию. Вместе с тем эта формация достаточно разнообразна по индивидуальным особенностям обстановок формирования рудных залежей, морфологии руд и условиям их залегания, минералого-геохимическому составу руд и ряду других элементов-признаков [1, 7, 13–15, 19, 23, 25].

Классификация и типизация месторождений этого семейства с различными методическими подходами отражена в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях. В частности, Д.И.Горжевский, П.Ф.Иванкин, А.Д.Щеглов и др. предложили выделять четыре типа месторождений этого семейства в зависимости от их региональной геотектонической позиции и локализации: 1) в перикратонных прогибах; 2) в чехлах древних (докембрийских) платформ; 3) в чехлах молодых (эпикаледонских и эпигерцинских) платформ; 4) в срединных массивах.

В.В.Поповым [19] предложена систематизация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на геотектонической основе. Среди них выделяются две группы: *месторождения платформ и месторождения складчатых областей*. Дальнейшая систематизация основана на положении месторождений и их закономерных связях с крупными структурными единицами в пределах платформ и складчатых зон. Месторождения платформ ассоциируются с внутриплатформенными и краевыми прогибами, а также с эпиплатформенными рифовыми структурами. В.В.Попов также предложил учитывать возраст месторождений, выделяя среди них принадлежность к древним или молодым платформам.

К месторождениям складчатых областей отнесены объекты в складчатых миогеосинклинальных зонах, отделённых от платформ краевыми прогибами, и в складчатых зонах, сопряжённых со срединными массивами и субплатформенным типом структур в срединных массивах.

В упомянутой работе В.В.Попова отмечены и кратко охарактеризованы элементы минералого-геохимической специализации отдельных месторождений в зависимости от их региональной позиции. В частности, указано, что месторождения типовой обстановки долины реки Миссисипи (MVT) на Мидконтиненте (США) выявлены как собственно свинцово-цинковые рудные залежи, так и медно-свинцово-цинковые, флюорит-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые баритовые. В.В.Попов также обратил внимание на возможную латерально-вертикальную связь месторождений рассматриваемого типа с фациями медистых песчаников.

Н.С.Скрипченко, учитывая литолого-фациальные особенности рудовмещающих толщ, выделил *три группы* месторождений, относящиеся к карбонатным толщам: слоистые, структур растворения (карстовые) и рифовые [25].

Аналогичную классификацию предложил и В.П.Феоктистов [2], который в зависимости от типа структурно-литологических коллекторов и морфологии рудных тел, выделяет также *три подтипа* стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях: первый – пластовый или слоистый, представленный пластовыми рудными телами, залегающими согласно с вмещающими породами (Миргалимсай, Шалкия и др.); второй – выполнения разнообразных по форме полостей, в основном карстовых, представленных жильными гнездо-, трубо-, ленто-, пласто-, плито- и линзообразными залежами брекчиевых и колломорфных руд (Ачисай, район Три-Стейт и др.); третий – метасоматического замещения рифовых построек – зубчато выклинивающиеся линзовидные рудные тела, контролирующиеся конфигурацией и внутренней структурой рифовых сооружений (Пайн-Пойнт, месторождения Юго-Восточного Миссури и др.).

Р.Хатчинсон [28], используя тот же подход, выделил *четыре* наиболее важных и явно различающихся типа

месторождений по морфологии рудных тел: массивные пластообразные (конкордантные); стратойдные гнездовидной и линзовидной морфологии; комбинациями стратойдных, мантиообразных и трубообразных рудных тел; жильные и гнездовидные с серебром скарновые и полиметаллические (Fe, Cu, Pb, Au, Ag).

Наиболее полно комплекс информации о геолого-минералогических особенностях строения месторождений рассматриваемого типа был отражён в работе Э.И.Кутырева [17], в которой автор предложил выделять три минералого-геохимических типа стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах: барит-свинцовый и свинцово-цинковый в углеродисто-карбонатной слоистой формации (*миргалимсайский*), свинцово-цинковый в карстовой карбонатной рифовой формации (сарданский в Юдомо-Майской металлогенической зоне) и барит-флюорит-свинцово-цинковый в карстовой карбонатной слоистой формации (барвинский в Прибайкальском полиметаллическом поясе).

Заслуживает внимания и классификация В.В.Архангельской, Ф.И.Вольсона [1], которые предложили выделить рудные формации и субформации с минеральными типами, объединив в единую группу стратиформные низко- и среднетемпературные свинцово-цинковые месторождения. В эту группу были включены месторождения свинцово-цинковых руд как собственно стратиформные в карбонатных толщах (тип MVT), так и стратиформные месторождения типа SEDEX в углеродистых терригенных толщах и колчеданных (медно-)свинцово-цинковых руд в вулканогенных толщах (VMS). В соответствии с общепринятой классификацией рудных формаций цветных металлов, это три самостоятельные рудные формации и, соответственно, их геолого-промышленные типы.

Сложность типизации месторождений рассматриваемого типа обусловлена многообразием обстановок их формирования и определения принадлежности палеотектонических обстановок накопления рудовмещающих геологических формаций в латерально-вертикальных рядах с формированием рудовмещающих фаций со стратиформными месторождениями свинца и цинка в карбонатных толщах (тип MVT), в углеродистых карбонатно-терригенных толщах флишеидного строения (тип SEDEX) и терригенно-вулканогенных толщах (тип VMS).

Авторы настоящей публикации, проанализировав информацию отечественных и зарубежных исследователей о геологической позиции ССЦМ в карбонатных толщах, отмечают, что все исследователи фиксируют накопление рудовмещающих карбонатных толщ в обстановках платформенных и субплатформенных режимов. Они также установили, что такие режимы сопровождали осадконакопление рудовмещающих толщ как внутри континентальных прогибов, так и рифтогенных и надрифтогенных прогибов на шельфе и склоне

континента. Наиболее часто фиксируемые ряды синхронных рудовмещающих геологических формаций выявлены в задуговых бассейнах с прогибами на шельфе и склоне континентальных окраин. В частности, в прогибах, формировавшихся на шельфе и склоне континента в ряде рудных районов Западного Прибайкалья, Байкало-Патомского нагорья, Енисейского кряжа (РФ), Джунгарского Алатау (Казахстан), бассейна Селвин (США), Юго-восточного Китая и Австралии (бассейн Макартур), были установлены латерально-вертикальные ряды рудовмещающих карбонатных и углеродистых карбонатно-терригенных формаций соответственно со стратиформными месторождениями свинцово-цинковых руд (тип MVT) и колчеданно-полиметаллических (свинец+цинк+медь) руд в углеродистых карбонатно-терригенных толщах флишоидного строения (тип SEDEX) [1, 4, 12, 13, 22, 28].

Учёт приведённой краткой информации о геологии месторождений типа MVT позволил авторам уточнить их классификацию и выделить среди этого семейства следующие группы минералого-геохимических подтипов месторождений:

1. **Пирит(±халькопирит)-свинцово-цинково-баритовый с флюоритом в кремнисто-известняково-доломитовой формации (миссисипский MVT).** Месторождения приурочены к внутриконтинентальным впадинам древних платформ, представлены рудными телами в хомогенно-органогенных битумсодержащих известняках с кремнистыми прослоями и стяжениями, тонкослоистых водорослевых доломитах, кавернозных эпигенетических доломитах и залегают в отложениях от позднего кембрия до карбона включительно. Рудные тела ленто-, линзо-, плито- и мантиообразной морфологии с параметрами от 2–4×10–70 м до 100–1000 м, сложены пиритом (до 10%), галенитом (до 25%), сфалеритом (до 50%), флюоритом (до 15%) и характеризуются отношением Pb к Zn от 3:2 до 1:10. Основные элементы-примеси: кадмий, серебро, таллий, мышьяк, медь. Типовыми объектами служат месторождения Северо-Американской платформы (Мидконтинента) – Ламонт (юго-восток Миссури, США), Коупер (Верхне-миссисипская долина, США), Джоупин (Три-Стейт, США), Лед-Хилл (Иллинойс-Кентукки, США), Мфуа-ти, Дженгиле (среднего течения реки Ниари в Конго).

2. **Пирит-свинцово-цинковый в глинисто-доломито-известняковой формации (силезко-краковский).** Месторождения размещаются в надтроевых депрессиях на внутреннем и внешнем шельфе пассивных окраин молодых платформ. Рудные тела пласто-, линзо- и трубообразной морфологии с параметрами 3–30×40–400 м, сложены пиритом (15%), галенитом (25%) и сфалеритом (60%), локализуются в доломитах, слоистых доломитистых битумсодержащих известняках, эпигенетических доломитах и карбонатных брекчиях в отложениях от раннего карбона до неогена включительно [27]. Отношение свинца к цинку состав-

ляет 1:1–1:5. Основные элементы-примеси: кадмий, серебро, таллий, мышьяк, медь. Типовыми объектами служат месторождения: Сильвермайнс (Ирландия), Болеслав, Олькуш (Польша), Райбл (Италия), Блайберг (Австрия), Мезика (Словения), Туиссит (Марокко), Бу-Грин, Джамет (Тунис).

3. **Свинцово-цинковый с германием, иногда с флюоритом в глинисто-известняково-доломитовой формации (сарданский),** месторождения которого формировались в надрифтовых депрессиях на внутреннем и внешнем шельфе пассивной окраины древних платформ в период от рифея до ранней перми. Рудные тела ленто-, линзо-, плитообразной морфологии с параметрами от 5–20×50–220 м до 1–4×800–1200 м, сложены галенитом (30%), сфалеритом (60%) и флюоритом (10%), локализуются в битумсодержащих доломитизированных известняках, сахаровидных метасоматических доломитах и в «зебра-доломитах». Отношение Pb к Zn изменяется от 3:1 до 1:10. Основные элементы-примеси: германий, кадмий. Типовыми объектами служат месторождения Сардана, Уруй и др. Юдомо-Майской металлогенической зоны (Якутия, РФ).

4. **Барит-цинково-свинцовый в углеродисто-доломито-известняковой формации (миргалимсайский).** Месторождения формировались в рифтах и надрифтовых депрессиях на внутреннем и внешнем шельфе пассивных окраин микроконтинентов. Рудные тела пластообразной морфологии с параметрами 3–30×120–600 м сложены баритом (20%), галенитом (65%), сфалеритом (15%) и локализованы в слоистых доломитах, углеродистых доломитистых известняках и карбонатных брекчиях в отложениях от среднего девона до ранней юры включительно. Отношение свинца к цинку варьирует от 3:1 до 6:1. Основные элементы-примеси: серебро, медь, кадмий, индий, таллий. Типовыми объектами служат месторождения Сумсар (Киргизия), Миргалимсай (Казахстан) [1, 19, 25].

5. **Свинцово-цинковый с пиритом в углеродисто-кремнисто-доломито-известняковой формации (шалкиинский).** Месторождения размещаются в рифтах и внешнем шельфе пассивных окраин микроконтинентов. Рудные тела линзообразной морфологии с параметрами 10–2500×80–450 м сложены баритом (20%), галенитом (65%), сфалеритом (15%), локализуются в углеродисто-глинисто-кремнисто-карбонатных тонкослоистых породах («ритмитах»), битуминозных известняках и доломитах комковатой и брекчиевой структуры [5, 9, 25]. Отношение свинца к цинку изменяется от 1:3 до 1:10. Основные элементы-примеси: кадмий, серебро, германий, медь. Типовыми объектами служат месторождения: Шалкия, Талап (Казахстан).

6. **Пирит-барит-свинцово-цинковый в туфогенно-терригенно-известняково-доломитовой формации (учкулачский).** Месторождения локализуются в доломитах, известняковых рифтогенных брекчиях, известковистых доломитах, аргиллитах, туфопесчаниках,

гравелитах, туффитах и туфах трахириолит-дацитовых порфиров в прогибах на внешнем шельфе микроконтинента. Рудные тела линзо-пластообразной морфологии с параметрами 5–80×100–800 м сложены пиритом (10%), баритом (20%), галенитом (30%) и сфалеритом (40%). Отношение Pb к Zn в рудах варьирует от 1:2 до 3:2 (переходный тип к месторождениям типа SEDEX). Основные элементы-примеси: серебро, медь, кадмий, таллий, стронций. Типовыми объектами служат месторождения: Учкулач, Карамазар (Узбекистан) [5, 9, 25].

7. Сидерит-кварц-сфалерит-галенитовый в свинцово-карбонатной формации (горевский – переходный тип к месторождениям типа SEDEX). Характеристика месторождения приведена по данным В.В.Кузнецова [6]. Месторождение приурочено к конседиментационной впадине, выполненной мергелистыми, глинисто-известняковыми, сидеритовыми и глинисто-аргиллитовыми фациями с конседиментационной брекчией. Для главной рудной залежи характерны сидеритовые фации с подчинённой кремнистой составляющей. Породы и рудные залежи претерпели складчатость и метаморфизм. Рудные тела сложены сидеритом (25%), кварцем (1%), галенитом (25%), сфалеритом (30%) и пирротинном (до 10%). Отношение Pb к Zn в рудах изменяется от 3:2 до 4:1. Второстепенные минералы в количестве до 10%: пирит, марказит, тетраэдрит, магнетит, халькопирит, гудмундит, теннантит, аргентит, самородное серебро, пираргирит, прустит, дискраизит, штенбергит, рутил. Типовым объектом служит месторождение Горевское (Енисейский край, РФ).

8. Барит-флюорит-свинцово-цинковый в терригенно-карбонатной формации с органогенными постройками (барвинский). Месторождения приурочены к полициклично развивавшемуся прогибу на шельфе и склоне континента с накоплением терригенно-карбонатных толщ с органогенными постройками и горизонтами битуминозных известняков на различных стратоуровнях средне-позднерифейского времени [21, 25]. Рудные тела пласто- и линзообразной формы имеют эпигенетичный облик и характеризуются вкрапленными, вкрапленно-прожилковыми текстурами руд. Породы и рудные залежи претерпели складчатость и метаморфизм (в зонах тектонитов развиты тальково-карбонатные метасоматиты). Главные рудные минералы – сфалерит, галенит, флюорит, кварц; второстепенные – пирит, арсенопирит, доломит, анкерит, сидерит, кальцит. Редкие – халькопирит, блёклая руда, буланжерит. Типовыми объектами служат месторождения Таборное, Хибелен, Луговое (Прибайкальский полиметаллический пояс Байкало-Патомской зоны).

К рассматриваемому семейству относится также Павловское серебро-свинцово-цинковое месторождение Безымянского рудного узла, расположенного в северо-западной части о. Южный архипелага Новая Земля [4, 10, 17, 19]. Оно входит в пятёрку крупнейших

стратиформных месторождений свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах России.

Павловское месторождение свинцово-цинковых руд было выявлено геологами Западно-Арктической поисково-съёмочной партии ФГУНПП ПМГРЭ (А.П.Каленич, А.К.Загайный, А.В.Ласточкин) в 1991 г. при производстве опережающих работ по подготовке геохимической основы для ГСР-50 [17, 20]. Рудные тела этого месторождения размещаются в органогенно-рифогенной толще раннего девона, сложенной слоистыми и массивными разностями микрозернистых, микритовых, биогенных, реже глинистых известняков девонского времени, которые характеризуются тесным сочетанием биогенных и микритовых фаций, слагающих конседиментационные рифогенные палеоподнятия со шлейфом брекчий обрушения. В современном структурном плане рудовмещающая толща расположена в крыле брахиантклинали размахом крыльев 3–4 км. В ядре антиклинали обнажены терригенные песчано-алевро-глинистые породы, а крылья складки сложены рудовмещающими карбонатными породами различных литофаций и перекрывающими их породами аргиллитоглинистых фаций. Продуктивные литологические горизонты слагают полого наклонное (25°–45°) крыло периклинального замыкания Безымянской антиклинали, осложнённое серией разно амплитудных крутопадающих разрывных нарушений. Некоторые из них нарушают сплошность рудных залежей.

Морфология рудных залежей представлена линзовидно- и пластообразными телами средней мощностью около 50 м, внутреннее строение которых определяется грубо-ритмичным распределением кварц-пирит-сфалерит-галенитовых и существенно пиритовых горизонтов, которые преобладают в основании ритмов с углеродсодержащей кремнисто-карбонатной матрицей. Рудные залежи расположены ярусно друг над другом и кулисообразно, по отношению к общему структурному плану, со смещением в восточном направлении. Руды характеризуются преимущественно массивной, слоистой (?), грубо- и тонкополосчатой, гнездово-вкрапленной, прожилково-вкрапленной, реже сетчато-вкрапленной текстурами с коломорфными агрегатами сфалерита.

Главные минералы руд – галенит, сфалерит и пирит, второстепенные и редко встречающиеся – аргентит, миаргирит, пираргирит, буланжерит, геокронит. В сфалерите имеются примеси серебра, кадмия, галлия, германия. Типичными примесями для галенита являются серебро, сурьма, кадмий, в меньшей степени кобальт, цинк, еще реже отмечаются висмут и олово. В пирите главными примесями являются свинец, цинк, таллий, иногда серебро и индий. Содержания в рудах в среднем изменяется: Zn от 3 до 11% и Pb от 1,5 до 5%.

Формирование рудных залежей авторами связывается с пульсационным поступлением углеродисто-кремнисто-сульфидных растворов по зоне конседиментационных нарушений с последующим отложением в слабо

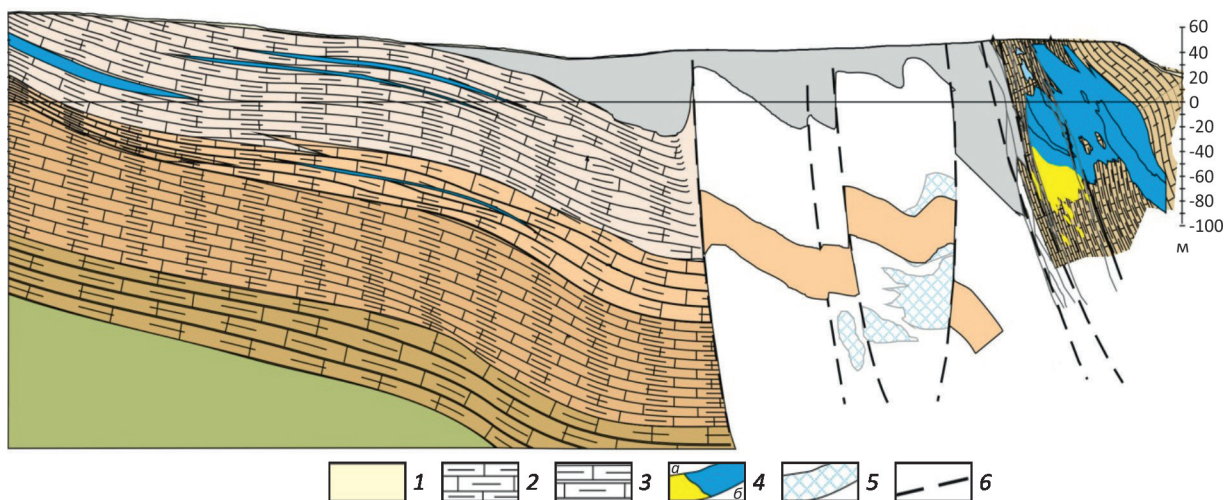


Рис. 1. Позиция рудных тел в центральной части Павловского месторождения. По А.Л.Галямову и др. [4]:

1 – четвертичные отложения; 2 – известняки глинистые; 3 – переслаивание органогенных и глинистых известняков; 4 – рудные тела: а – колчеданные и б – свинцово-цинковые; 5 – рудные тела предполагаемые; 6 – разрывные нарушения

диагенезированной карбонатной толще с органогенными постройками. Рудные залежи с пиритовой матрицей фиксируют ритмичность поступления рудоформирующих растворов с формированием мегаритмичной зональности строения рудных тел (рисунки 1 и 2).

Охарактеризованные выше минералого-геохимические типы месторождений отчётливо различаются по геологическим обстановкам нахождения, предполагаемым источникам металлов, а также по интенсивности проявления последующих рудообразующих процессов.

Анализ геотектонической принадлежности рудовмещающих прогибов с месторождениями свинцово-цинковых руд показывает, что накопление рудовмещающих карбонатных толщ в их пределах проходило как во внутриплатформенных прогибах молодых и древних платформ, так и на шельфе и склоне континента. При этом в прогибах внешнего шельфа и склона континента установлена латерально-вертикальная связь осадконакопления карбонатных хемогенно-органогенных фаций с углеродсодержащими карбонатно-терригенными и туфогенно-карбонатно-терригенными фациями флишoidalного строения (рис. 3).

Первая группа месторождений (Мидконтинента США и Силезско-Краковская) размещается в платформенных (шельфовых) доломито-известняковых толщах с горизонтами известковисто-доломитовых пород, содержащих прослои сланцев, аргиллитов и органогенных фаций карбонатных пород на внутреннем и внешнем шельфе внутри континентальных прогибов.

Вторая группа характеризуется расположением рудовмещающих карбонатных толщ в латерально-вертикальных рядах геологических формаций в прогибах как

внутреннего и внешнего шельфа внутриконтинентальных морских бассейнов, так и в прогибах на склоне континента с рассеянным спредингом. При этом рудовмещающие формации локализуются преимущественно в надрифтогенных прогибах, унаследовавших общую тенденцию к проседанию. Такая обстановка характеризуется формированием как стратиформных свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах с органогенными постройками (тип MVT), так и стратиформных колчеданно-полиметаллических руд (тип SEDEX) в углеродистых карбонатно-терригенных толщах флишoidalного строения, синхронных по времени накопления карбонатным толщам.

Предполагается, что рудные залежи в таких обстановках формировались из сходных по физико-химическим параметрам рудоносных растворов при излиянии рудоносных флюидов по конседиментационным разломам. Об этом, помимо других факторов, свидетельствуют близкие модальные значения изотопов серы сульфидов, варьирующие от -18‰ до $+35\text{‰}$ с модальными значениями $+12\text{‰}$ ($\pm 5\text{‰}$) в месторождениях свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах и от $-1,9\text{‰}$ до $+22\text{‰}$ с модальными значениями $+14\text{‰}$ ($\pm 5\text{‰}$) в колчеданно-полиметаллических рудах в углеродисто-карбонатно-терригенных толщах флишoidalного строения [8, 12, 13].

Рассматриваемые свинцово-цинковые месторождения выявлены как в слабо дислоцированных платформенных чехлах древних платформ, так и в орогенно-складчатых областях. К типовой обстановке с относительно слабо дислоцированными толщами отнесена крупнейшая в мире металлогеническая провинция стратиформных свинцово-цинковых

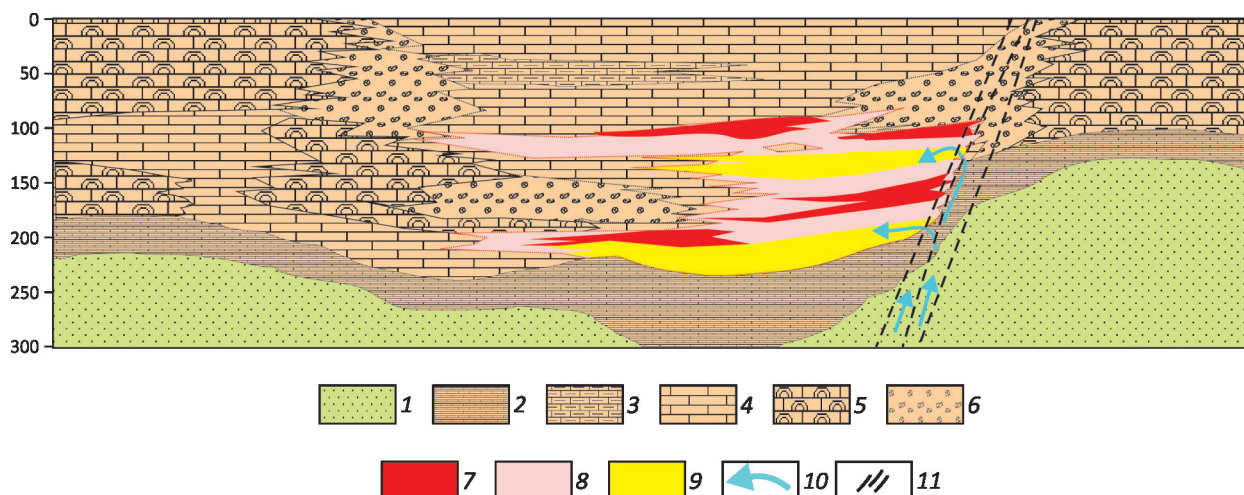


Рис. 2. Принципиальная схема размещения существенно пиритовых, галенит-сфалерит-пиритовых и пирит-галенит-сфалеритовых руд Павловского месторождения в до складчатый этап:

породы: 1 – терригенные, 2 – глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые, 3 – глинисто-углеродсодержащие карбонатные, 4 – карбонатные; 5 – органогенные рифовые известняки; 6 – конседиментационные карбонатные брекчии; 7 – вкрапленные, густовкрапленные и прожилково-вкрапленные, брекчиевидные и массивные пирит-галенит-сфалеритовые руды; 8 – грубополосчатые (чередование полос шириной от 0,5 до 5 м с содержанием сульфидов (в %): 5–25, 25–50, 50–75, 75–90) галенит-сфалерит-пиритовые руды; 9 – существеннопиритовые руды массивной и брекчиевидной текстуры; 10 – пути миграции растворов; 11 – зоны рудоподводящих неоднократно подновлявшихся каналов

месторождений Мидконтинента (США). Она представляет собой рудоносный осадочный бассейн (прогиб) в теле Северо-Американской платформы [1, 7, 19]. Строение бассейна осложнено глубинными разломами, рифтогенными структурами, синеклизами и антиклизмами (сводами), на склонах которых расположены свинцово-цинковые рудные районы (Верхнемиссисипской долины, Юго-Восточный Миссури, Три-Стейт и др.). Рудоносные формации, в которых локализуются свинцово-цинковые месторождения, представлены главным образом карбонатными отложениями от позднекембрийского до позднекаменноугольного возраста, содержащими отдельные горизонты терригенно-сланцевых отложений.

К числу терригенно-карбонатных рудоносных осадочных бассейнов (РОБ) пассивных континентальных окраин со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями относятся: Большекаратаский (Казахстан), Южно-Ферганский (Узбекистан), Центрально-Ирландский, Южно-Аппалачский (США), Силезско-Краковский (Польша) и ряд других. На территории России к районам указанного типа принадлежат Юдомо-Майская, Пайхой-Новоземельская, Приаргунская и Байкало-Патомская металлогенические зоны (включая Прибайкальский пояс и Джелиндинский рудный район).

В литературе РОБ этого типа часто трактуются как структуры активизированных склонов кратонов и оро-

генно-складчатых сооружений, в пределах которых возможно выявление латерально-вертикального ряда геологических формаций с месторождениями типа SEDEX и MVT. Свинцово-цинковые месторождения типа MVT часто ассоциируют с баритом, сидеритом или флюоритом, размещаются в платформенных и субплатформенных карбонатных толщах и характеризуются угнетённой составляющей сульфидов железа. В отличие от месторождений типа SEDEX с повышенной составляющей сульфидов железа (преимущественно пирита), месторождения типа MVT имеют отчётливо выраженный эпигенетический облик, при приуроченности рудных залежей к определённым стратоединицам накопления карбонатных толщ единого палеобассейна.

Существует несколько гипотез происхождения месторождений рассматриваемого семейства. Первая включает участие глубинных бассейновых рассолов, спускающихся из воздымающихся областей передового прогиба [11]. Вторая гипотеза рассматривает участие растворов, генерированных в условиях диагенеза и катагенеза карбонатных осадков и их соответственного уплотнения [24]. Считается, что масштабы флюидообразования вряд ли были значительными по причине больших расстояний переноса и слабого энергетического потенциала и могли проявляться эпизодически. Согласно третьей гипотезе оруденение связано с циркуляцией рассолов в огромных объёмах пород, обусловленной разностью давлений, температурой и

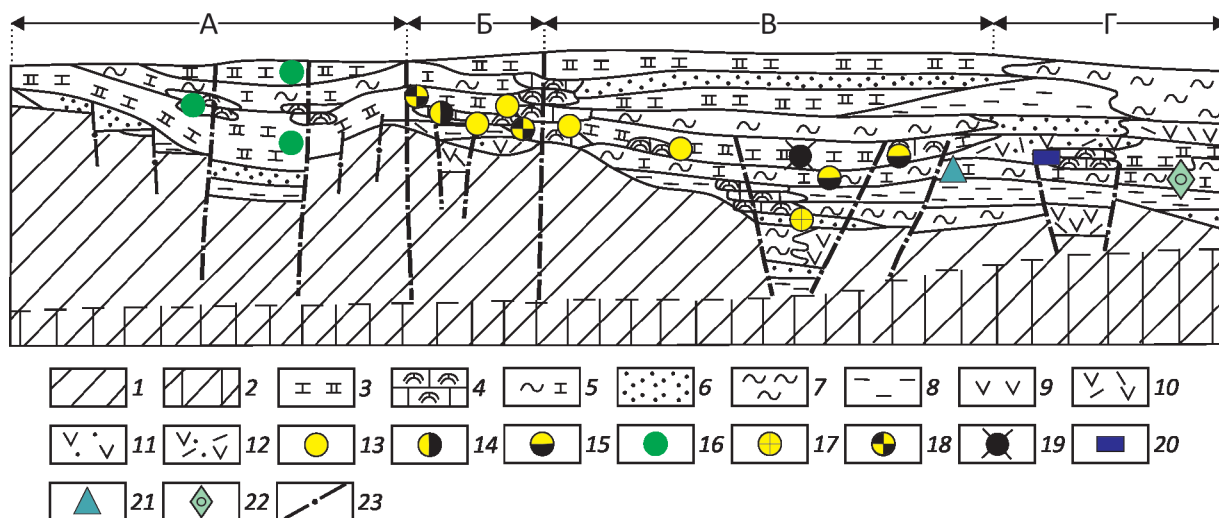


Рис. 3. Идеализированная схема палеотектонической позиции минералого-геохимических подтипов стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах:

кора: 1 – континентального и 2 – океанического типа; 3–12 – геологические формации: 3 – известняково-доломитовая, 4 – известняковая рифогенная, 5 – глинисто-карбонатная, 6 – терригенная (алеврито-песчаная), 7 – углеродисто-глинистая, 8 – глинисто-кремнистая, 9 – риолито-базальтовая натриевой серии, 10 – риолито-базальтовая натро-калиевой серии, 11 – вулканогенно-терригенная с вулканитами натриевой серии, 12 – вулканогенно-терригенная с вулканитами натро-калиевой серии; 13–14 – минералого-геохимические подтипы стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах: 13 – сарданский, 14 – миргалимсайский; 15 – шалкинский; 16 – миссисипский (объединенный); 17 – учкулачский; 18 – силезско-краковский; 19 – барвинский; 20 – горевский; 21 – новоземельский; 22 – месторождения колчеданно-полиметаллических руд в углеродистых карбонатно-терригенных толщах флишеидного строения (тип SEDEX, холоднинский); 23 – разломы; буквами обозначены условные области: А – внутриплитных прогибов платформенного чехла; Б–В–Г – прогибы шельфа и склона континента: Б – внутреннего, В – внешнего шельфа, Г – склона континента (шельфа задугового бассейна (?))

плотностью флюидов в зависимости от их насыщенности минеральными компонентами. Эти условия обеспечивают длительное функционирование системы и обуславливают возможность переработки, в том числе доломитизацию, крупных объёмов вмещающих пород с формированием рудных залежей. Некоторые исследователи предполагают, что источником рудного вещества могли служить как захороненные минерализованные рассолы, так и металлоносные растворы, поступающие из нефтегазоносных бассейнов [7, 18]. Ряд исследователей отмечает, что стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд – производные эксфильтрационных систем, хлоридные рассолы которых мобилизовали рассеянное рудное вещество глубоких горизонтов осадочных бассейнов.

Необходимые для формирования руд объёмы и температуры рудоносных флюидов обеспечиваются гидродинамически сосредоточенными потоками термальных хлоридных рассолов [9]. Структурные элементы с повышенной фильтрационной проницаемостью (зоны секущих разрывных нарушений), проницаемые тела флюидопроводников (внутриформационные пласты-коллекторы) играют роль растворообирающих,

раствороопределяющих, транзитных, а в верхних горизонтах коры – рудолокализирующих структур и контролируют формирование эпигенетических, стратиформных, секущих или комбинированных залежей свинцово-цинковых руд [9, 11].

Главный фактор, контролирующий образование сингенетично-эпигенетических свинцово-цинковых рудных залежей, – взаимодействие кислых металлоносных рассолов с гидрохимическими сероводородными (щелочно-сероводородными) барьерами или гидравлическими завесами. При сосредоточенной разгрузке металлоносных рассолов по транзитным зонам на дно бассейнов карбонатного осадконакопления в результате необратимого взаимодействия рассолов и морских вод, смешивающихся в различных пропорциях, при уменьшении доли рассолов по мере удаления от места их излияния образуются сингенетичные (осадочно-эксфильтрационные) рудные тела [3, 11].

Стратиформные свинцово-цинковые руды участвуют в комплексе длительных геологических процессов преобразования карбонатных осадков и пород, которые начинаются с частичной регенерации рудного вещества ещё на стадиях диагенеза и эпигенеза. Большое

Основные минералого-геохимические подтипы стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах

Минералого-геохимический подтип*	Минеральный типы руд	Примеси в рудах	Примеры рудных районов; месторождений
Пирит (халькопирит)-свинцово-цинково-баритовый с флюоритом в кремнисто-известняково-доломитовой формации (<i>миссисипский – MVT</i>)	Сфалерит-галенитовый с соотношением Pb к Zn от 3:2 до 1:10	Cd, Ag, Cu, Ni, Co	<i>Юго-восточный Миссури (США) Долины реки Ниари (Конго); Дженгеле, Мфуати</i>
Пирит-свинцово-цинковый в глинисто-доломито-известняковой формации (<i>силезско-краковский</i>)	Галенит-сфалеритовый с соотношением Pb к Zn от 1:1 до 1:5	Ag, Cu, Sb, Ge	<i>Силезско-Краковский (Польша) Пайн-Пойнт (Канада)</i>
Свинцово-цинковый с германием (иногда флюоритом) в глинисто-известняково-доломитовой формации (<i>сарданский</i>)	Сфалерит-галенит-германие-носный с соотношением Pb к Zn от 3:1 до 1:10	Cd, Ge, Ag, F	<i>Иллинойс-Кентукки (США), Юдомо-Майский (РФ); Сардана, Уруй и др.</i>
Барит-цинково-свинцовый в углеродисто-доломито-известняковой формации (<i>миргалимсайский</i>)	Сфалерит-галенит-баритовый с соотношением Pb к Zn от 3:1 до 6:1	Ag, Cd, Cu, Ga, In	<i>Каратаусский (Казахстан); Миргалимсай</i>
Свинцово-цинковый с пиритом в углеродисто-кремнисто-доломито-известняковой формации (<i>шалкинский</i>)	Пирит-галенит-сфалеритовый с соотношением Pb к Zn от 1:1 до 3:2	Ag, Sb, Cd	<i>Каратаусский (Казахстан); Шалкия, Талап</i>
Пирит-барит-свинцово-цинковый в туфогенно-терригенно-известняково-доломитовой формации (<i>учкулачский – переходный к месторождениям типа SEDEX</i>)	Пирит-барит-галенит-сфалеритовый с соотношением Pb к Zn от 1:2 до 3:2	Ag, Cu, Sb, Cd, Ge	<i>Фергано-Нуратинская зона (Узбекистан); Учкулач</i>
Сидерит-кварц-сфалерит-галенитовый в сланцево-карбонатной толще (<i>горевский – переходный тип к месторождениям типа SEDEX и VMS</i>)	Сидерит-пирит-сфалерит-галенитовый с соотношением Pb к Zn от 3:2 до 4:1	Ag, Cd, Ge	<i>Ангаро-Большепитский Енисейский кряж (РФ); Горевское</i>
Барит-флюорит-свинцово-цинковый в терригенно-карбонатной формации с органогенными постройками (<i>барвинский</i>)	Сфалерит-галенит-флюоритовый и сфалерит-галенит-баритовый с соотношением Pb к Zn (нет данных)	Ag, Cu	<i>Байкало-Патомская металлогеническая зона (включая Прибайкальский пояс и Джелиндинский рудный район) (РФ); Анайское и др. Три-Стейт (США)</i>
Серебро-свинцово-цинковый в карбонатно-рифогенной толще с органогенными постройками (<i>новоземельский</i>)	Галенит-сфалерит-пиритовый с соотношением Pb к Zn от 1:1 до 1:5	Ag, Sb, Cd	<i>Безымянкинский Пайхой-Новоземельской зоны (РФ); Павловское, Саурейское</i>

Примечание. *необходимо отметить наличие региональных особенностей минералого-геохимического набора попутных элементов рудных залежей ССЦМ в карбонатных толщах: рудные залежи Юдомо-Майского района (Сардана) характеризуются повышенными содержаниями Ge; Байкало-Патомской металлогенической зоны (включая Прибайкальский пояс и Джелиндинский рудный район) (Таборное и др.) – CaF₂, барита, сидерита; Верхнемиссисипского района (США) — Cu, Каратауского района в Казахстане (Миргалимсай и др.) – Ba (барита).

значение в преобразовании руд имеют высокотемпературные гидротермальные растворы, омывающие руды в процессе складчато-разрывных нарушений.

Гидротермальный метаморфизм выражается в перегруппировке и переотложении рудного вещества с частичным изменением морфологии рудных тел и созданием новых рудных залежей в субпластовых срывах, зонах послыного брекчирования, полостях отслоения и секущих тектонических нарушениях, а также в формировании зон рассеянной свинцово-цинковой минерализации с разнообразными попутными компонентами. При этом образуются жильные рудные тела свинца и цинка, в том числе с повышенной сереброносностью, потерявшие (в значительной мере или полностью) связи с первичными стратиформными концентрациями.

Регенерация рудного вещества стратиформных свинцово-цинковых месторождений при их контактовом метаморфизме происходит под воздействием тепловых полей, формирующих контактовые ореолы гранитоидных массивов, и наиболее ярко проявляется в скарнировании первично стратиформных руд и образовании свинцово-цинковых руд в скарнах. Масштабы таких изменений и их сочетаний в той или иной степени влияют на методику прогнозных и поисковых работ и оценку прогнозных ресурсов.

При общности разноранговых элементов-признаков стратиформных свинцово-цинковых месторождений и их минералого-геохимических типов в карбонатных толщах рассматриваемое семейство достаточно разнообразно по индивидуальным особенностям их

проявления, в том числе по набору и концентрации попутных элементов, минеральному составу руд и их матрицы, палеотектоническим обстановкам формирования рудовмещающих толщ и ряду других признаков.

В частности, для ряда рудных районов установлена устойчивая ассоциация в латерально-вертикальных рядах карбонатных хемогенно-рифогенных толщ с углеродистыми терригенно-карбонатными и терригенными толщами флишеидного строения, формировавшихся в прогибах на шельфе и склоне континентальных окраин с различными, хотя и сходными по составу и строению геологическими формациями.

Такое сочетание рудовмещающих формаций в прогибах палеобассейнов по профилю континент–шельф–склон–островная дуга обуславливает и локализацию на единых литолого-стратиграфических уровнях осадконакопления стратиформной свинцово-цинковой в карбонатных толщах и колчеданно-полиметаллической в углеродисто-карбонатно-терригенной толще флишеидного строения рудных формаций [3, 22].

Необходимо также отметить, что в отдельных регионах установлены вариации минералого-геохимических типов рудных тел по простиранию рудовмещающих толщ. Так, в Байкало-Патомской металлогенической зоне, включая Прибайкальский пояс и Джелиндинский рудный район, с типовым флюорит-барит-свинцово-цинковым месторождением Таборное установлено резкое снижение содержания флюорита (до его полного отсутствия) в рудных телах Ново-Анайского месторождения, расположенного по простиранию рудовмещающих толщ. В прогибах на Мидконтиненте (США) также установлена зональность размещения минералого-геохимических типов стратиформной свинцово-цинковой рудной формации месторождений в карбонатных толщах (тип MVT) — свинцово-цинково-баритовый (рудный район юго-восточного Миссури), медно-свинцово-цинковый (рудный район Верхнемиссисипский) и флюорит-свинцово-цинковый (рудный район Три-Стейт).

На основе анализа геологических обстановок их нахождения, морфологии и минералого-геохимических особенностей состава руд предложено вне зависимости от их геотектонической позиции в современном структурном плане выделять минералого-геохимические подтипы месторождений единой рудной формации ССЦМ в карбонатных толщах рассматриваемого семейства (см. таблицу).

В данной работе не рассматриваются месторождения жильных и скарновых (в том числе скарнированных) свинцово-цинковых и серебро-свинцово-цинковых руд Дальневосточного, Алтае-Саянского, Приаргунского и других регионов. Месторождения указанной группы имеют специфические минералого-геохимические и морфологические особенности, обусловленные процессами тектономагматической активизации, включая формирование вулканоплутонических поясов, и

требуют дополнительного анализа. Такие работы начаты В.В.Кузнецовым с соавторами [16].

Эмпирически установленные латерально-вертикальные ряды рудных и геологических формаций и их закономерные сочетания с фациями, вмещающими залежи свинцово-цинковых руд типа MVT и SEDEX, служат одним из ведущих факторов при региональных прогнозно-металлогенических построениях. Эти элементы-признаки также, как и минералого-геохимические, могут быть использованы при поисках и оценке свинцово-цинковых месторождений в Ангаро-Большепитском районе Енисейского края, Байкало-Патомской металлогенической зоне (включая Прибайкальский пояс и Джелиндинский рудный район), в Приаргунье и Пайхой-Новоземельской металлогенической зоне, а также в обрамлениях Колымского и Восточно-Чукотского массивов.

Спектр попутных и сопутствующих геохимических элементов в рудных телах, характерный для исследуемого района с месторождениями свинцово-цинковых руд рассматриваемого типа месторождений, рекомендуется, помимо основных элементов, включать в анализ геохимических аномалий для установления зональности рудных тел и, как следствие, выявления возможного эрозионного среза для оценки перспектив рудоносности площадей месторождений и рудных полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архгельская В.В., Вольфсон Ф.И.* Геотектоническая позиция и систематика стратифоринных свинцово-цинковых месторождений. — М.: Наука, 1977.
2. *Броки Д.К., Хейр Э.Г., Дингес П.Р.* Геология и рудные месторождения района Три-Стейт (штаты Миссури, Канзас, Оклахома) // Рудные месторождения США. — М.: Мир, 1971. С. 80–113.
3. *Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П.* Тектономагматическое моделирование и прогнозно-минерагенический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
4. *Галямов А.Л., Волков А.В., Лобанов К.В.* Поисковая модель SEDEX-MVT месторождений арктической зоны / Изучение и освоение природных ресурсов // Арктика: экология и экономика. 2016. № 1 (21). Стр. 46–54.
5. *Геология и генезис стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах хребта Каратау / В.П.Стеценко, А.И.Донец, Н.Н.Севрюгин и др.* — М.: Недра, 1989.
6. *Горевское цинково-свинцовое месторождение / В.В.Кузнецов, В.Д.Конкин, Т.П.Кузнецова и др.* // Геология рудных месторождений. 1990. № 5. С. 23–28.
7. *Горжевский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И.* и др. Парагенез металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазовых бассейнов. — М.: Недра. 1990.
8. *Горжевский Д.И., Павлов Д.И.* Современное состояние и проблемы свинцово-цинковых месторождений

- стратиформного типа (эндогенные и экзогенные факторы формирования) // Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). – М.: Недра, 1989.
9. *Гриненко Л.Н.* Изотопный состав серы, углерода и свинца руд и рудовмещающих пород. // Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда юго-восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1979.
10. *Донец А.И., Емельянов С.А., Тарасов А.С.* Многофакторные модели стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Атлас. – М.: ЦНИГРИ, 1994.
11. *Ильченко В.О., Антонов А.В.* Околорудные метасоматиты Павловского полиметаллического месторождения (Архипелаг Новая Земля) // ISSN 0135-3500. Записки Горного института. Т. 159. Часть 1. Стр. 13–16.
12. *Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н.* Гидрогенное рудообразование. – М.: Геоинформмарк, 2000.
13. *Конкин В.Д.* Геологические основы прогноза и оценки месторождений свинца и цинка в терригенных комплексах // Автореф. ... д-ра геол.-минер. наук. – М.: ЦНИГРИ, 1994.
14. *Конкин В.Д., Ручкин Г.В., Донец А.И.* Свинцово-цинковые месторождения осадочных бассейнов // Отечественная геология. 1993. № 7. С. 69–73.
15. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. – М.: Недра, 1989.
16. *Кутырев Э.И.* Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. – Л.: Недра, 1984.
17. *Металлогения Приаргунской структурно-формационной зоны* / В.В.Кузнецов, А.И.Брель, Н.Н.Богославец и др. // Отечественная геология. 2008. № 2. С. 32–43.
18. *Новое месторождение серебросодержащих свинцово-цинковых руд на архипелаге Новая Земля* / А.П.Каленич, В.Д.Крюков, А.В.Ласточкин и др. / Разведка и охрана недр. 2002. № 9. С. 20–23.
19. *Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов* / Д.И.Горжевский, А.А.Карцев, Д.И.Павлов и др. – М.: Недра, 1990.
20. *Попов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. – М.: Недра, 1980.
21. *Презентация проекта «РУСБУРМАШ»* // http://www.rbm.armz.ru/media/File/rbm/2014/pgrk_presentation.pdf.
22. *Прибайкальский полиметаллический рудный пояс* / А.А.Тычинский, Е.П.Акулышина, М.В.Баулина и др. – Новосибирск: Наука, 1984.
23. *Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Кудрявцева Н.Г.* Металлогенетические ряды месторождений цветных и благородных металлов в основных геотектонических обстановках // Руды и металлы. 1997. № 4. С. 30.
24. *Ручкин Г.В., Донец А.И.* Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
25. *Ручкин Г.В., Донец А.И.* Гидрогенная концепция формирования рудообразующих систем стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. – М.: МГУ, 2010. С. 93–106.
26. *Скрипченко Н.С.* Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-фациальной основе // Геология рудных месторождений. 1970. № 6. С. 3–15.
27. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985.
28. *Goresca E.* Geological setting of Silesian-Cracow Zn-Pb deposits // Polish Institute of Geology Geological Quarterly. 1993. Vol. 37. P. 27–146.
29. *Hutchinson R.W.* Regional metallogeny of carbonate hosted ores by comparison of field relations // Society of Economic Geologists Special Publication. 1996. № 4. P. 8–17.

О возрасте, генезисе и перспективах золоторудной минерализации Унья-Бомского золотоносного узла Приамурья

Н.С.ОСТАПЕНКО, О.Н.НЕРОДА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИГиП ДВО РАН); 675000, Амурская область, г. Благовещенск, пер. Релочный, д. 1)

На основе анализа материалов предшественников и собственных данных по Джагды-Селемджинской металлогенической зоне Приамурья авторы обосновывают формирование золото-кварцевой минерализации узла в раннемеловое время в связи с дифференциацией умеренно кислых магм глубинного очага и двух его промежуточных камер, фиксируемых локальными гравитационными минимумами в истоках р. Унья и в среднем течении р. Бом. Рудоносные зоны размещаются в автохтоне и аллохтоне субширотного пологого Уньинского надвига в существенно песчанниковой толще пород (верхи амканской (T_3) и низы джескогонской (S_3) свит), под мощным (1,8–2,0 км) экраном рассланцованных алевролитов с пластами метабазитов (верхи джескогонской и нектёрской (P_1) свит). Оруденение формировалось на уровне верхнего выклинивания дайковой фации магматического очага в парагенетической связи с дайками гранит-порфиров и порфиритов под общим мощным сланцевым экраном. Аномальность содержания ртути в самородном золоте и рудах рассматривается как индикаторы низкой проницаемости пород экрана для магматических флюидов и верхнерудного эрозионного среза золотоносных зон.

Ключевые слова: золото-кварцевая минерализация, условия формирования, экраны, парагенезис с раннемеловыми дайками, индикаторы эрозионного среза, аномалии ртути.

Остапенко Николай Степанович
Нерода Ольга Николаевна



ostapenko_ns@mail.ru
neroda67@mail.ru

The age, genesis and prospects of gold mineralization of the Unya-Bohm gold zone of the Amur region

N.S.OSTAPENKO, O.N.NERODA (Institute of Geology and Natural Management of the Far Eastern Branch RAS)

Based on the earlier materials analysis and the authors' data on the Jagdy-Selemjinsky metallogenic zone of the Amur region, the paper substantiates the formation of gold-quartz mineralization of the zone in the Early Cretaceous due to differentiation of moderately acidic magmas of the deep focus and its two intermediate chambers fixed by local gravitational minima in the sources of the Unya river and in the middle reaches of the Bohm river. The ore-bearing zones are located in the autochthon and allochthon of the sublatitudinal gentle Unya thrust in essentially sandstone rock stratum (the upper part of Amkan suites (T_3) and the lower part of Dzheskogon suites (S_3)), under a thick (1,8–2,0 km) screen of schistose siltstones with metabasite layers (the upper parts of Dzheskogon suites and Nekter suites (P_1)). Mineralization was formed at the level of the upper wedging of the dike facies of the magmatic focus in a paragenetic connection with the dikes of granite-porphyrries and porphyrites under a common thick shale screen. The anomalous content of mercury in native gold and ores is considered as an indicator of low permeability of the screen rocks for magmatic fluids and the upper ore erosional truncation of gold-bearing zones.

Key words: gold-quartz mineralization, formation conditions, screens, paragenesis with Early Cretaceous dikes, indicators of erosional truncation, mercury anomalies.

Унья-Бомский золотоносный узел размещается на западном фланге Селемджино-Джагдинской металлогенической зоны Приамурской золотоносной провинции. Он охватывает территории бассейнов рек Унья и Бом, дренирующих северные и южные склоны широтного

хребта Джагды. В долинах названных рек и их притоков со времени обнаружения россыпного золота в 1887 г. выявлено и значительно отработано большое число россыпей. Они сосредоточены в субширотной полосе длиной около 80 и шириной около 10 км (рисунки 1 и 2).

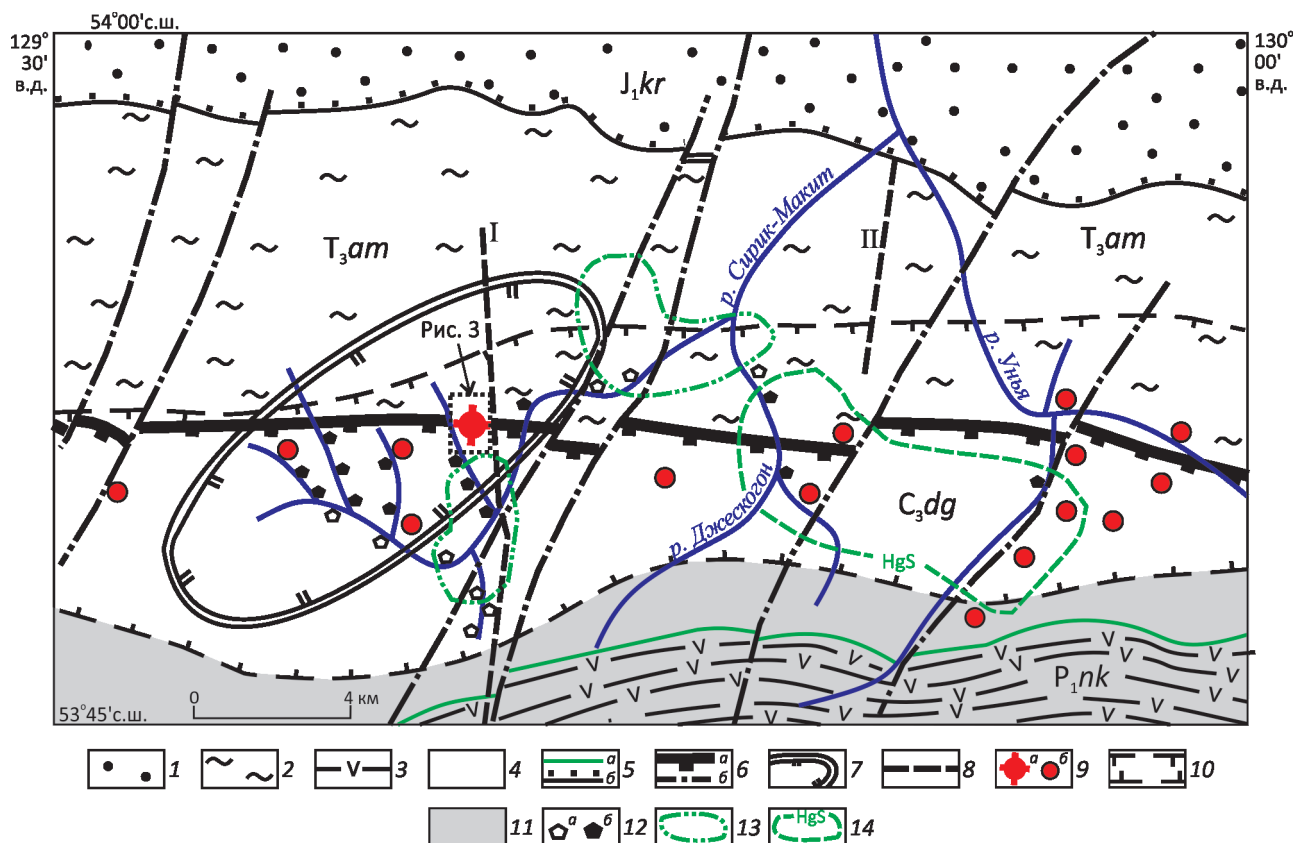


Рис. 1. Схема геологического строения и размещения проявлений золота в западной части Унья-Бомского узла (по работе [15] с упрощениями) и размещения гравитационного минимума, по работе [18]:

флишево-терригенный комплекс: 1 – песчаники и алевролиты курнальской свиты, J_1kr , 2 – ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов амканской свиты, T_3am ; палеозойский вулканогенно-терригенный комплекс: 3 – алевролиты с прослоями метавулканитов и мраморов нектёрской свиты, P_1nk , 4 – алевролиты, песчаники с прослоями метавулканитов и мраморов джескогонской свиты, C_3dg ; 5 – границы свит: согласное (а) и несогласное (б) залегание; 6 – Уньинский надвиг (а) и секущие разломы (б); 7 – контур локального гравитационного минимума; 8 – линии отбора геохимических проб пород из пунктирных каналов; 9 – рудопоявление золота Счастливое (а) и прочие рудопоявления (б); 10 – границы рудоносной зоны, отстроенные по головкам россыпей; 11 – экранирующие толщи пород; 12 – самородки золота (а) от 3 до 50 г и более, крупное золото в россыпях (б) – доля фракции 3–7 мм от 25 до 40% от общей массы; 13 – ореолы высокортутистого (2–5%) золота в россыпях; 14 – шлиховые ореолы киновари (HgS) и галенита (PbS)

К настоящему времени из них добыто свыше 30 т золота [6]. Эта территория ещё крайне слабо изучена на рудное золото. На площади узла известно свыше 30 рудопоявлений золота, но пока нет ни одного месторождения [6, 9]. Рудопоявления и россыпи сосредоточены в указанной полосе в автохтоне и аллохтоне Уньинского надвига (см. рисунки 1 и 2), по которому южный блок верхнепалеозойских вулканогенно-терригенных пород надвинут на северный, сложенный раннемезозойскими (T_3 – J_1) терригенными толщами. Породы осадочных комплексов интенсивно дислоцированы в субширотные складки, а в зоне надвига интенсивно перемяты. Все породы метаморфизованы в филлитовой и зеленосланцевой фациях [5, 15, 16]. И в

тех, и в других вблизи надвига присутствуют безрудные, непротяжённые, линзовидные, согласно залегающие кварцевые жилы и жилки альпийского типа [14, 15]. Золотоносными являются кварцевые и сульфидно-кварц-карбонатные жилы согласного (субширотного) или секущего (северо-восточного и северо-западного) простираний мощностью 0,2–1 м (иногда до 1,5–4 м) и жильно-прожилковые зоны. Их минерализация относится к малосульфидной (1–3%) золото-кварцевой формации. Рудные минералы представлены в основном шеелитом, пиритом, арсенопиритом. В незначительных количествах в рудах присутствуют галенит, халькопирит, пирротин, самородное золото. Содержания золота в пробах изменяются от 0,1 до первых г/т, реже до 5–15 г/т.

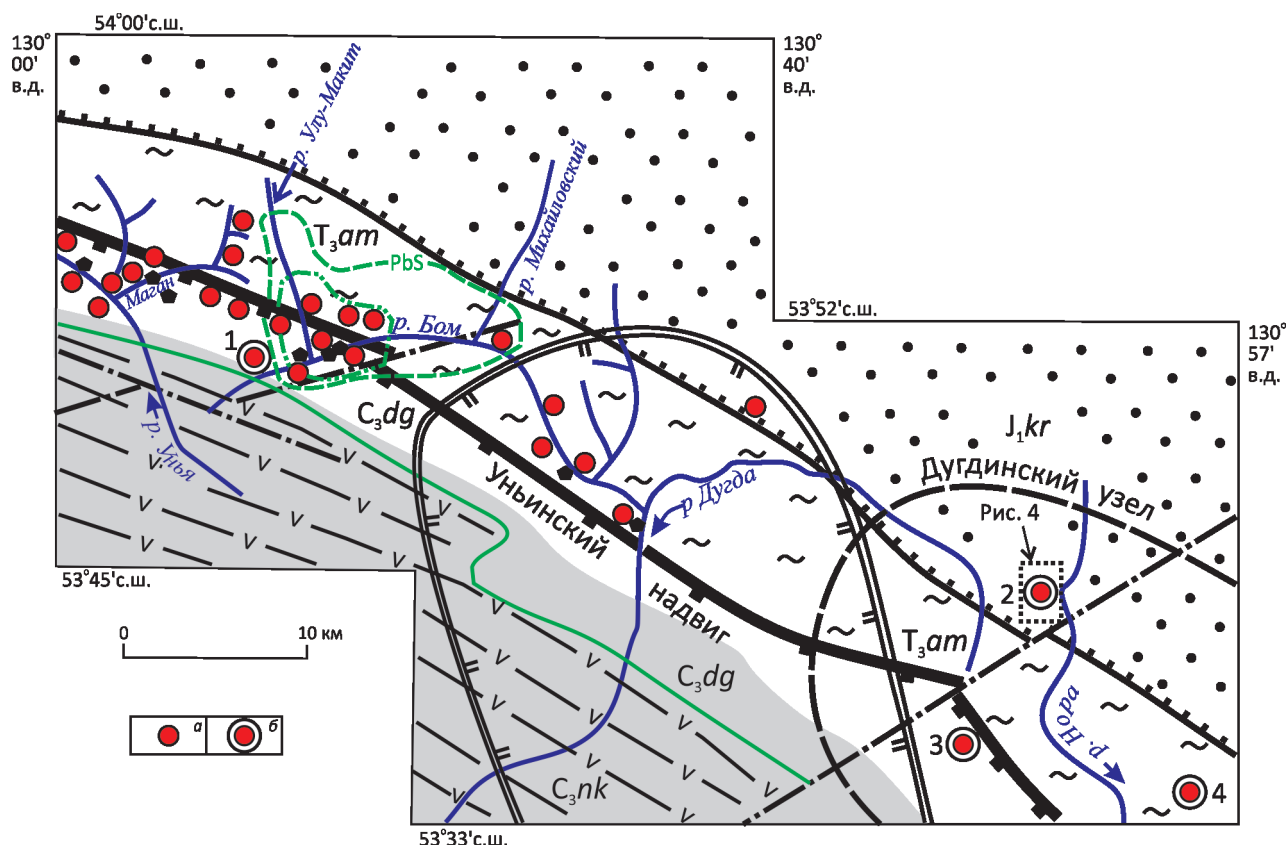


Рис. 2. Схема геологического строения и размещения рудопроявлений золота в восточной части Унья-Бомского и западной части Дугдинского золотоносных узлов (по материалам Н.Н.Петрук и др., 2001 и работы [6]) и положение гравитационно-минимума, по работе [18]:

рудопроявления золото-кварцевой и золотосульфидно-кварцевой формации (а), в том числе с присутствием даек гранит-порфиров, К₁ (б): 1 – Бомская жила, 2 – Ушмунское (см. рис. 4), 3 – Баланда, 4 – Васильевское; см. услов. обозн. к рис. 1

В отдельных случаях средние содержания золота в зонах составляют 2–4 г/т на мощность в несколько метров. Поиски рудного золота проводились лишь на отдельных участках этой труднодоступной территории и были ориентированы на обнаружение богатых жил. Системных детальных поисков не проводилось. Найденные здесь жильно-прожилковые зоны остались не вскрытыми на полную мощность и не прослеживались выработками по простиранию. Единичные жилы на рудопроявлениях Счастливое и Бомская жила отрабатывались старателями.

Взгляды исследователей на генезис золоторудной минерализации этого узла, как и других золотоносных узлов восточной части металлогенической зоны, неоднозначны. Существуют две альтернативные версии. Одна группа исследователей [2, 5, 9] считает оруденение метаморфогенно-гидротермальным, сформированным в домезозойское время. Источником золота для его формирования предполагалась вся подстилающая

толща метаморфизованных пород. Наиболее детальное обоснование такого возраста и генезиса золоторудной минерализации Унья-Бомского и других золотоносных узлов металлогенической зоны приведено в работе [9].

Другая группа исследователей [11, 12, 15] считает оруденение магматогенно-гидротермальным и более молодого раннемелового возраста, хотя из магматических пород на территории рассматриваемого района были известны только тела габброидов и диоритов верхнего палеозоя, и до недавнего времени не было известно магматических тел мезозойского возраста. Позднепалеозойские интрузии размещаются на значительном удалении к югу от известных рудопроявлений и россыпей золота этого узла, то есть вне пространственной связи с проявлениями минерализации.

Прогнозирование перспективных участков для поиска рудных месторождений не может быть объективным и успешным без знания генетических связей минерализации с определёнными комплексами пород и

рудоформирующими процессами. Поэтому авторы данной статьи провели углублённый анализ всех накопленных предшественниками материалов с учётом своих данных [11, 12, 19] по указанной металлогенической зоне для того, чтобы оценить роль фоновой золотоносности субстрата как возможного источника золота, прояснить время формирования минерализации Унья-Бомского узла, оценить роль магматизма, метаморфизма и других факторов рудоформирования. Цель данной статьи – изложение результатов проведённого анализа.

Характеристика золотоносности литологических типов пород и свит узла представлена в работах [14, 15] по результатам проведённого опробования двух поперечных профилей пунктирных канав через слагающие территорию Унья-Бомского района толщи пород (см. рис. 1) и спектрохимического анализа проб на золото с чувствительностью $1 \cdot 10^{-8} \%$. В.А.Степановым была показана значительная вариация содержаний золота в литологических разностях пород, слагающих различные свиты этого узла и оценена золотоносность свит в целом. Средние содержания золота в каждой свите оказались довольно высокими: в амканской – 7,45 мг/т, в джескогонской нижней подсвите – 11,3 мг/т и в её верхней подсвите – 5,1 мг/т, в нектёрской – 1,96 мг/т (табл. 1).

Из рис. 1 видно, что в выборки по свитам с профилей включены как фоновые пробы, отобранные за пределами зоны минерализации, так и из полосы минерализованных пород. Такие общие геохимические характеристики золотоносности свит для суждения о источниках золота в рудном процессе не информативны. Этот массив геохимических данных авторы разделили на две составляющие – с фоновой и явно наложенной золотоносностью. Границами раздела этих полей являются линии, отстроенные авторами статьи по местоположениям головок россыпей. Кроме средних содержаний, были рассчитаны средневзвешенные для фоновых и минерализованных частей свит. Результаты пересчёта приведены в табл. 1.

Фоновые характеристики пород амканской свиты рассчитаны по пробам, отобранным с удалённого от надвига северного фланга профиля I и по профилю II [14, 15]. Здесь пунктирными канавами были вскрыты и опробованы песчаники и алевролиты северного крыла Амканской антиклинали. Последние в разрезе свиты преобладают, составляя 70% её объёма. Золотоносность песчаников в несколько раз выше, чем алевролитов. Среднее содержание золота по 20 пробам из свиты составляет 1,37 мг/т, а средневзвешенная золотоносность пород свиты – 0,99 мг/т.

Фоновые содержания золота в породах джескогонской свиты, размещающихся южнее рудоносной зоны, определялись по пробам, которые отбирались из верхней части разреза её верхней подсвиты мощностью 565 м. Эта часть свиты сложена в основном алевролитами, перемежающимися с отдельными пластами песчаников и метабазитов. Пачка пород перекрывает

нижележащие, существенно песчаниковые отложения свиты с наложенной минерализацией. Средневзвешенное содержание золота по алевролитам с единичными маломощными прослоями метавулканитов составило 0,6 мг/т.

Залегающая выше джескогонской *нектёрская свита*, сложенная доминирующими алевропелитами с прослоями базитовых метавулканитов, песчаников и единичными пластами гравелитов и известняков, характеризуется низкими слабо изменяющимися содержаниями золота. Средневзвешенное содержание золота в породах этой свиты составляет 0,52 мг/т и является самым низким среди свит этого рудного узла. В табл. 1 показано, что присутствующие в составе джескогонской и нектёрской свит линзы и пласты метабазитов (метавулканитов), несмотря на их повышенную золотоносность относительно осадочных пород из-за их малого количества (~1% объёма свит), существенного влияния на средневзвешенную золотоносность свит не оказывали.

Близкие оценки фоновых содержаний золота для песчаников и сланцев этих свит (на уровне 0,4–1,0 мг/т) и в целом для свит были получены также Н.И.Белозеровым и Ю.Д.Юрочкиным [1], а для аналогичных по составу и возрасту метаморфизованных пород Верхне-Селемджинского золотоносного района – авторами данной статьи [12].

Аномальными содержаниями золота (см. табл. 1) характеризуются только породы верхней части амканской свиты южного крыла Амканской антиклинали, примыкающие к осевой части Уньинского надвига, и породы большей части джескогонской свиты, исключая верхнюю часть её верхней подсвиты с фоновой золотоносностью. Указанные части обеих свит характеризуются повышенной песчанитостью и смятием пород вблизи надвига [14, 15]. Оба эти фактора, по мнению авторов, благоприятствовали повышению проницаемости пород для флюидов и обогащению их эпигенетическим золотом и сопутствующими ему металлами в процессе разгрузки гидротерм. Именно этими факторами обусловлены большие вариации содержаний золота в различных литологических типах пород околосдвиговой металлоносной зоны, в том числе и в алевролитах. Средневзвешенные содержания золота в породах этих частей свит возрастают до 7,45–13,1 мг/т, составляя по всей рудовмещающей толще 10,26 мг/т, и превышают фоновые более, чем на порядок.

Из приведённых в табл. 1 данных следуют два важных вывода.

1. Фоновая золотоносность подстилающих, рудовмещающих и перекрывающих метаморфизованных пород свит низкая (около 0,5–1 мг/т).

2. Фоновая золотоносность более молодых раннемезозойских регионально метаморфизованных в филлитовой фации пород флишевой толщи имеет практически тот же низкий уровень, что и осадочные

1. Фоновая и аномальная золотоносность пород Унь-Бомского золотоносного узла

Свиты, их мощность, породы и их объёмная доля в разрезах (%)	Число проб	Золото, мг/т		Дисперсия	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент вариации
		Пределы колебаний	Средние содержания			
Фоновые выборки						
Амканская свита, Т ₃ , северная часть разреза – 760 м:	Флишевая формация					
песчаники (30)	10	0,2–8,3	2,3	9,3	3,0	1,32
алевролиты (70)	10	0,2–1,4	0,43	0,14	0,37	0,87
Средневзвешенное по свите			0,99			
Джескогонская свита, С ₃ , верхняя подсвита (верхняя часть – 535 м):						
алевролиты (65)	10	0,2–1,0	0,56	0,047	0,22	0,39
метавулканиты (0,1)	10	0,65–4,6	1,67	0,18	1,34	0,80
Средневзвешенное			0,6			
Нектёрская свита, Р ₁ – 275 м:	Вулканогенно-осадочная формация					
гравелиты (0,1)	10	0,2–7,9	1,1	5,8	2,4	2,27
песчаники (20)	10	0,2–3,4	0,67	1,14	1,07	1,59
алевролиты (80)	10	0,2–1,4	0,48	0,2	0,47	0,97
метавулканиты (0,04)	10	0,2–32	5,6	124,15	11,14	2,0
Средневзвешенное по свите			0,52			
Среднее по метавулканитам нектёрской и джескогонской свит	20	0,2–32	3,64			
Аномальные (околонадвиговые) участки профилей						
Амканская свита, Т ₃ , южная часть разреза – 965 м:	Флишевая формация					
песчаники (50)	10	0,2–54	12,0	269	16,42	1,37
алевролиты (50)	10	0,4–14	2,9	88,6	4,31	1,47
Средневзвешенное			7,45			
Джескогонская свита, С ₃ :						
а) нижняя подсвита – 575 м:						
гравелиты (0,1)	10	0,2–36	12,3	177,73	13,3	1,08
песчаники (99,8)	30	0,1–48	11,6	159,85	12,64	1,08
алевролиты (0,1)	10	0,1–19	8,6	49,4	7,03	0,81
Средневзвешенное по свите			11,6			
б) верхняя подсвита (нижняя часть – 655 м):						
песчаники (35)	10	0,2–56	13,1	355,43	18,85	1,44
Средневзвешенное для ореольной части разреза свиты			10,26			

Примечание. Составлена на основании пересчёта анализов, приведённых в работах [14, 15].

породы верхнего палеозоя. Можно полагать, что в процессе зеленокаменного метаморфизма палеозойских отложений фоновое золото не перераспределялось и, следовательно, не могло создать наблюдаемые в минерализованных зонах рудные концентрации. Это подтверждается околофоновой золотоносностью метаморфогенных кварцевых жил альпийского типа этого [15] и других узлов [12].

Рудная минерализация этого узла, согласно имеющимся данным [5, 9, 15], представлена кварцевыми

жилами и жильно-прожилковыми зонами, обнаруженными в ряде мест на склонах мелких водотоков вблизи Уньинского надвига, а также зонами вкрапленных сульфидов с прожилками кварца в перемятых песчаниках и пачках переслаивания в плотиках отработанных россыпей. Рудоносные кварцевые жилы и их серии контролируются нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания и оперяющими их трещинами [9, 15]. На примере типичного, наиболее изученного жильного проявления Счастливого

(см. рисунки 1 и 3) рассмотрим основные условия их локализации. Рудопоявление приурочено к узлу пересечения Уньинского надвига Сирик-Макитской зоной нарушений северо-восточного простирания. Его территория сложена метаморфизованными флишевыми осадками амканской и перематыми песчаниками джескогонской свит. Породы и их сланцеватость под углами 10° – 30° падают на юг. В них, согласно сланцеватости, местами залегают безрудные линзовидные кварцевые жилы альпийского типа. Шов Уньинского надвига, разделяющего названные свиты, погружается на юг под углами 35° – 40° . Золотое оруденение установлено в его автохтоне и аллохтоне в трещинах разрыва северо-восточного простирания (аз. 40° – 50°) с падением на северо-запад и юго-восток (углы от 50° до 80°). Выявленные на склонах жил группируются в три зоны от 3 до 10 штук в каждой. Одна из жил прослежена до её выклинивания у плоскости надвига. Контакты жил чёткие. В зоне 0,5–1,5 м от контакта жил породы слабо изменены (прожилковое окварцевание, сульфидизация и аргиллизация). Жилы выполнены белым крупнозернистым кварцем (до 95–98%) в ассоциации с альбитом (1–4%), кальцитом (1–2%), серицитом и хлоритом. Рудные минералы (2–5%) представлены шеелитом или вольфрамитом, арсенопиритом, галенитом, реже пиритом, пирротинном, халькопиритом. Текстуры руд массивные, реже полосчатые или брекчиевые. Самородное золото в жилах мелкое, часто встречается в участках брекчиевых текстур, где тяготеет к краям угловатых ксенолитов пород (сланцев) и обычно концентрируется в зальбандах жил (аналогично месторождению Токур [12, 19]). Содержания золота в рудах невысокие (следы–15 г/т золота). Обычная мощность жил 0,2–0,7 м, максимальная 1–2 м. Отношения Au:Ag в бедных рудах 1:5–1:30, в более богатых 1:2–4:1. За контурами одиночных жил золотоносность пород низкая. Геохимический спектр руд (табл. 2) представлен рядом контрастности накопления элементов: $Au_{1000} As_{300} W_{100} Ag_{80} Pb_{17} Hg_{10} Zn_6 Cu_4 Mo_4$, дающим представление о привносе и степени концентрации элементов-спутников золота в эндогенном процессе над уровнем фона пород.

Помимо известных рудопоявлений жильной, жильно-прожилковой кварцевой, сульфидно-кварцевой и вкрапленной сульфидной минерализации, в этой рудоносной полосе, несомненно, могут присутствовать ещё не выявленные, в том числе мощные и протяжённые, богатые золотом рудные тела и зоны. Об этом свидетельствует присутствие [9] крупного золота и самородков в дренирующих эту территорию водотоках (см. рисунки 1 и 2), установленных при отработке и последующей переработке некоторых россыпей траншеями.

О генезисе и возрасте золоторудной минерализации Унья-Бомского узла. Приведённые данные о невысоком фоновом потенциале (0,5–1 мг/т) как более интенсивно, так и слабо метаморфизованных пород позволяют авторам скептически отнестись к идее рассматривать

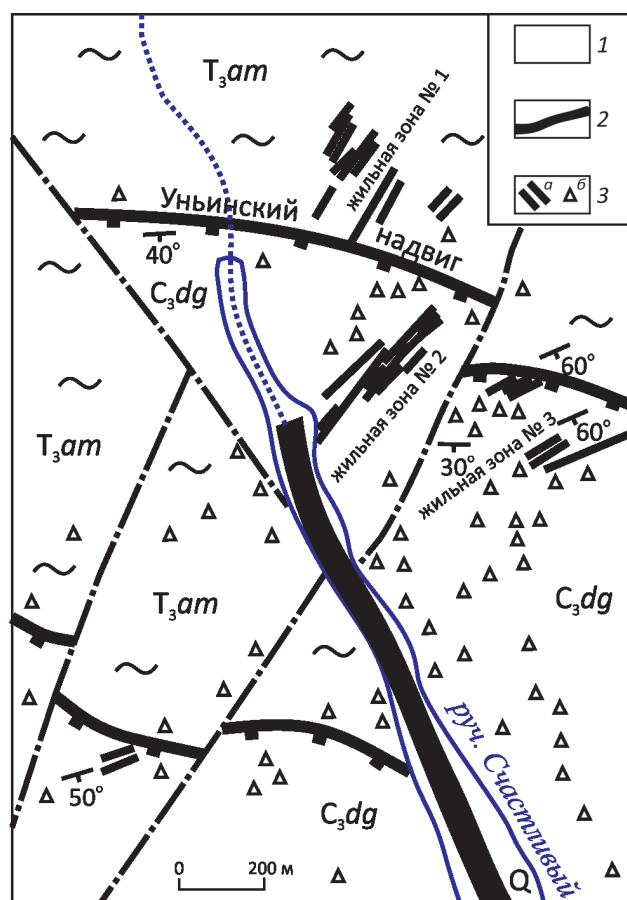


Рис. 3. Рудопоявление Счастливое Унья-Бомского золоторудного узла, по работе [15]:

1 – аллювий; 2 – россыпь золота; 3 – золото-кварцевые жилы (а) и обломки кварца на склонах (б); см. услов. обозн. к рис. 1

толщи субстрата в качестве основных источников золота для образования рудных концентраций и, соответственно, к попыткам обосновать палеозойский или раннемезозойский возраст оруденения, его метаморфогенный генезис [5, 9, 16] и формирование его на больших глубинах [9]. Приведём ряд доводов в поддержку более вероятного молодого (раннемелового) возраста золоторудного оруденения этого узла и его магматогенно-гидротермального генезиса. Первым из них является отмеченная [12, 15] безрудность жил альпийского типа этого и других узлов, сформированных метаморфогенными флюидами. Вторым доводом является отмеченный в работе [15] контроль размещения золоторудных жил более молодыми (сформировавшимися после этапа метаморфизма толщ в раннем мезозое) разломами северо-восточного простирания, смещающими рудоконтролирующий Уньинский надвиг, пласты пород и границы свит (см. рисунки 1 и 2). В качестве третьего

2. Характеристики геохимического спектра минерализации Унья-Бомского золоторудного узла

Химические элементы	Средние содержания химических элементов, г/т		Коэффициенты накопления элементов в рудных телах
	В неизменённых породах амканской и джескогогонской свит	В рудных телах	
Золото	0,001	0,1–6,1	100–6000
Мышьяк	(2)	790	395
Вольфрам	(1)	100	100
Серебро	0,05	2–4	40–80
Свинец	27	463	17
Ртуть	0,02	0,2	10
Цинк	60	360	6
Молибден	(0,5)	2	4
Медь	24	90	3,7
Кобальт	5	7,5	1,5
Никель	34,6	27	1
Хром	40	25	0,5
Ванадий	101	35	3
Олово	3,9	4,6	1,2
Ряд накопления элементов в рудах	Au–As–W–Ag–Pb–Hg–Zn–Mo, Cu		

Примечание. Для расчётов использованы анализы проб [15]; для элементов, определяемых спектральным анализом с недостаточной чувствительностью, в скобках показаны принятые величины фона, установленные автором [12] для аналогичных пород соседнего Верхне-Селемджинского рудного района.

довода следует отметить факт установления даек порфиров и порфиритов раннемелового возраста в некоторых рудопоявлениях восточной части этого и соседнего Дугдинского узла (см. рис. 2) (М.Т.Турбин, 1965; Н.Н.Петрук и др., 2001; А.Н.Сережников, 2005). Описываемые дайки аналогичны раннемеловым, широко представленным в рудных полях золотоносных узлов расположенного восточнее Верхне-Селемджинского рудного района [11], характеризующимся аналогичным геологическим строением, возрастом и метаморфизмом рудовмещающих толщ. Эти геологические аналогии узлов признаны и сторонниками альтернативной генетической версии [9]. Следует добавить, что изотопным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом датировки установлено раннемеловое ($122,4 \pm 2$ млн. лет) время формирования сульфидно-адуляр-кварцевых жил месторождения Токур [4] и раннемеловое время (131–132 млн. лет) рудных зон с прожилково-вкрапленной минерализацией Мало-мырского месторождения [3].

Из сопоставления данных по геологическому строению, метаморфизму, магматизму и золотоносности Унья-Бомского золотоносного узла [9, 15] и узлов Верхне-Селемджинского рудного района [5, 11, 12, 16–18] следует большое минералого-геохимическое сходство их минерализации, рудовмещающей среды и структурных условий рудолокализации. В частности, следует отметить: единый спектр привнесённых металлов и отложенных минералов; сходный характер метасоматических изменений (окварцевание, сульфидизация,

карбонатизация пород); контроль оруденения антиклиналями и куполами, надвигами и узлами пересечения их поперечными разломами; тесную пространственную и парагенетическую связь минерализованных тел с раннемеловыми дайками (см. рисунки 2 и 4) и главное – с локальными отрицательными гравиметрическими аномалиями. Такие аномалии рассматриваются авторами данной публикации, в соответствии с работами [13, 17], в качестве флюидогенерирующих позднемезозойских глубинных очагов или их промежуточных камер умеренно кислых магм. С такими локальными гравитационными аномалиями совмещаются промышленные месторождения Токур [12], Маломир [18] и многие рудопоявления. Подобные аномалии есть и на территории Унья-Бомского золоторудного узла – в истоках р. Сирик-Макит (см. рис. 1) и в нижнем течении р. Бом (см. рис. 2) [18].

Приведённые данные позволяют с высокой вероятностью считать золотое оруденение Унья-Бомского узла магматогенно-гидротермальным раннемелового возраста, сформированным над верхним выклиниванием и на уровне верхнего выклинивания зоны распространения порфировых даек глубинного магматического очага. Весьма вероятно, что дайки и рудоносные зоны этого узла экранировались единой мощной толщей сланцев и метапелитов, слагающих верхнюю часть джескогогонской и нектёрскую свиты (см. рисунки 1 и 2, затенённые поля). Порфировость даек и отмеченная низкотемпературная околожильная аргиллизация

пород свидетельствуют об умеренных и гипабиссальных глубинах формирования золоторудной минерализации Унья-Бомского узла [15].

О перспективности золоторудной минерализации узла. В современном эрозионном срезе размах золотого оруденения укладывается в интервал высотных отметок 1000–600 м. Этот срез включает надрудный и часть верхнерудного уровня (отметки предположительно ниже 700–750 м). На них представляют реальный интерес участки с благоприятными для рудолокализации структурными условиями – антиклиналями в толщах переслаивания с преобладанием в разрезе проницаемых песчаников (коллекторов флюида), экранированные горизонтами малопроницаемых пород и сопряжённые с предрудными нарушениями (флюидопроводниками). А по поисковым признакам, и в этом авторы вполне согласны с Г.И.Неронским и И.Ю.Громковским [9], такие потенциально рудные поля характеризуются доминированием крупного менее транспортируемого в водотоках россыпного золота, наличием его самородков и присутствием в богатых россыпях киновари и галенита (см. рисунки 1 и 2). С этих позиций авторы статьи считают наиболее интересными крупные участки в бассейне верхнего течения р. Сирик-Макит (см. рис. 1) и в левобережье р. Бом (см. рис. 2), от притока р. Улу-Макит на западе до р. Михайловский на востоке.

Характерной чертой минерализации Унья-Бомского узла является постоянное присутствие в самородном золоте из рудопроявлений и россыпей примеси ртути в количествах 0,2–2,0%, иногда (см. рисунки 1 и 2) до 5% [6, 7, 9, 14]. Согласно анализам, ртуть установлена также в пробах из рудных тел (0,2 г/т) и из неизменённых окорудных пород (0,02 г/т). Возможно, приведённые фоновые содержания ртути несколько завышены из-за её высокой подвижности [10]. По данным авторов [12], верхнерудные и надрудные уровни богатых золотом жил месторождения Токур этой металлогенической зоны сопровождаются контрастными эндогенными ореолами ртути с содержаниями 0,05–10,0 г/т на фоне 0,02 г/т, а содержания примесной ртути в самородном золоте достигают 0,1–0,6% [8].

Присутствие аномальной ртути в рудах, окорудных породах и в самородном золоте, а также обнаружение единичных проявлений киновари в золотоносной зоне Унья-Бомского узла являются свидетельством её активного переноса флюидами совместно с другими сопутствующими золоту металлами и их совместного накопления в зонах разгрузки остывающих гидротерм. Наиболее вероятно, что перенос ртути осуществлялся в виде хлоридных комплексов и в атомарной форме. Авторы данной публикации считают, что, являясь весьма подвижным элементом, аномальная ртуть в породах и минералах является хорошим индикатором, во-первых, благоприятных структурных условий локализации золоторудной минерализации (экранированные антиклиналями и полости), предотвращающих широкое рассея-

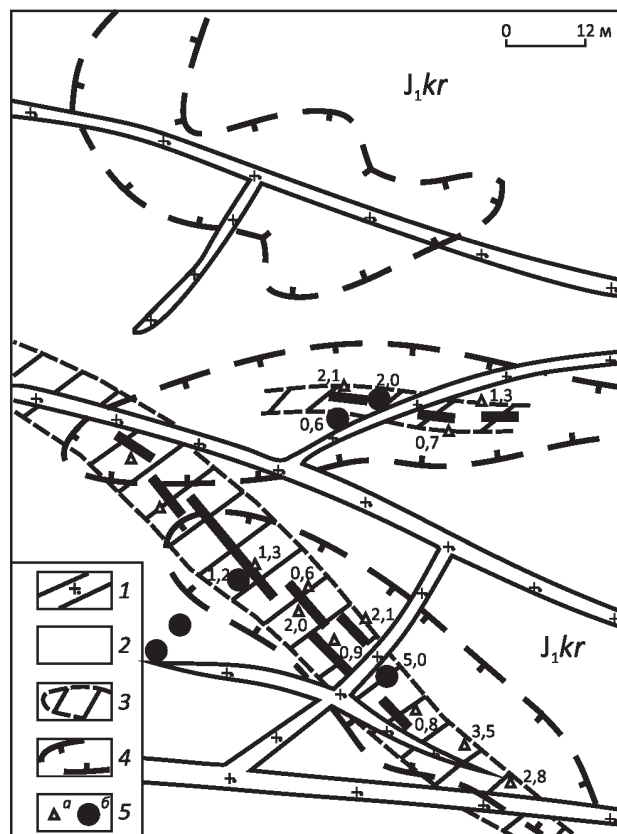


Рис. 4. Рудопроявление Ушмунское Дугдинское золотоносного узла, по М.Т.Турбину, 1965:

1 – дайки гранит-порфиров, K_1 ; 2 – песчанники, алевролиты с прослоями аргиллитов курнальской свиты, J_1kr ; 3 – зоны трещиноватости с кварцевыми жилами и прожилками; 4 – вторичные ореолы золота с содержаниями 0,01–0,9 г/т; 5 – содержания золота (г/т) в обломках кварца по пробирным анализам (а) и в пробах почв по спектрохимическим анализам (б); см. рис. 2

ние флюидов и металлов, и во-вторых, надрудных и верхнерудных уровней эрозионного среза особо надёжно экранированных рудоносных структур. Отмеченное весьма важно для локального прогноза мест наиболее вероятных крупных концентраций золотых руд и выбора направлений разведочных работ. Исходя из этого, при осуществлении системных поисков месторождений золота на территории узла следует сделать акцент на выявление в границах рудоносной зоны слабоэродированных экранированных антиклинальных структур субширотного и северо-восточного простираний и сопряжённых с ними нарушений, как наиболее вероятных участков поступления и накопления рудоносных флюидов и рудной минерализации. Поиски должны быть направлены на выявление крупнообъёмных месторождений золота с мощными протяжёнными зонами жильно-прожилковых и вкрапленно-прожилковых

руд, пригодных для отработки открытым способом. При литохимических поисках на территории узла целесообразно применять и ртутometriю проб.

Из изложенных в статье материалов следуют важные в генетическом аспекте общие выводы.

1. Фоновая золотоносность (≤ 1 мг/т) метаморфизованных в зеленосланцевой и филлитовой фациях осадочных пород субстрата золотоносного узла не превышает обычный кларковый уровень. Это не благоприятствовало мобилизации золота в метаморфогенный флюид.

2. Наиболее вероятен раннемеловой возраст золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого оруденения Унья-Бомского узла и его магматогенно-гидротермальный генезис.

3. Оруденение формировалось над глубинным очагом умереннокислых магм или его промежуточными камерами на уровне выклинивания тел его заключительных дифференциатов – даек порфиоров и порфириров на глубинах не более 1,5–3 км от палеоповерхности.

4. Помимо отмечаемой предшественниками рудоконтролирующей роли Уньинского надвига [5–7, 9, 15] и серии секущих его и слоистость пород северо-восточных нарушений позднемезозойского заложения [15], важную рудоконтролирующую роль выполнял литологический экран – мощная (около 1,8–2,0 км) существенно сланцево-алевролитовая толща, включающая породы верхней части джескогонской и полностью нектёрской свиты. Она экранировала не только флюиды, но и распространение даек, подобно экимчанской свите на месторождении Токур [12, 19]. Коллекторами флюидов и минерализации являлись перемятые, существенно песчаниковые отложения и пачки переслаивания флишевой толщи автохтона (верхи амканской свиты) и аллохтона (нижние 2/3 джескогонской свиты) надвига.

5. Эрозионный срез экранированной минерализации Унья-Бомского рудного узла (отметки 1000–600 м) соответствует надрудному и частично верхнерудному уровням, что подчёркивается аномальными содержаниями ртути во вмещающих рудные тела породах, рудах и её высокими примесями в самородном золоте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белозеров Н.И., Юрочкин Ю.Д. Стратиграфия, петрохимия и золотоносность флишеидных отложений Туксинской синклинали (Приамурье) // Геология Тихоокеанского обрамления: мат-лы междунар. симпозиума «Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления», г. Благовещенск, август 1988 г. Ч. 3. – Благовещенск: АмурКНИИ, 1991. С. 84–94.
- Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г. Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. – Владивосток, 1988.
- Бучко И.В., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст золоторудных метасоматитов месторождения Маломыр // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: мат-ы всерос. научной конференции, 27–30 сентября 2011 г. – Якутск: СВФУ, 2011. Т. 2. С. 30–35.
- Возраст адуляра из жил золоторудного месторождения Токур (Монголо-Охотский орогенный пояс, Россия): результаты датирования $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ -методом / А.А.Сорокин, Н.С.Остапенко, В.А.Пономарчук, А.В.Травин // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 297–304.
- Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Тукурингра-Чампулинская зона глубинных разломов и структурные факторы локализации нового типа оруденения в Унья-Бомском районе (Дальний Восток) // Доклады АН СССР. 1977. Т. 232. № 1. С. 178–180.
- Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золоторудной провинции. Ч. 2. Центральная часть провинции. – Благовещенск: АмГУ, 2014.
- Мельников А.В., Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Уникальный рудно-россыпной район Приамурья с высокортутистым золотом // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 660–664.
- Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977.
- Неронский Г.И., Громаковский И.Ю. Золото Унья-Бомы. – Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 2005.
- Озерова Н.А., Сауков А.А. Ртуть как индикатор при поисках рудных месторождений // Геологические результаты прикладной химии и геофизики. Раздел 1. Геохимия: Международный геологический конгресс, XXI сессия / Отв. ред. А.А. Сауков. – М.: Гос. Науч.-технич. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1960. С. 47–54.
- Остапенко Н.С. Дайковые поля бассейна верхнего течения р. Селемджа и их соотношение с эндогенной минерализацией // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. – Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 201–203.
- Остапенко Н.С. Основные факторы и механизмы эндогенной концентрации золота (на примере месторождений Приамурья) // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Улан-Удэ: ГИ БНЦ СО РАН, 2007.
- Павлов Ю.А., Рейнлиб Э.Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. – М.: Наука, 1982.
- Степанов В.А. Распределение аксессуарного золота в породах Уньинской зоны // Геология Верхнего Приамурья / Отв. ред. Г.И.Неронский. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 58–63.
- Степанов В.А. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 2. Золото и ртуть Приамурской провинции. – Владивосток: Дальнаука, 2000.
- Турбин М.Т., Кириллова Г.Л. Дислокационная природа метаморфизма в Джагдинской зоне Монголо-Охотской складчатой области // Советская геология. 1975. № 9. С. 36–49.
- Эйриш Л.В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке // Тихоокеанская геология. 1984. № 4. С. 94–98.
- Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2002.
- Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Золоторудное месторождение Токур (Дальний Восток, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 1. С. 42–58.

Литохимическая характеристика сопочной брекчии грязевых вулканов мира

В.В.ЕРШОВ, Ю.А.ПЕРСТНЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук (ФГБУН ИМГиГ ДВО РАН); 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 15)

Выполнено обобщение и литохимический анализ данных о содержании петрогенных элементов в сопочной брекчии для 51 грязевого вулкана из разных регионов мира. Сопочную брекчию можно схематически представить смесью трёх основных компонентов – кварца, глинистых минералов (монтмориллонит и гидрослюда) и кальцита. Химический состав сопочной брекчии довольно однороден; какие-либо явные региональные отличия практически отсутствуют. Предполагается, что схожесть химического состава обусловлена действием подземных вод и газов в каналах грязевых вулканов. Предложены кларковые значения петрогенных оксидов для сопочной брекчии.

Ключевые слова: грязевой вулкан, сопочная брекчия, петрогенные элементы, геодинамические обстановки, литохимия.

Ершов Валерий Валерьевич
Перстнева Юлия Андреевна



v.ershov@imgg.ru
yulbox@mail.ru

Lithochemical characterization of the mud breccia of the world's mud volcanoes

V.V.ERSHOV, Yu.A.PERSTNEVA (Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS)

The paper describes generalization and lithochemical analysis of the data on the content of petrogenic elements in the mud breccia for 51 mud volcanoes from different regions of the world. The mud breccia can be schematically described as combination of three main components: quartz, clay minerals (montmorillonite and hydromica) and calcite. The chemical composition of the mud breccia is homogeneous. It has no explicit regional differences. The authors suggest that the homogeneity of the chemical composition may be caused by the impact of underground waters and gases in the channels of mud volcanoes. The clark values of petrogenic oxides for mud breccias are proposed.

Key words: mud volcano, mud breccia, petrogenic elements, geodynamic settings, lithochemistry.

Грязевой вулканизм – это своеобразное геологическое явление, обусловленное флюидодинамическими процессами в глубинных слоях земной коры, в результате которых на поверхность Земли в большом количестве извергаются переработанные осадочные породы, вода и газ. Грязевые вулканы широко распространены на Земле и встречаются как на суше, так и в морских бассейнах. Общее их количество составляет по разным оценкам от 600 [7] до нескольких тысяч [17]. Особенности их пространственного распределения подробно рассмотрены в работах [2, 25, 39]. Показано, что грязевые вулканы развиты в пределах двух планетарных орогенических поясов – Альпийско-Гималайского (Средиземноморского) и Тихоокеанского. Крупнейшими в мире (по количеству вулканов) являются Южно-Каспийская и Керченско-Таманская грязевулканические провинции. Районы развития грязевого вулканизма характеризуются большой мощностью осадочного чехла (10–25 км) и обычно совмещаются с крупными

газонефтяными бассейнами. При этом отмечается, что во всех газонефтяных бассейнах, где развиты грязевые вулканы, нефтесодержащими являются кайнозойские, реже меловые терригенно-глинистые формации [25]. Если же продуктивными являются карбонатные, терригенно-карбонатные и эвапоритовые формации, то грязевой вулканизм отсутствует (например, в пределах Сибирской платформы). В работе [25] указано также, что грязевой вулканизм не проявлен в тех газонефтяных бассейнах, где нефтесодержащими являются древние (палеозойские и докембрийские) толщи. Кроме того, оговаривается, что грязевые вулканы развиты в тех бассейнах, где нефтегазоносные горизонты характеризуются аномально высокими пластовыми давлениями (АВПД).

Несмотря на 200-летнюю историю исследований, многие аспекты грязевого вулканизма остаются не до конца понятными: генезис и механизмы деятельности грязевых вулканов, источники грязевулканического

вещества, связь грязевого вулканизма с нефтегазоносностью и региональной геодинамикой. Помимо прочего, грязевой вулканизм является опасным природным явлением, которое необходимо учитывать при хозяйственном освоении территорий.

В настоящее время с точки зрения геохимии наиболее изученной является газовая фаза продуктов грязевулканической деятельности. В работах [33, 34] обобщены данные о химическом и изотопном составе грязевулканических газов из разных регионов мира. Из них, в частности, следует, что основными компонентами грязевулканических газов является метан и углекислый газ. Все остальные компоненты (азот, этан, пропан, бутан и др.) в сумме составляют, как правило, единицы процентов. Водная фаза продуктов грязевого вулканизма изучена в меньшей степени. Однако и здесь уже появляются глобальные обобщения, в частности, для изотопного состава грязевулканических вод [21]. Хуже всего изучена твёрдая фаза продуктов грязевулканической деятельности, которая носит название сопочной брекчии и представляет собой смесь полужидкой глинистой массы с обломками разнотипных осадочных пород, оторванных из различных глубин [29]. Сопочная брекчия считается специфической горной породой, не имеющей аналогов среди отложений, возникающих в результате различных геологических процессов [8]. Исходными для неё являются тектонические брекчии, переработанные в дальнейшем грязевулканическими водами и газами. По стратиграфической привязке твёрдые выбросы, как правило, относят к породам кайнозойского комплекса; только небольшая их часть связана с мезозойскими (юрскими и меловыми) отложениями [7, 29]. Для Южно-Каспийской и Керченско-Таманской грязевулканических провинций общепринято считать, что корни вулканов здесь локализованы в глинистых толщах майкопской серии (олигоцен-нижнемиоценовый возраст).

Выделяют определённый набор условий, который требуется для развития грязевого вулканизма. К их числу относятся: благоприятная тектоническая обстановка (прежде всего диапировые структуры); мощная глинистая толща, способствующая возникновению АВПД газов; система разрывных нарушений, облегчающих прорыв газов сквозь осадочную толщу; водоносные горизонты [8]. В этой схеме подземные газы являются главным движущим фактором грязевулканической деятельности и напрямую определяют её интенсивность. По изотопным и химическим характеристикам газов судят об их генезисе и глубине генерации. Грязевулканические воды тоже являются активным участником процессов грязевого вулканизма, разжижая осадочные породы и повышая тем самым их мобильность. По изотопным и химическим показателям вод судят о физико-химических условиях образования и миграции грязевулканических флюидов. Глинам же здесь отводится довольно пассивная роль своеобразного флюидоупора (покрышки), способствующего аккумуляции газов

и росту пластового давления. Между тем существуют теоретические построения, в которых глинам отводится более серьёзная роль. В работе [26] механизм деятельности грязевых вулканов объясняется через гипотезу о том, что аномально высокие пластовые давления возникают главным образом при фазовом преобразовании глинистых минералов – иллитизации смектита. Этот процесс сопровождается выделением большого количества воды и разуплотнением глин. Перекристаллизация смектита в иллит происходит в температурном интервале 50°–200°C.

Вопросам геохимии сопочной брекчии пока уделяется небольшое внимание. Литературные данные о химическом составе брекчии довольно скудны и практически никак не интерпретируются. Однако постепенно приходит понимание того, что химический состав сопочной брекчии также может нести информацию о режиме деятельности грязевых вулканов. В работе [3] по итогам продолжительного мониторинга показано, что сильные региональные землетрясения сопровождаются активизацией Южно-Сахалинского грязевого вулкана. При этом наряду с изменениями температуры водогрязевой смеси, дебита и химического состава грязевулканических газов происходят также изменения элементного состава (концентрации Fe, Ca, Mg и Mn) брекчии в грифонах. На этом же вулкане, но в иные периоды времени проводили полевые работы и другие исследователи [5, 9, 27]. Они приходят к похожим выводам об изменении элементного состава брекчии при активизации вулкана. Заметим, что в разных грифонах одного и того же вулкана состав брекчии может различаться. В работах [12, 13] по данным кратковременного (двухнедельного) мониторинга, проведённого в сейсмически спокойное время, показано, что в разных грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана статистически значимо различается содержание в сопочной брекчии таких элементов, как Ca, Fe, Mg, Mn, Al, K, Ti и др. Причины (механизмы) описанных вариаций химического состава сопочной брекчии пока не совсем ясны.

Цель настоящей работы – обобщение и литохимический анализ литературных и авторских данных о содержании петрогенных элементов в сопочной брекчии из разных грязевых вулканов мира. Первые попытки таких обобщений были предприняты авторами в работах [22, 23].

Объекты исследований. В работе используются опубликованные данные силикатного анализа брекчии наземных грязевых вулканов из разных регионов мира (табл. 1): Румынии [4], Пакистана [31], Китая [30, 42], Тайваня [43], Малайзии [32], Ирана [35], Андаманских островов [37] и о. Сахалин [19, 27], а также морского грязевого вулкана Хаакон Мосби, находящегося на дне Норвежского моря [6, 20]. Авторы настоящей публикации используют также результаты химического анализа собственных образцов брекчии, отобранных из грифонов наземных грязевых вулканов о. Сахалин,

1. Общие сведения об анализируемой выборке данных о химическом составе грязевулканической брекчии

Регион	Число вулканов	Число проб
о. Сахалин	4	36
Таманский п-ов	18	23
Керченский п-ов	9	10
Грузия	4	4
Китай	3	26
Тайвань	2	4
Норвежское море	1	24
Румыния	2	2
Пакистан	3	6
Малайзия	2	12
Андаманские о-ва	2	15
Иран	1	3

2. Общая характеристика гранулометрического состава сопочной брекчии для Крымско-Кавказской области. На основе данных работы [1]

Статистический показатель	Содержание различных размерных фракций, мас. %			
	<0,001 мм	0,01–0,1 мм	0,1–0,25 мм	>0,25 мм
Среднее значение	81,6	15,8	1,6	1,5
Стандартное отклонение	12,6	10,5	2,5	2,4

Таманского п-ова (вулкан Шуго) и Керченского п-ова. Кроме того, используются данные из работы [15], в которой приводится химический состав только для глинистой фракции (<1 мкм) брекчии наземных грязевых вулканов Грузии и Таманского п-ова. В работе [25] выделено несколько морфогенетических типов грязевых вулканов: тип диапировой постройки; тип конусовидной постройки; тип вулканов, образующих полужидкий покров; тип провала грязевулканической постройки. Большинство исследованных вулканов принадлежат ко второму морфологическому типу этой классификации.

Так как в работе [15] отсутствовали сведения о концентрации SiO_2 , то его содержание оценивалось по разности – путём вычитания от 100 мас.% суммы концентраций проанализированных петрогенных оксидов и потерь при прокаливании. Последние условно принимались за 10 мас.% по аналогии с грязевым вулканом Шуго, для которого у авторов имеются лабораторные определения этого показателя. Аналогичный приблизительный расчёт выполнялся и для данных из работы [27] в тех случаях, когда не приводились сведения о содержании SiO_2 в брекчии грязевых вулканов о. Сахалин. При этом потери при прокаливании принимались за 7 мас.% по аналогии с известными значениями этого показателя для грязевулканической брекчии рассматри-

ваемого региона. В работе [31] для грязевых вулканов Пакистана отдельно приводятся данные о содержании CaCO_3 и концентрациях петрогенных оксидов (без CaO) в брекчии, определённых после удаления кальцита. В связи с этим концентрация CaO и потери при прокаливании (CO_2) рассчитывались по CaCO_3 , а затем проводился соответствующий пересчёт концентрации всех петрогенных оксидов. Кроме того, в полученной общей выборке данных для одних грязевых вулканов имеются отдельные сведения о содержании двух- и трёхвалентного железа, для других – только о содержании общего железа. Для адекватного сопоставления все эти данные приводились к общему содержанию Fe_2O_3 . Заметим также, что образцы брекчии с высоким содержанием карбонатов ($\text{CaO} > 20$ мас.%) исключались из анализа как нетипичные известковые разновидности. В полученной выборке данных попало всего четыре таких образца.

Гранулометрический анализ сопочной брекчии авторы специально не проводили. Однако их опыт работы показал, что проба представлена в основном алевритовыми и пелитовыми фракциями. Такой же вывод можно сделать и на основе данных из работы [1], посвящённой петрографическим исследованиям грязевых вулканов Крымско-Кавказской области. Статистический анализ приведённых там данных о гранулометрическом составе 58 образцов сопочной брекчии показывает, что песчаная фракция составляет всего около 3 мас.% (табл. 2). Соотношение же между пелитами и алевритами очень изменчиво. Об этом свидетельствуют высокие значения стандартных отклонений для этих фракций.

Методы исследований. Анализ собственных образцов брекчии выполнялся методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа (ЦКП), функционирующего на базе Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток), а также в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская область). Для систематизации, анализа и интерпретации данных о химическом составе сопочной брекчии применялся ряд общепринятых методов и подходов, используемых при изучении осадочных пород [16, 18, 28].

Результаты исследований и их обсуждение. Для сравнения содержания петрогенных оксидов в сопочной брекчии были вычислены их средние значения для каждой грязевулканической провинции (табл. 3). Содержания SiO_2 и Al_2O_3 в сопочной брекчии изменяются в довольно узких пределах, коэффициент вариации соответственно составляет 13,5 и 27,6%. Несколько странными кажутся низкие содержания глинозёма в грязевулканической брекчии Таманского п-ова, учитывая, что в работе [15] для анализа бралась пелитовая фракция. Наиболее сильные вариации претерпевают содержания MnO и CaO . Коэффициент вариации

3. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в сопочной брекчии грязевых вулканов из разных регионов мира

Регион	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
о. Сахалин	<u>60,5–73,8</u> 63,6	<u>0,050–0,71</u> 0,60	<u>9,7–16,5</u> 15,7	<u>1,50–6,70</u> 5,10	<u>0,013–3,26</u> 0,039	<u>0,48–1,99</u> 1,64	<u>0,085–1,82</u> 0,77	<u>0,89–4,58</u> 2,72	<u>0,57–3,32</u> 2,91	<u>0,020–0,16</u> 0,13
Таманский п-ов	<u>58,2–72,7</u> 68,3	<u>0,23–1,12</u> 0,64	<u>1,8–16,1</u> 8,1	<u>0,56–5,16</u> 3,13	<u>0,013–0,10</u> 0,050	<u>0,55–3,37</u> 2,13	<u>0,72–4,08</u> 1,68	<u>0,16–17,5</u> 3,37	<u>0,72–4,08</u> 1,68	<u>0,086–0,10</u> 0,090
Керченский п-ов	<u>49,2–69,0</u> 54,5	<u>0,60–0,91</u> 0,72	<u>9,0–17,1</u> 15,0	<u>6,05–8,39</u> 7,51	<u>0,10–0,17</u> 0,10	<u>1,43–2,55</u> 2,05	<u>0,48–4,46</u> 1,78	<u>1,72–3,48</u> 2,06	<u>1,45–2,54</u> 2,22	<u>0,12–0,17</u> 0,15
Грузия	<u>43,6–49,1</u> 45,9	<u>0,62–0,73</u> 0,66	<u>21,8–25,8</u> 23,3	<u>4,70–6,08</u> 5,21	<u>0,060–0,084</u> 0,068	<u>2,84–3,33</u> 3,01	<u>2,63–4,86</u> 4,11	<u>2,69–4,18</u> 2,95	<u>3,24–5,59</u> 3,81	Нет данных
Китай	<u>38,9–64,7</u> 51,9	<u>0,43–0,97</u> 0,78	<u>11,7–21,8</u> 17,8	<u>3,97–10,5</u> 7,36	<u>0,030–0,33</u> 0,15	<u>1,42–4,64</u> 2,24	<u>0,76–11,5</u> 1,54	<u>1,06–3,30</u> 1,82	<u>2,15–3,62</u> 2,44	<u>0,046–0,55</u> 0,27
Тайвань	<u>62,5–68,6</u> 65,7	<u>0,80–0,94</u> 0,88	<u>14,7–16,9</u> 16,0	<u>5,61–6,86</u> 6,27	<u>0,070–0,080</u> 0,075	<u>1,71–2,29</u> 2,0	<u>1,27–1,82</u> 1,47	<u>1,54–1,79</u> 1,66	<u>2,78–3,03</u> 2,90	<u>0,15–0,19</u> 0,17
Норвежское море	<u>47,7–76,3</u> 63,4	<u>0,51–0,86</u> 0,80	<u>9,4–15,4</u> 13,9	<u>2,98–5,77</u> 5,52	<u>0,048–0,080</u> 0,072	<u>1,22–2,46</u> 1,94	<u>1,26–12,3</u> 1,9	<u>1,80–3,00</u> 2,24	<u>2,10–2,86</u> 2,80	<u>0,12–0,18</u> 0,15
Румыния	<u>52,6–52,7</u> 52,7	<u>0,80–0,84</u> 0,82	<u>13,0–13,1</u> 13,05	<u>6,11–6,23</u> 6,20	<u>0,20–0,23</u> 0,22	<u>2,48–2,69</u> 2,59	<u>5,24–5,42</u> 5,33	<u>3,45–3,96</u> 3,71	<u>2,41–2,43</u> 2,42	<u>0,18–0,20</u> 0,19
Пакистан	<u>47,0–55,2</u> 50,0	<u>0,67–0,79</u> 0,75	<u>11,5–15,0</u> 13,7	<u>3,28–6,36</u> 4,04	<u>0,017–0,070</u> 0,024	<u>1,82–3,40</u> 2,21	<u>7,28–12,3</u> 11,2	<u>0,69–1,23</u> 0,99	<u>2,21–2,75</u> 2,41	<u>0,032–0,18</u> 0,048
Малайзия	<u>39,3–77,1</u> 61,8	<u>0,50–3,23</u> 0,73	<u>8,8–17,5</u> 12,9	<u>3,20–10,6</u> 5,47	<u>0,050–0,21</u> 0,080	<u>0,63–8,39</u> 2,28	<u>0,28–12,8</u> 1,57	<u>1,08–5,77</u> 2,50	<u>0,26–3,09</u> 1,91	<u>0,070–0,87</u> 0,14
Андаманские острова	<u>53,6–61,1</u> 54,6	<u>0,08–0,79</u> 0,77	<u>14,0–18,8</u> 18,5	<u>5,57–6,31</u> 6,20	<u>0,050–0,080</u> 0,050	<u>1,78–2,57</u> 2,46	<u>0,70–1,12</u> 0,91	<u>1,78–2,21</u> 1,98	<u>1,59–2,53</u> 2,32	<u>0,090–0,11</u> 0,10
Иран	<u>40,1–41,6</u> 41,0	<u>0,45–0,50</u> 0,49	<u>9,2–9,9</u> 9,6	<u>3,11–3,47</u> 3,45	<u>0,060–0,070</u> 0,070	<u>2,23–2,54</u> 2,33	<u>13,5–14,3</u> 14,1	<u>2,22–2,96</u> 2,77	<u>2,07–2,24</u> 2,24	<u>0,11–0,13</u> 0,12

Примечание. В числителе – минимальное и максимальное значения, в знаменателе – медианное значение.

соответственно составляет 286 и 118%. Причём содержание этих оксидов характеризуется сильной изменчивостью как внутри одного и того же региона, так и между разными регионами. Из полученной выборки данных следует, что имеются определённые региональные различия по содержанию СаО в брекчии. Например, для брекчии грязевых вулканов о. Сахалин и Андаманских островов характерно пониженное содержание СаО. Известно, что степень полиминеральности осадочных пород в большинстве случаев не очень велика, и существует набор нормативных минералов, на основе которого с достаточно высокой точностью можно осуществлять количественно-минеральную интерпретацию химического состава осадочных отложений [24]. СаО в нормативных минералах присутствует в анортите, анкерите, апатите, кальците, доломите, флюорите и гипсе. В работе [11] показано, что в грязевулканической брекчии Керченского п-ова практически весь кальций находится в карбонатных минералах. Учитывая это, можно предположить, что вариации содержания СаО в брекчии грязевых вулканов мира обусловлены главным образом различным содержанием кальцита в брекчии. Отметим, что согласно работе [5], карбонаты в брекчии Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканов являются аутигенными минералами. В работе [14] также говорится о наличии аутигенных карбонатов в брекчии таманских грязевых вулканов. Следовательно, можно предположить, что хотя бы часть карбонатов сопочной брекчии формируется непосредственно в зонах разгрузки грязевулканических флюидов, отражая специфические физико-химические условия в каналах грязевых вулканов.

На вариационных диаграммах видно, что почти все фигуративные точки образуют единое и достаточно компактное поле (рис. 1). Какие-либо обособленные области составов, например, для грязевых вулканов из разных регионов мира здесь не выделяются. Прослеживается слабая тенденция изменения минералогической зрелости, то есть увеличения кварца и уменьшения обломочного материала прочего минерального состава. Обычно считается, что криволинейные тренды на вариационных диаграммах соответствуют трёхкомпонентной смеси [16]. В данном случае достаточно отчётливые криволинейные тренды на диаграммах CaO-SiO_2 и $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ позволяют говорить о смеси кварц-глинистые минералы-кальцит.

Для концентраций Fe_2O_3 и K_2O наблюдается положительная корреляционная связь с содержанием Al_2O_3 в брекчии (коэффициент линейной корреляции около 0,7). В нормативных минералах Fe_2O_3 и Al_2O_3 связаны между собой только в иллите и хлорите, а K_2O и Al_2O_3 – только в иллите и ортоклазе. Следовательно, можно предположить, что вариации содержаний Fe_2O_3 и K_2O в сопочной брекчии во многом обусловлены различным содержанием в брекчии глинистых минералов – иллита и хлорита.

Применение системы литохимических модулей при исследовании осадочных пород позволяет более точно проводить их классификацию, реконструировать состав и происхождение [16, 18]. Гидролизатный (ГМ) и алюмокремниевый (АМ) модули указывают на степень химического выветривания пород и позволяют разделять породы, содержащие продукты гидролиза от пород, в которых преобладает кремнезём. Чем выше значения этих модулей, тем более сильное выветривание претерпели исходные породы в областях размыва. Чем меньше их значения, тем выше зрелость осадочных пород. Считается, что для данных модулей типична положительная корреляция, нарушение которой указывает на присутствие чуждых примесей в породе. Видно, что по значениям обсуждаемых модулей сопочная брекчия образует строгий непрерывный ряд от мезомиктовых и полимиктовых кварцевых песчаников до гидролизатных пород (рис. 2). При этом большая часть точек попадает в область глинистых пород, для которых ГМ составляет 0,3–0,5 и АМ – 0,22–0,35.

На величину титанового модуля (ТМ) в осадочных породах влияют содержание титана в материнских породах и динамика среды седиментации, приводящая к разделению тяжёлых титансодержащих минералов и более лёгкого глинистого вещества [28]. Значения ТМ для большинства проб сопочной брекчии находятся в довольно узком диапазоне от 0,030 до 0,065, который типичен для глинистых пород. Для пелитовой фракции грязевулканической брекчии Таманского п-ова характерны повышенные значения ТМ (до 0,14).

Модуль общей нормативной щёлочности (НКМ) позволяет диагностировать примесь вулканогенного материала в осадочных породах. Этот модуль также называют полевошпатовым индикатором. Повышенные значения НКМ могут возникать при увеличении количества полевых шпатов в породе и присутствии малоглинозёмистых силикатов (щелочных амфиболов, железистых гидрослюд), в состав которых обычно входят щёлочи. Как правило, высокие значения данного модуля характерны для пород, содержащих примесь вулканогенного материала основного состава. Большинство проб сопочной брекчии имеют значения НКМ в диапазоне от 0,2 до 0,5, то есть являются нормально- и повышеннощелочными. Исключение составляет пелитовая фракция брекчии таманских грязевых вулканов, для которой значения НКМ зачастую более единицы (гиперщелочные образцы). Значения щелочного модуля (ЩМ) для сопочной брекчии колеблются в широких пределах – главным образом от 0,4 до 1,8. Для пелитовой фракции таманских вулканов значения ЩМ, как правило, много больше единицы. Высокие значения ЩМ характеризуют породу, содержащую натрий в основном в форме плагиоклаза. Следовательно, можно говорить о том, что, по крайней мере, часть рассматриваемых проб сопочной брекчии содержит натровые плагиоклазы.

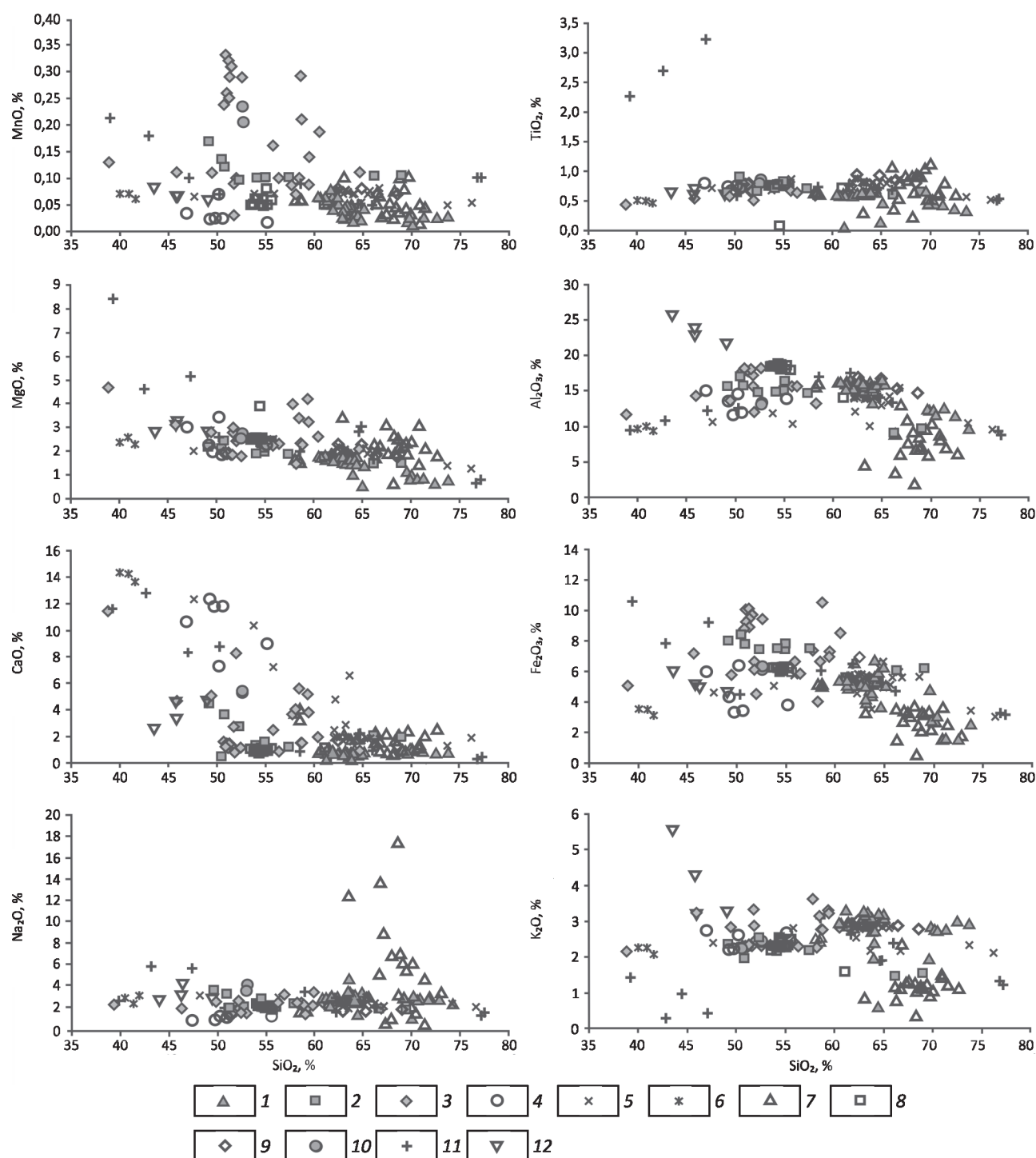


Рис. 1. Вариационные диаграммы для сопочной брекчии грязевых вулканов из разных регионов мира:

1 – о. Сахалин; 2 – Керченский п-ов; 3 – Китай; 4 – Пакистан; 5 – Норвежское море; 6 – Иран; 7 – Таманский п-ов; 8 – Андаманские о-ва; 9 – Тайвань; 10 – Румыния; 11 – Малайзия; 12 – Грузия

Калиевый модуль (КМ) несёт в себе информацию о распределении калия и алюминия среди породообразующих минералов. Для подавляющего большинства

проб сопочной брекчии значения КМ составляют от 0,1 до 0,25, что интерпретируется как преобладание в породах гидрослюда и хлорита.

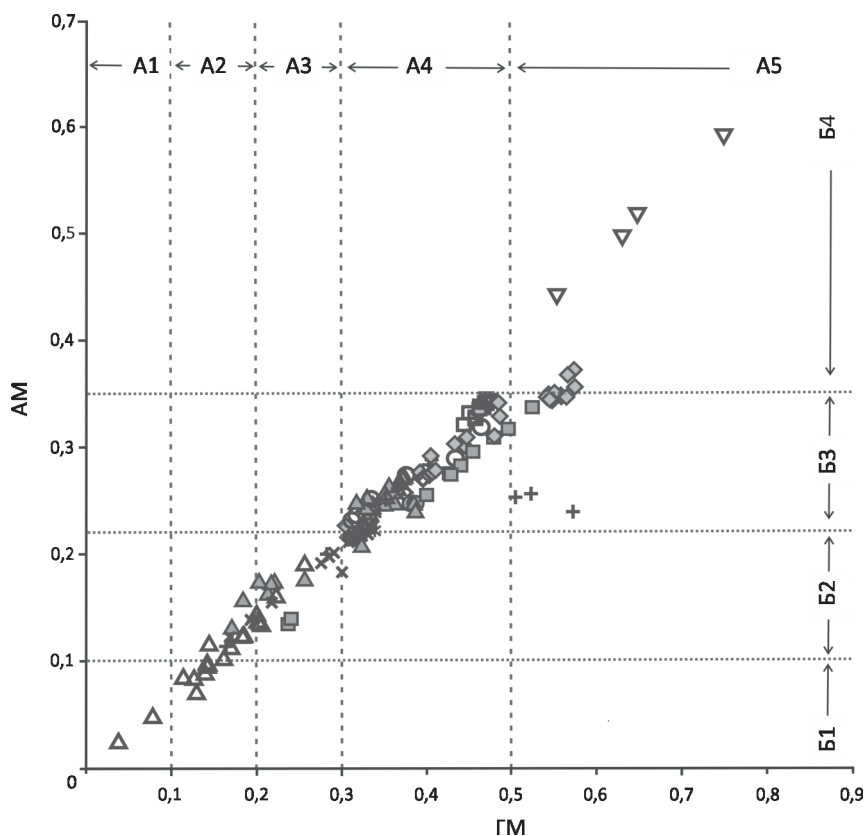


Рис. 2. Диаграмма зависимости АМ–ГМ для сопочной брекчии грязевых вулканов из разных регионов мира:

A1 – силициты, мономиктовые кварцевые песчаники и кварциты; A2 – слабоглинистые силициты (глинисто-кремнистые сланцы), олигомиктовые кварцевые песчаники и алевролиты; A3 – глинистые силициты (кремнисто-глинистые сланцы), мезомиктовые и полимиктовые кварцевые песчаники и алевролиты; A4 – глинистые породы, некоторые основные граувакки; A5 – гидролизатные глинистые породы, содержащие каолинит или свободные оксиды алюминия, железа и марганца; B1 – кварцевые песчаники и кремнистые породы; B2 – «обычные» песчаники; B3 – глинистые породы; B4 – породы, испытавшие значительное влияние процессов гидролиза; см. услов. обозн. к рис. 1

С помощью классификационной диаграммы Хирро-на [38] для сопочной брекчии были выделены следующие основные литотипы: глинистые сланцы, вакки, литарениты, аркозы (рис. 3). При этом большинство фигуративных точек образует компактное поле в области глинистых сланцев и вакк, в области литаренитов локализуются преимущественно точки для пелитовой фракции таманских грязевых вулканов. Какой-либо явной дифференциации по регионам не наблюдается.

Для систематики глинистых пород используется модульная диаграмма НКМ-ФМ [28], на которой выделено шесть основных полей (рис. 4). Большинство фигуративных точек для сопочной брекчии попадает в поле V (хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые глины) и в поле VI (гидрослюдистые глины с примесью тонкодисперсного полевого шпата). Авторы уже указывали на то, что по одной из гипотез деятельность грязевых вулканов обусловлена катагенетической трансформа-

цией глинистых минералов – иллитизацией смектита [26]. Исходя из этой гипотезы, глинистый материал, выбрасываемый действующими грязевыми вулканами, должен содержать смешанослойные иллит-смектиты как промежуточные формы гидрослюдизации монтмориллонитов. Таким образом, видно, что данные авторов, по крайней мере, не противоречат этой гипотезе.

Для классификации глинистых отложений по минеральному составу используется также диаграмма ТМ- TiO_2 [16, 18]. Наиболее высокие содержания титана и высокие значения ТМ характерны для каолиновых глин, минимальные значения указанных параметров типичны для монтмориллонитовых глин, а гидрослюдистые и гидрослюдисто-хлоритовые глины занимают промежуточное между ними положение. Если каолиновые глины имеют низкие значения ТМ, то это связывают с тем, что они являются продуктом кислотного выщелачивания кислых вулканических пеплов. В данном

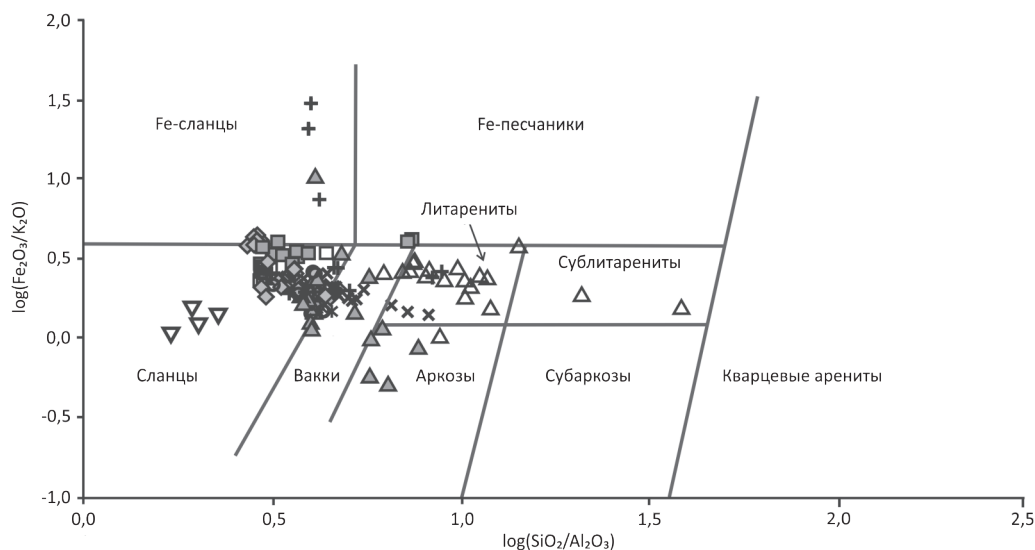


Рис. 3. Классификационная диаграмма Хиррона для сопочной брекчии грязевых вулканов из разных регионов мира:

см. услов. обозн. к рис. 1

случае большинство фигуративных точек для сопочной брекчии находятся в зонах II (гидрослюдистые глины) и III (монтмориллонитовые глины), где образуют единое плотное облако (рис. 5). Фигуративные точки, отвечающие пелитовой фракции грязевулканической брекчии Таманского п-ова, рассредоточены по диаграмме и не принадлежат ни одной из указанных зон.

Для генетической интерпретации данных о химическом составе сопочной брекчии использовались специальные дискриминантные диаграммы $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ [40] и SiO_2-K_2O/Na_2O [41], разработанные для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования осадочных отложений. В основе этих диаграмм лежит представление о том, что многократно рециклированные, зрелые терригенные образования, свойственные платформам и пассивным континентальным окраинам, характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O и SiO_2 над Al_2O_3 . На диаграмме Дж.Мейнарда с соавторами большинство фигуративных точек, отвечающих данным по грязевым вулканам мира, попадают в область составов, сформированных в обстановках активных континентальных окраин, или приближаются к ней (рис. 6, А). При этом, за исключением пелитовой фракции брекчии таманских грязевых вулканов, точки образуют очень компактное облако. На диаграмме Б.Розера и Р.Корша большинство точек сосредоточено в поле океанических островных дуг (см. рис. 6, Б). Группа точек, отвечающих грязевым вулканам Тайваня, а также некоторые точки для грязевых вулканов о. Сахалин, Норвежского моря и Малайзии попадают в поле активных континентальных окраин.

Несмотря на предполагаемую общность геодинамических обстановок бассейнов седиментации грязевулканических провинций (это области активной тектоники), наблюдаемая на диаграммах компактность облака фигуративных точек представляется довольно необычной. В работе [10] проведено тестирование палеогеодинамических диаграмм на примере осадочных образований различного возраста и геодинамической природы из разных регионов России. В результате этого тестирования было установлено, что точки для осадочных пород из одинаковой геодинамической обстановки имеют на диаграммах довольно большой разброс. В данном случае этот разброс существенно меньше.

Известно, что геохимическая специализация осадочных пород определяется составом питающих провинций, особенностями выветривания и транспортировки обломочного материала, составом и динамикой среды в областях осадконакопления, особенностями процессов диагенеза [16, 18]. Считается, что наиболее важный здесь фактор – это химический состав пород питающих провинций (областей сноса), который во многом контролируется геодинамическими обстановками их образования. Близость литохимических характеристик сопочной брекчии из разных регионов мира формально позволяет считать, что анализируемая авторами выборка представлена осадочными породами из единого источника. Однако это трудно себе представить, учитывая географическую удалённость и различные геологические условия регионов проявления грязевого вулканизма. Авторам данной публикации представляется более правдоподобным другое объяснение. Они

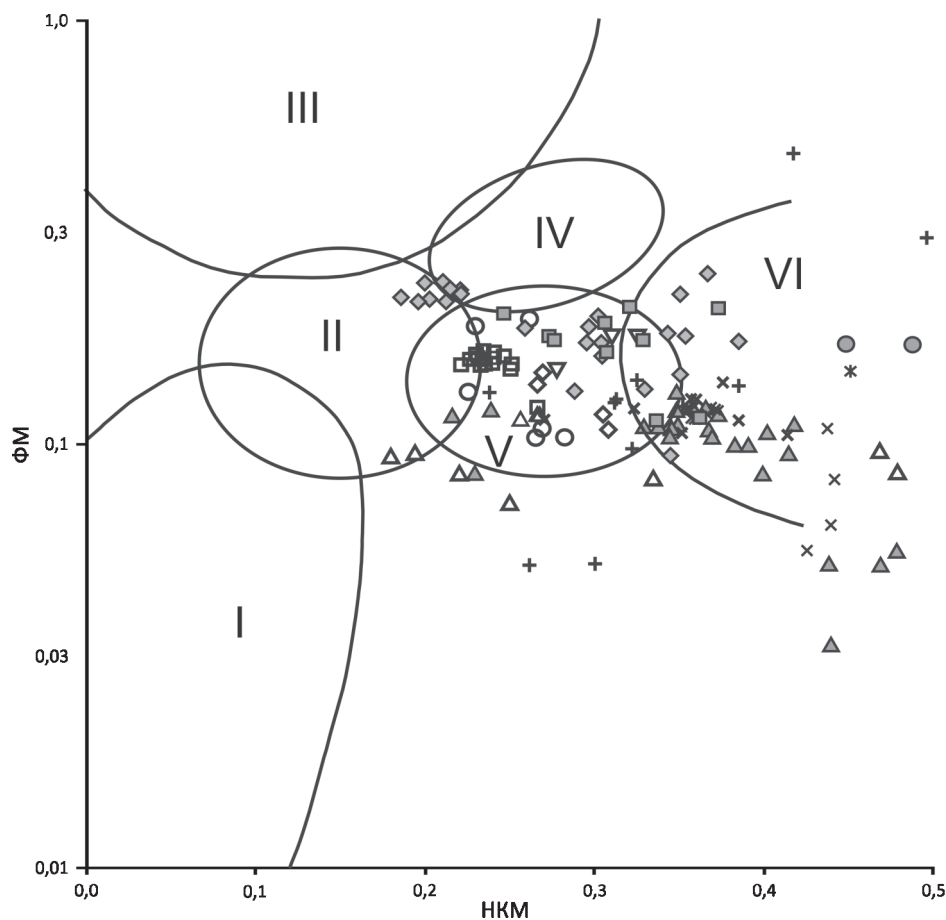


Рис. 4. Диаграмма Юдовича-Кетрис для систематики глинистых пород применительно к сопочной брекчии грязевых вулканов из разных регионов мира:

I — породы, в составе которых доминирует каолинит; II — породы с преобладанием монтмориллонита и подчинённым количеством каолинита и гидрослюда; III — породы, в составе которых доминирует хлорит, а в виде примеси присутствуют железистые гидрослюды; IV — породы с преобладанием хлорита и гидрослюда, характерные для глинистых толщ, претерпевших катагенез и ранний метagenез; V — породы, отвечающие трёхкомпонентной смеси хлорит+монтмориллонит+гидрослюда; VI — породы преимущественно гидрослюдистого состава, но содержащие значительную примесь тонкодисперсного полевого шпата; см. услов. обозн. к рис. 1

полагают, что в процессе деятельности грязевых вулканов происходит преобразование исходного грязевулканического вещества. Интенсивное взаимодействие вода–порода–газ, протекающее в грязевулканическом канале, унифицирует химический состав сопочных брекчий из различных регионов. Можно сказать, что в каналах грязевых вулканов происходит своеобразное химическое выветривание (растворение, гидролиз и др.), в результате которого разрушаются горные породы и качественно изменяется их химический состав с образованием новых минералов.

Предложенный авторами механизм унификации состава сопочной брекчии является дискуссионным и должен рассматриваться как первый вариант содержательной интерпретации литохимических данных.

Полагаем, что дальнейшие исследования в этой области прояснят многие вопросы. В частности, вопрос о том, как соотносятся между собой химический состав сопочной брекчии и морфологический тип вулкана. По мнению В.Н.Холодова, выделенные морфогенетические типы грязевых вулканов не являются застывшими формами и рассматриваются как определённые стадии развития грязевого вулканизма [25]. Другими словами, один и тот же вулкан может переходить из одного морфологического типа в другой. Может оказаться, что смена морфологического типа влечёт за собой изменения состава брекчии. Тогда в перспективе можно было бы получить литохимические индикаторы различных стадий развития грязевого вулканизма. Ещё один важный вопрос — это связь химического состава

грязевулканических газов и брекчии. Здесь есть основания предполагать следующую тенденцию – увеличение CO_2 в грязевулканических газах приводит к уменьшению CaO в брекчии. Например, содержание CO_2 в грязевых вулканах Грузии составляет в основном 5–10 об.%, Керченско-Таманского региона – 10–20 об.%, о. Сахалин – 25–60 об.% [26, 36]. Содержание CaO в брекчии в этом ряду уменьшается и составляет около 4,1, 1,8 и 0,8 мас.%, соответственно. Вероятно, это связано с тем фактом, что растворимость карбонатов в значительной степени зависит от содержания в воде углекислого газа. Некоторая часть этих растворённых карбонатов затем выпадает в осадок при частичном удалении CO_2 из раствора, обусловленного декомпрессией при подъёме сопочной брекчии на поверхность, то есть в грязевулканическом канале будут протекать процессы вторичного минералообразования. Это предположение, несомненно, требует дальнейших исследований для его проверки.

В заключение отметим. Выполненное авторами обобщение данных показывает, что по химическому составу сопочная брекчия грязевых вулканов из разных регионов мира довольно однородна. Особенно если исключить из рассмотрения пелитовую фракцию сопочной брекчии Таманского п-ова, которая по непонятным пока причинам обеднена глинозёмом (глинистыми минералами) и тем самым отличается от брекчии из всех других грязевулканических провинций. Определённые

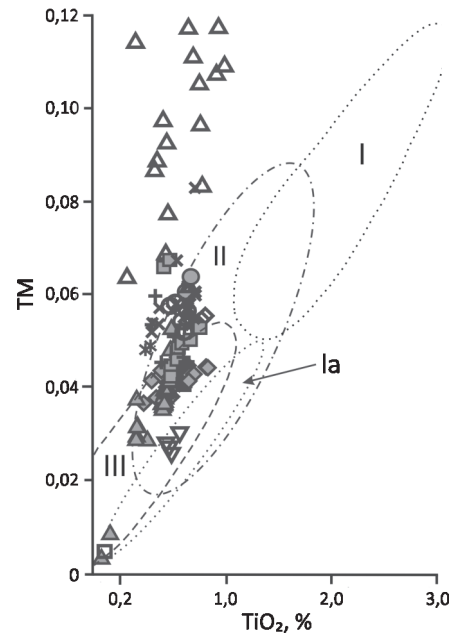


Рис. 5. Диаграмма Юдовича для разделения глинистых отложений применительно к сопочной брекчии грязевых вулканов из разных регионов мира:

I – каолиновые; Ia – низко модульные каолиновые; II – гидрослюдистые; III – монтмориллонитовые; см. услов. обозн. к рис. 1

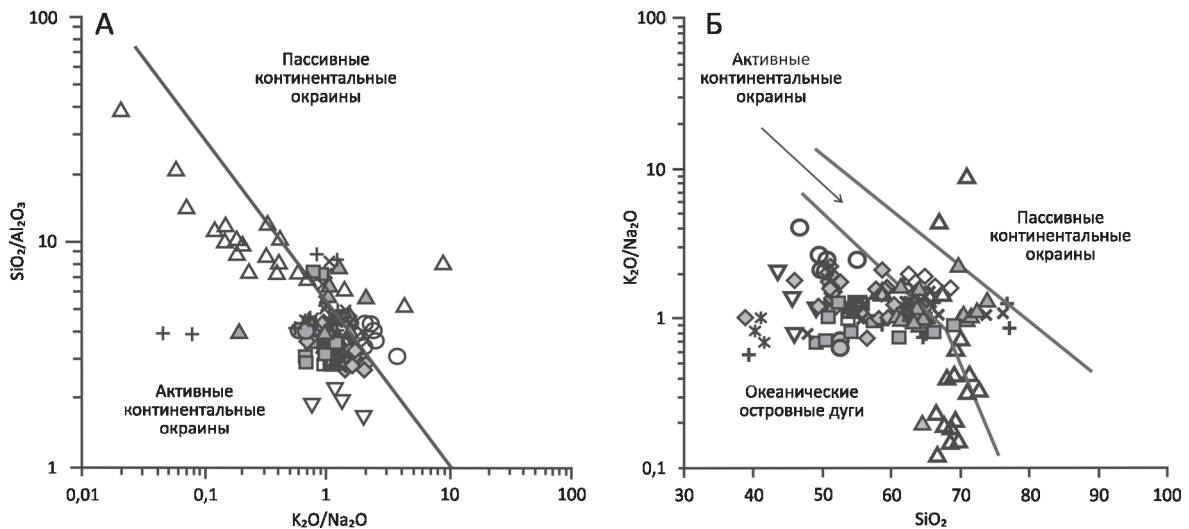


Рис. 6. Распределение фигуративных точек для сопочной брекчии грязевых вулканов из разных регионов мира на палеогеодинамических диаграммах Дж. Мейнарда с соавторами (А), Б. Розера и Р. Корша (Б):

см. услов. обозн. к рис. 1

различия в составе, безусловно, имеются, но они в основном наблюдаются для брекчии разных грязевых вулканов внутри отдельно взятого региона. Другими словами, какие-либо явно выраженные региональные отличия в содержании породообразующих оксидов для сопочной брекчии практически отсутствуют.

Основными составляющими для брекчии всех грязевых вулканов являются минералы группы кремнезёма и глинистые минералы (преимущественно монтмориллонит и гидрослюда). Для брекчии характерны значительные вариации содержания СаО, которое к тому же коррелирует с потерями при прокаливании (куда, в частности, входит CO_2). Это позволяет говорить о том, что в сопочной брекчии в разных количествах присутствует кальцит. По крайней мере, часть этого кальцита можно отнести к вторичным минералам, образующимся в грязевулканическом канале в процессе разгрузки подземных флюидов. Содержание СаО в брекчии – это, пожалуй, единственный показатель, по которому можно дифференцировать регионы проявления грязевого вулканизма. Данный вопрос требует уточнений, которые могут быть сделаны по мере увеличения объёма литохимических данных.

Близость химического состава сопочной брекчии из разных регионов мира можно объяснить общностью условий и факторов, определяющих протекание процессов грязевого вулканизма. По мнению авторов, основной причиной унификации состава брекчии являются процессы химического разложения горных пород на месте их залегания под действием грязевулканических вод и газов. Указанная однородность химического состава позволяет говорить о кларках сопочной брекчии, которые могут быть полезны для идентификации потухших (погребённых), плохо выраженных в рельефе или малодоступных для визуального распознавания (например, на морском дне) грязевых вулканов. Имеющаяся выборка данных о химическом составе сопочной брекчии пока не очень велика, и для уточнения оценок кларковых значений требуются дальнейшие исследования. Пока можно рекомендовать следующие ориентировочные кларки петрогенных оксидов (в мас.%): SiO_2 – 60,5, TiO_2 – 0,71, Al_2O_3 – 15,6, Fe_2O_3 – 5,65, MnO – 0,069, MgO – 1,95, CaO – 1,43, Na_2O – 2,24, K_2O – 2,65 и P_2O_5 – 0,14. За кларки авторы приняли медианные значения по анализируемой выборке данных, исключая пелитовую фракцию сопочной брекчии таманских вулканов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 15-05-01768 и 18-35-00177).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдусин П.П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции. Петрографические исследования. – Л: Изд-во Академии наук СССР, 1948.
2. Атлас грязевых вулканов мира / Ад.А.Алиев, И.С.Гулиев, Ф.Г.Дадашев, Р.Р.Рахманов. – Баку: Nafta-Press, 2015.
3. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин / В.В.Ершов, Р.Б.Шакиров, О.А.Мельников, А.В.Копанина // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 49–57.
4. Газовый вулканизм в Румынии. Статья вторая. К минералогии грязевых вулканов Пыкле Мари и Пыкле Мичи / Е.Ф.Шнюков, Н.С.Панин, К.Дину и др. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. С. 29–39.
5. Геохимические и минералогические особенности грязевых вулканов о. Сахалин / А.В.Сорочинская, Р.Б.Шакиров, А.И.Обжиров и др. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 4. С. 58–65.
6. Геохимические особенности газоносных (CH_4) отложений подводного грязевого вулкана в Норвежском море / А.Ю.Леин, П.Вогт, К.Крейн и др. // Геохимия. 1998. № 3. С. 230–249.
7. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазонасностью / А.А.Якубов, Б.В.Григорьянц, Ад.А.Алиев и др. – Баку: Изд-во «Элм», 1980.
8. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Е.Ф.Шнюков, В.М.Шереметьев, Н.А.Маслаков и др. – Краснодар: Кубань-геология, 2006.
9. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации (по результатам мониторинга Южно-Сахалинского грязевого вулкана в июле–августе 2001 г.) / А.С.Астахов, К.Ф.Сергеев, О.А.Мельников и др. // Доклады РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 223–228.
10. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления / А.В.Маслов, В.Н.Подковыров, Г.А.Мизенс и др. // Геохимия. 2016. № 7. С. 579–595.
11. Ершов В.В., Левин Б.В. Новые данные о вещественном составе продуктов деятельности грязевых вулканов Керченского полуострова // Доклады РАН. 2016. Т. 471. № 1. С. 82–86.
12. Ершов В.В., Олесик С.М. Исследования элементного состава сопочной брекчии из грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 39–46.
13. Ершов В.В., Олесик С.М. Элементный состав сопочной брекчии из грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2013. Отдельный выпуск № 3. Нефть и газ. С. 71–84.
14. Изотопный и химический состав грязевулканических газов Таманского полуострова и проблема их генезиса / О.Е.Киквадзе, В.Ю.Лаврушин, Б.Г.Покровский, Б.Г.Поляк // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 525–538.
15. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) / В.Ю.Лаврушин, А.Кopf, А.Дейhle, М.И.Степанец // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
16. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В.Склярова. – М: Интермет Инжиниринг, 2001.
17. Лимонов А.Ф. Грязевые вулканы // Соросовский образовательный журнал. 2004. № 1. С. 63–69.

18. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. – Екатеринбург: УГГУ, 2005.
19. Мельников О.А., Ильев А.Я. О новых проявлениях грязевого вулканизма на Сахалине // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 42–49.
20. Метан как источник органического вещества и углекислоты карбонатов на холодном сипе в Норвежском море / А.Ю.Леин, Н.В.Пименов, А.С. Саввичев и др. // Геохимия. 2000. № 3. С. 268–281.
21. Никитенко О.А., Еришов В.В. Глобальные закономерности формирования изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD) грязевулканических вод // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 2. С.49–60.
22. Перстнева Ю.А. Брекчия грязевых вулканов как объект литохимических исследований // Геология в развивающемся мире: сборник научных трудов (по материалам IX Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, Пермь, 4–7 апреля 2016 г.) – Пермь: ПГНИУ, 2016. С. 156–159.
23. Перстнева Ю.А. Литохимические характеристики твердых выбросов грязевых вулканов // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: VI Сахалинская молодежная научная школа, Южно-Сахалинск, 3–8 октября 2016 г.: сборник материалов. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. С. 265–268.
24. Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312.
25. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.
26. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.
27. Элементы-примеси в современной сопочной брекчии грязевых вулканов о. Сахалин / А.В.Сорочинская, Р.Б.Шакиров, А.Л.Веникова, Н.Л.Пестрикова // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. С. 19–30.
28. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – С-Пб.: Наука, 2000.
29. Якубов А.А., Алиев Ад.А. Грязевые вулканы. – М.: Знание, 1978.
30. A geochemical study on mud volcanoes in the Junggar Basin, China / R.Nakada, Y.Takahashi, U.Tsunogai et al. // Applied Geochemistry. 2011. Vol. 26. P. 1065–1076.
31. Active mud volcanoes on- and offshore eastern Makran, Pakistan / G.Delisle, U. von Rad, H.Andruleit et al. // International Journal of Earth Sciences. 2002. Vol. 91. P. 93–110.
32. Baba M., Mohd H.A., Sanudin H.T. Geokimia volcano lumpur Pulau-Pulau Penyu, Sandakan Sabah // Bulletin of the Geological Society of Malaysia. 2010. Vol. 56. P. 67–73.
33. Etiope G., Feyzullayev A., Baci C.L. Terrestrial methane seeps and mud volcanoes: A global perspective of gas origin // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. P. 333–344.
34. Evidence of subsurface anaerobic biodegradation of hydrocarbons and potential secondary methanogenesis in terrestrial mud volcanoes / G.Etiope, A.Feyzullayev, A.V.Milkov et al. // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. P. 1692–1703.
35. Fotoohi S., Negaresh H. Investigating morphological characteristics and chemical composition of Naftlige mud volcano in Golestan province, eastern part of the Caspian sea // Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography. 2016. Vol. 98. P. 207–219.
36. Gases from mud volcanoes of western and central Caucasus / O.Kikvadze, V.Lavrushin, B.Pokrovskii, B.Polyak // Geofluids. 2010. Vol. 10. P. 486–496.
37. Geochemical evidence for provenance, tectonic settings and presence of gas hydrate in mud volcano sediments of Andaman Islands / A.Vignesh, N.Ramanujam, Q.Rasool, K.B.Swapan // Oil and Gas Research. 2016. Vol. 2. P. 1–13.
38. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. Vol. 58. P. 820–829.
39. Kopf A.J. Significance of mud volcanism // Reviews of Geophysics. 2002. Vol. 40. P. 1–52.
40. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // Geological Society London Special Publications. 1982. Vol. 10. P. 551–561.
41. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // The Journal of Geology. 1986. Vol. 94. P. 635–650.
42. Sedimentary and Geochemical Signatures of Mud Volcanoes in the Southern Margin of the Junggar Basin, Northwestern China / Z.Wan, Q.Shi, Y.Yuan et al. // Journal of Earth Science. 2015. DOI: 10.1007/s12583-015-0660-6.
43. The geochemical characteristics of the mud liquids in the Wushanting and Hsiaokunshui Mud Volcano region in southern Taiwan: Implications of humic substances for binding and mobilization of arsenic / C.-C.Liu, J.P.Maity, J.-S.Jean et al. // Journal of Geochemical Exploration. 2013. Vol. 128. P. 62–71.

К вопросу генетической интерпретации данных гранулометрического анализа песчаных пород батского яруса месторождения Западный Арал (Узбекская часть Северо-Устюртской впадины)

Л.П.ШАРАФУТДИНОВА (АО «Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений» («ИГИРНИГМ»); 100059, г. Ташкент, ул. Шота Руставели, 114)

По материалам гранулометрического анализа песчаных пород скважин 1 и 2 месторождения Западный Арал определён генезис отложений батского яруса. На основе поэтапного применения различных методик интерпретаций гранулометрического состава и разнообразия аутигенных минералов обосновывается переходная обстановка седиментации. Ассоциация полученных гранулометрических признаков близка к дельтовому фациальному поясу.

Ключевые слова: Устюрт, батский ярус, гранулометрический состав, сортировка, медиана, коэффициент асимметрии, аутигенные минералы, дельтовый фациальный пояс.

Шарафутдинова Лейла Пулатовна



leylahon@rambler.ru

The issue of genetic interpretation of the granulometric analysis data of sandy rocks of the Bathonian Stage of the Western Aral field (the Uzbek part of the North Ustyurt depression)

L.P.SHARAFUTDINOVA («Institute of geology and prospecting for oil and gas deposits»)

The Bathonian layer genesis was determined on the basis of granulometric analysis of sandy rocks of 1 and 2 wells of the Western Aral field. The transitional sedimentation conditions are validated on the basis of phased application of various interpretation methods for granulometric composition and the diversity of authigenic minerals. The association of the obtained granulometric features is similar to the delta facies belt.

Key words: Ustyurt, Bathonian stage, granulometric composition, sorting, median, coefficient of asymmetry, authigenic minerals, delta facial belt.

Гранулометрический состав, определяющий основные петрофизические характеристики терригенных пород, является их важнейшей структурной характеристикой. На основании гранулометрического состава идентифицируется тип терригенной породы, строятся классификационные схемы, реконструируются литолого-фациальные условия образования, интерпретируются фильтрационно-ёмкостные свойства пород и др. Следует отметить, что гранулометрический метод исследования отличается своей универсальностью и полностью применим при изучении керна буровых скважин. В связи с этим он является одним из основных при исследовании песчано-алевритовых коллекторов [4, 6, 8].

Методика генетической интерпретации данных гранулометрического анализа. Гранулометрический состав образцов керна определялся методом ситового отсева (до фракций 0,05 мм) и отмучивания (более мелкие фракции). Для повышения точности гранулометрического анализа полученные результаты

сопоставлялись с данными описания шлифов под микроскопом ПОЛАМ при увеличении $\times 45$ [1, 4].

В целях удобства обработки громоздких числовых значений, результатов гранулометрического анализа и их генетической интерпретации были составлены кривые распределения и кумулятивные кривые. Методом построения кумулятивных кривых по известным формулам Траска были вычислены следующие важные статистические параметры: медиана (M_d), коэффициент сортировки (S_o), коэффициент асимметрии (A).

Распределения дают информацию о модальной величине размерности зёрен, о соотношении различных фракций и породообразующей доле, о глинистости. Эти параметры позволяют однозначно идентифицировать породу.

На протяжении многих лет литологи разных стран пытаются по гранулометрическому составу песчаного осадка воссоздать условия его образования. Эта проблема привлекает большое число специалистов во всём мире. Наиболее известный метод генетической

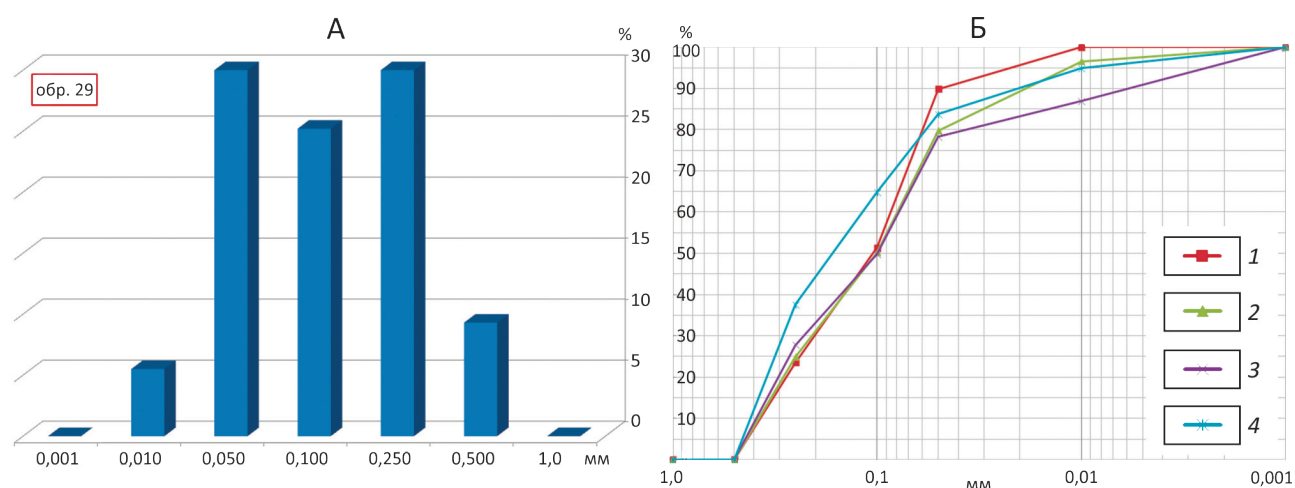


Рис. 1. Гистограмма (А) и кумулятивные кривые (Б) гранулометрического состава образцов песчаников батского яруса месторождения Западный Арал, скв. 1:

образцы: 1 – 19, 2 – 20, 3 – 21, 4 – 22

Основные гранулометрические характеристики песчаников батского яруса месторождения Западный Арал

№ обр.	Глубина, м	Md	S ₀	A	E	Литология
Скважина 1						
19	2452,75	0,11	1,92	0,016	–0,06	Песчаник с-м/з алевритовый
20	2452,87	0,1	2,14	0,015	–0,07	Песчаник с-м/з алевритовый
21	2453,33	0,1	2,24	0,015	–0,08	Песчаник м-с/з глинисто-алевритовый
22	2453,85	0,17	2,14	0,022	–0,05	Песчаник м-с/з алевритовый
25	2456,05	0,12	2,16	0,017	–0,06	Песчаник м-с/з глинисто-алевритовый
29	2458,09	0,17	2,09	0,028	–0,15	Песчаник р/з алевритовый
37	2463,37	0,11	2,30	0,016	–0,08	Песчаник м-с/з алевритовый
39	2464,90	0,13	2,28	0,016	–0,07	Песчаник м-с/з глинисто-алевритовый
44	2640,25	0,12	2,38	0,016	–0,07	Песчаник м-с/з глинисто-алевритовый
47	2641,07	0,095	2,03	0,011	–0,06	Песчаник с-м/з глинисто-алевритовый
51	2642,88	0,15	1,97	0,022	–0,05	Песчаник м-с/з алевритовый
55	2644,60	0,13	2,60	0,014	–0,06	Песчаник м-с/з алевритовый
66	2648,75	0,113	2,04	0,015	–0,06	Песчаник с-м/з глинисто-алевритовый
68	2715,20	0,14	1,92	0,016	–0,04	Песчаник с-м/з алевритовый
70	2715,60	0,15	2,04	0,020	–0,05	Песчаник м-с/з алевритовый
75	2717,15	0,13	2,32	0,014	–0,05	Песчаник с-м/з глинисто-алевритовый
Скважина 2						
56	2615,2	0,08	2,27	0,005	–0,03	Песчаник м/з алевритовый
58	2616,05	0,096	1,71	0,010	–0,02	Песчаник м/з алевритовый
61	2618	0,15	2,37	0,017	–0,05	Песчаник м/з алевритовый
67	2750	0,14	1,85	0,017	–0,05	Песчаник м-с/з алевритовый
90	2810	0,18	1,70	0,029	–0,04	Песчаник м/з алевритовый

Примечание. Песчаник: с-м/з – средне-мелкозернистый, м-с/з – мелко-среднезернистый, м/з – мелкозернистый, р/з – разнo-зернистый.

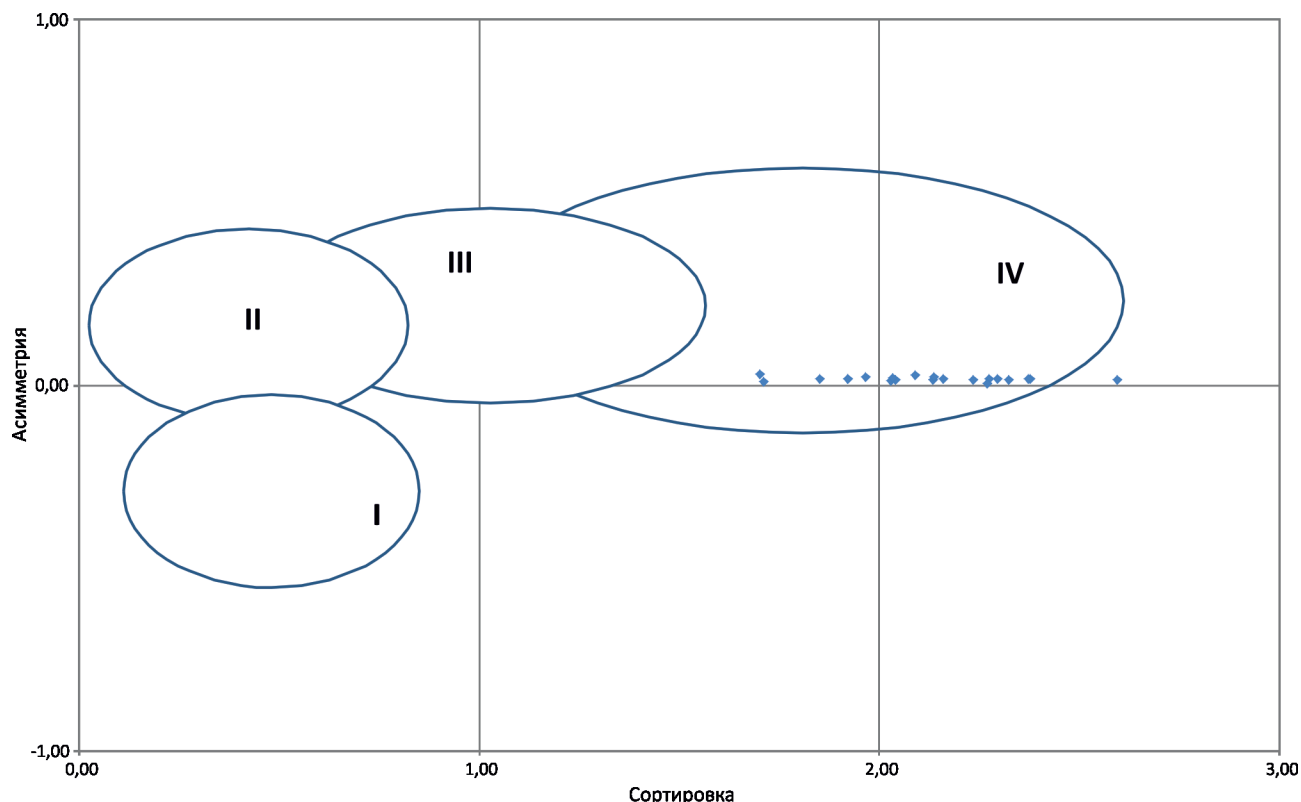


Рис. 2. Соотношение отсортированности и асимметрии в песчаных отложениях батского яруса различных обстановок для месторождения Западный Арал (скважины 1 и 2). По К.Бьёрликке:

отложения: I – пляжевые, II – эоловые, III – речные, IV – турбидиты

интерпретации фракционного состава – построение генетических диаграмм, из которых широко применяются являются диаграммы Р.Пассеги, Л.Б.Рухина, Г.Ф.Рожкова, К.Бьёрликке и других [3, 7–9].

Содержательной основой всех генетических диаграмм является положение о том, что гранулометрический состав осадков формируется под действием динамики среды осадконакопления, а каждой обстановке гранулоседиментогенеза присущи свойственные только ей особенности динамического режима. Таким образом, имея в своём распоряжении конечный продукт седиментации – гранулометрические анализы осадков, – можно восстановить и динамику среды, и саму обстановку восстановления осадков.

Диаграмма К.Бьёрликке основана на разных соотношениях отсортированности и характере асимметрии распределения фракций песчаных пород [2]. Динамическая диаграмма С–М, разработанная Р.Пассеги, учитывает способ транспортировки кластического материала качением, сальтацией, переносом частиц в виде градационной или однородной суспензии. Транспортировка крупно- и тонкозернистых фракций происходит независимо. Динамогенетическая диаграмма

Г.Ф.Рожкова основана на принципе различной по интенсивности механической дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациях, что в основном определяется энергетическими уровнями динамических сил среды переноса и седиментации [5].

Также немаловажную роль в генетической интерпретации обломочных пород играют аутигенные минералы, являющиеся индикаторами определённых сред осадконакопления.

Изучение современных методов седиментационной трактовки данных гранулометрического анализа в совокупности с минералогической нагрузкой позволяет сделать вывод о том, что различные обстановки осадконакопления могут иметь близкие характеристики и наоборот, а сочетание нескольких имеющихся методов интерпретации позволит принять объективное, однозначное решение о фациальной принадлежности пород [3].

Гранулометрический и минералогический составы отложений батского яруса. Для выявления особенностей гранулометрического состава песчаных отложений батского возраста, вскрытых скважинами месторождения Западный Арал, были исследованы данные 21 образца из поисковых скважин 1 и 2.

При реконструкции среды осадконакопления использовались показатели распределения обломков по размерам (рис. 1). Анализ построенных гистограмм показал, что песчаные породы бата по количеству имеющихся максимумов подразделяются преимущественно на одно- и двухвершинные.

По кумулятивным кривым сняты данные и рассчитаны основные гранулометрические характеристики образцов – медиана (Md), коэффициент сортировки (S_0), параметр асимметрии (A), мера эксцесса (E) – по следующим формулам [5].

Коэффициент сортировки:

$$S_0 = \sqrt{Q_3/Q_1} \quad (1).$$

Асимметрия:

$$A = \frac{Q_{16}+Q_{84}-2\cdot Q_{50}}{2\cdot(Q_{84}-Q_{16})} + \frac{Q_5+Q_{95}-2\cdot Q_{50}}{2\cdot(Q_{95}-Q_5)} \quad (2).$$

Эксцесс:

$$E = \frac{Q_{95}-Q_5}{2,44\cdot(Q_{75}-Q_{25})} \quad (3).$$

Данные, полученные по образцам батских отложений скважин 1 и 2 месторождения Западный Арал, представлены в таблице.

Предварительные выводы о генетической принадлежности исследуемых осадков устанавливались по обобщённым параметрам Фюхтбауэра и Мюллера, указывающим на речную обстановку осадконакопления – русло и прирусловые отмели (сортировка в основном $>1,2$, асимметрия <1) или условия морского мелководья – приливно-отливные зоны (сортировка плохая, асимметрия <1).

По палетке К.Бьёрликке, характеризующей соотношение сортировки к асимметрии, изучаемые породы могут быть отнесены к турбидитам (рис. 2), в данном случае, вероятно, являющимся результатом осаждения осадков из мутьевых потоков у подножия континентального склона [7].

На диаграмме Ф.Рожкова (рис. 3) все точки, свидетельствующие об эоловой переработке речных осадков, расположились в верхней половине прямоугольника поля VII.

Фигуративные точки на диаграмме Р.Пассеги сосредоточены в области турбидитов и речных отложений (осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания) (рис. 4, А). Большая часть точек на генетической диаграмме Л.Б.Рухина расположена в поле песчаников, отложенных при поступательном движении вод или в зоне течений (см. рис. 4, Б) [8].

По результатам рентген-дифрактометрического анализа выявленная ассоциация аутигенных минералов хлорит+гидрослюда+каолинит свидетельствует в пользу переходных условий осадконакопления (рис. 5). Преобладание в глинистой составляющей каолинита указывает на кислую среду, характерную для континентальной обстановки в условиях тёплого гумидного климата. Однако в образцах также отмечаются значительные содержания гидрослюды, хлорита и

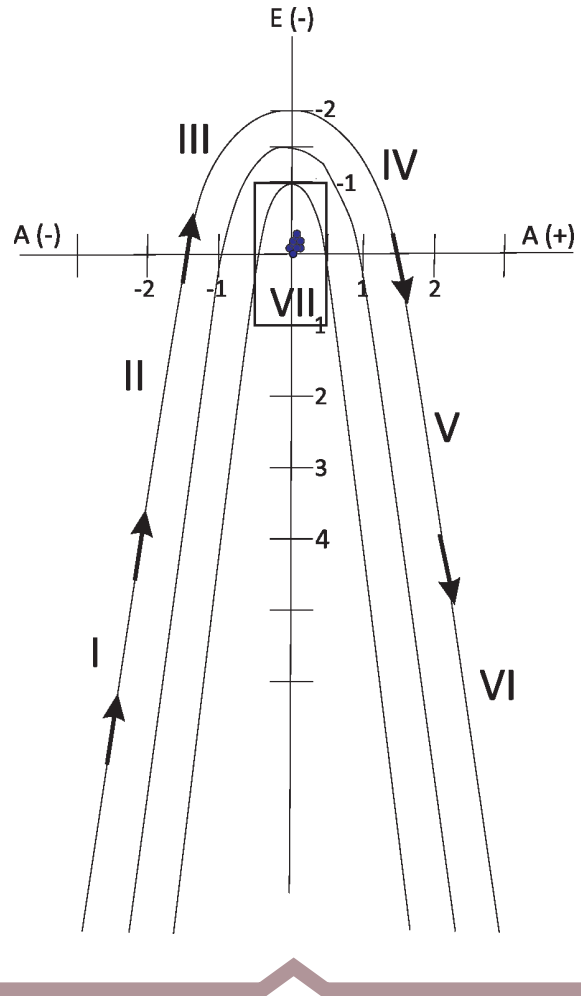


Рис. 3. Динамогенетическая диаграмма Г.Ф.Рожкова для батских отложений месторождения Западный Арал (скважины 1 и 2). По К.Бьёрликке:

поля: I – застойные условия седиментации на дне акваторий различных глубин – морские фации, II – донные течения или мутьевые потоки – морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения – континентальные фации областей сноса, коры выветривания, III – слабые, преимущественно речные течения – континентальные речные фации, IV – сильные речные или вдольбереговые течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации, V – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн – прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек, VI – выход волн на мелководье, сильный накат волн – верхняя половина участка, эоловая обработка песков морских пляжей – нижняя половина участка (микрофация береговых дюн); в целом – фация побережья акваторий вблизи береговой черты, VII – эоловая переработка речных осадков – верхняя половина прямоугольника – континентальная фация пустынь (континентальные дюны); нижняя правая четверть прямоугольника – волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья – прибрежно-морская фация, VIII – выход волн на мелководье, мощный накат-прибой, скорость динамической пересортировки превышает скорость привноса обломочного материала – прибрежная фация огромных открытых акваторий

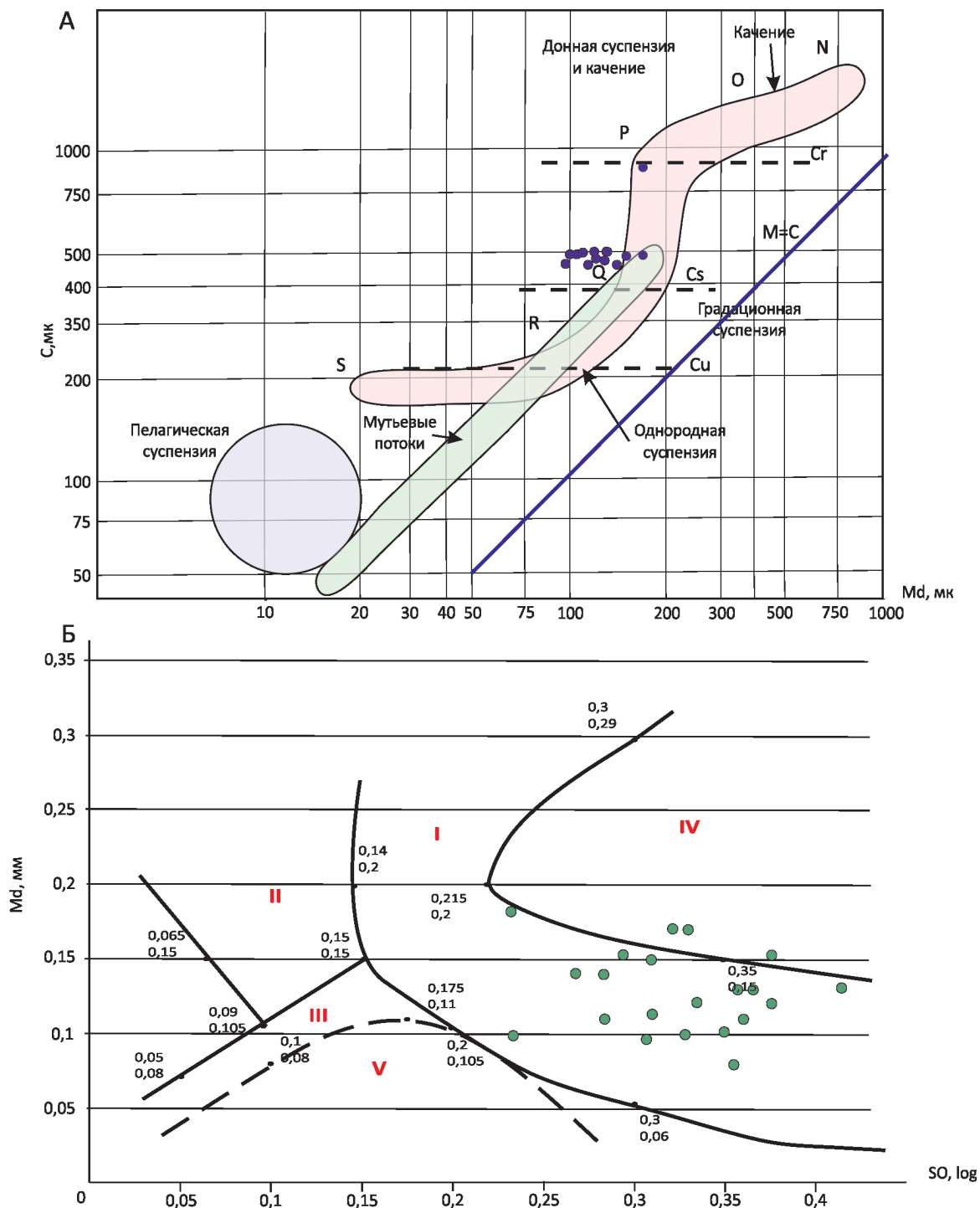


Рис. 4. Генетические диаграммы определения способа переноса обломочных частиц в водной среде (для батских отложений месторождения Западный Арал (скважины 1 и 2). По данным Р.Пассеги (А) и Л.Б.Рухина (Б):

А: N/O – осадки перекачивания, O/P – осадки перекачивания с незначительным количеством осадков взвеси, P/Q – осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекачивания (отложения течений с высокими скоростями), Q/R – отложения течений со средними скоростями, R/S – однородные осадки взвеси (отложения течений с низкими скоростями); Б: поле: I – песчанник речного происхождения, характер течения однонаправленный, размеры зёрен меняются в больших интервалах, отмечается недостаточная сортировка обломочных частиц, II – песчанник мелководно-морского происхождения (побережье, пляжи), имеет хорошую сортировку и средний размер частиц, III – накопление песчаного осадка происходило в спокойной гидродинамической обстановке (центр озера, мелководное море и тихая речка), размер частиц мелкий и отмечается хорошая сортировка, IV – возможно формирование песчаного осадка под воздействием воздушных потоков, V – неопределённый динамический режим

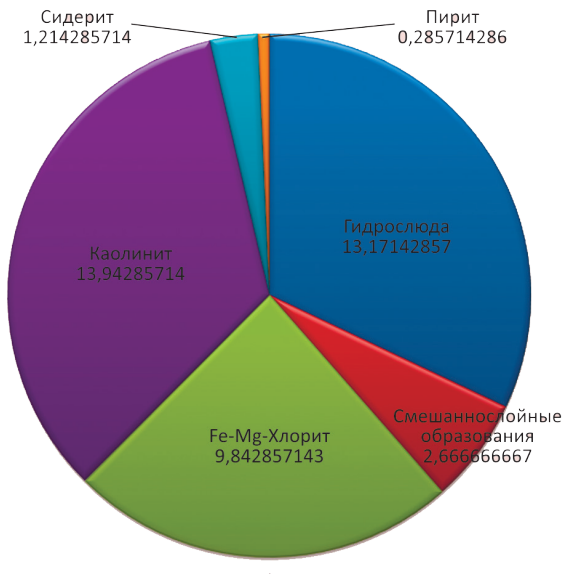


Рис. 5. Средние содержания (в %) аутигенных минералов для образцов песчаных пород батского яруса месторождения Западный Арал (скважины 1 и 2)

смешаннослойных образований, которые могут указывать на щелочную и слабощелочную среду морских обстановок седиментации [7, 8].

Значительное количество сидерита может свидетельствовать о континентальном или прибрежно-морском осадкообразовании. Необходимо также обратить внимание на наличие в осадке углефицированных фрагментов листьев, стеблей и корневой части растений, многочисленного мелкораздробленного детрита и линз углей, являющихся индикаторами континентального режима осадконакопления. Вместе с тем в породах отмечаются следы зарывания животных, наличие которых может быть связано с условиями морского побережья.

Сочетание континентальных и морских индикаторов обстановок осадконакопления в исследуемых батских отложениях месторождения Западный Арал подтверждает переходную обстановку седиментации, набор признаков которой близок к дельтовому фациальному поясу [7].

В заключение следует отметить, что в соответствии с полученными данными, условия осадконакопления изученных песчаников можно весьма достоверно сравнить с условиями приливно-отливных каналов и дельтовых протоков в пределах приливно-отливных равнин и эстуариев.

Важно, что дельтовые отложения относятся к переходной группе фаций и формируются на границе континентальной и морской обстановок седиментации. И морские, и континентальные осадки в генетическом отношении представляют собой единое целое.

Именно переходные дельтовые условия могут объединить столь неоднозначные результаты, характерные для различных фаций. Это подтверждается областью отложений течений с высокими скоростями на диаграмме Р.Пассеги и полем песчаных образований, сформировавшихся при поступательном движении воды на палетке Л.Б.Рухина, когда рукав дельты выносит обломочный материал в море. При этом присутствие в осадках остатков корней, листьев и стеблей растений, а также наличие большого количества тонкоперетёртого углефицированного детрита могут свидетельствовать об условиях приустьевых бара дельтового рукава, являющегося песчаной отмелью, которая сформировалась на границе дельты с морским побережьем. Вместе с тем в качестве подчинённых способов движения в баровых осадках в периоды регрессии моря могут участвовать эоловые процессы, на что указывает расположение точек в поле эоловой переработки на динамогенетической диаграмме Г.Ф.Рожкова.

Следовательно, неоднозначная генетическая интерпретация данных гранулометрического анализа, выявленных с помощью различных методик, связана со спецификой распределения обломочных фракций в дельтовой обстановке, условия осадконакопления которой, аналогичны обстановкам речных русел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коваль С.А., Войцеховский Г.В. Компьютерная обработка результатов гранулометрического анализа и их генетическая интерпретация. – Воронеж: ВГУ, 2001.
2. Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. Учение о фациях с основами литологии // Руководство к лабораторным занятиям. – М.: Изд-во МГУ, 1988.
3. Кудряшова Л.К. Гранулометрический анализ как основной метод обоснования условий формирования пластов коллекторов ЮК₂₋₃ Емнеговской площади (Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2015. Т. 326. № 10. С. 143–149.
4. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. – М.: ООО «Недра Бизнесцентр», 2007.
5. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) // В.А.Гроссгейм, О.В.Бескровная, И.Л.Герасченко и др. – Л.: Недра, 1984.
6. Недоливко Н.М., Ежова А.В. Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов. – Томск: ТПУ, 2011.
7. Попов В.И., Запроматов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. – М.: Недра, 1985.
8. Рухин Л.Б. Гранулометрический анализ песков. – Л.: ЛГУ, 1947.
9. Справочник по литологии / Н.Б.Вассоевич, В.Л.Либрович, Н.В.Логвиненко, В.И.Марченко – М.: Недра, 1983.

Минералого-геохимический и геодинамический системный подход к анализу алмазоносности и минерагеническому районированию платформ

А.Н.БАРЫШЕВ, Г.К.ХАЧАТРЯН (Федеральное государственное бюджетное учреждение Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Обосновываются условия образования алмаза в зонах субдукции, в которых экзогенные источники вещества алмаза погружались в мантию по краям конвективной ячей в докембрии. Конвекция обусловила структуру алмазоносного пространства в мантии в виде перевернутого конуса, а на уровне чехла платформы – латеральную зональность тел от кимберлитов в центре к лампроитам, карбонатитам и ультрамафитовым щелочным комплексам (УЩК) по периферии, латеральные ограничения минерагенической провинции. Структуры доставки мантийной среды к поверхности развиваются в платформенный этап вдоль линеаментов, имеющих фрактальную структуру с периодическим чередованием кимберлитовых районов, полей, кустов трубок через определённый шаг. За пределами минерагенической провинции коренные месторождения алмаза отсутствуют, но на этой территории могут присутствовать промышленные россыпи за счёт дальнего экзогенного переноса алмазов. Предложены вещественные, геодинамические и геоморфологические критерии оконтуривания минерагенической алмазоносной провинции. Показан пример подтверждения прогноза кустов трубок, ранее выделенных на основе критерия периодичности их размещения. *Ключевые слова:* алмаз, зональность, кимберлит, конвекция, линеамент, минерагения, популяция, районирование, субдукция, фрактальность.

Барышев Александр Николаевич
Хачатрян Галина Карленовна



khachatryan_g_k@mail.ru

Mineralogical-geochemical and geodynamic system approach to analysis of diamond-bearing and mineragenic division into district of platforms

A.N.BARYSHEV, G.K.KHACHATRYAN (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

The conditions of diamond formation in the subduction zones in which exogenous sources of chemical elements of diamond immersed in the mantle along the rims of the convective cell in the Precambrian are substantiated. Convection caused the structure of the diamond-bearing space in the mantle in the form of an inverted cone, lateral zoning of the bodies at the level of the platform cover and the lateral limits of a mineragenic province. The structures of the mantle medium delivery to the surface developed at a platform phase along the lineaments having a fractal structure with periodic alternation of kimberlite regions, fields, bunches of pipes with a certain interval. Beyond the mineragenic province, no primary diamond deposits occur but economic placers can exist in this area because of the far exogenous diamond transfer. The real, geodynamic and geomorphological criteria of the mineragenic diamondiferous province delineation are offered. In addition, the authors showed an example confirming the forecast of the pipe bunches previously identified based on their space periodicity criteria.

Key words: diamond, zonality, kimberlite, convection, lineament, minerageny, population, geographical demarcation, subduction, fractality.

В системе принципов прогнозно-минерагенического районирования алмазоносных территорий недостаточно учитывается существенное различие факторов, определяющих, с одной стороны, условия образования алмаза, а с другой, геодинамические особенности его доставки к поверхности Земли. В прогнозно-поисковых моделях коренных месторождений среди геологи-

ческих критериев главное внимание сосредоточено на структурах доставки кимберлитов, а среди поисковых признаков – на составе минералов-спутников. Соотношение алмазов с кимберлитами дискутируется: одни исследователи рассматривают алмазы как имеющие прямую генетическую связь с кимберлитами, другие считают их ксеногенными, третьи протогенными.

С учётом того, что подавляющая часть кимберлитовых трубок не содержит алмазов, остро встают вопросы о природе источников алмаза и факторах, определяющих их позицию в глубинной геологической структуре Земли. Не менее важен вопрос: почему на ряде территорий, содержащих значительное количество россыпных алмазов, поиски кимберлитовых трубок в течение многих десятилетий не приводят к их обнаружению? Для обоснования существующих генетических и прогнозно-поисковых моделей и их совершенствования необходимо рассмотреть отдельно специфику условий образования алмаза и его доставки к земной поверхности. Этому посвящены тезисы настоящего сообщения*, их обоснование и вытекающие практические выводы.

1. К главным условиям образования глубинной алмазоносной структуры и кристаллов алмаза относятся:

- *погружение экзогенных источников его вещества совместно с вмещающими толщами в зонах субдукции, обусловленных краевыми эффектами ячейки конвекции, и рост кристаллов алмаза в мантийной среде;*
- *центростремительное погружение зон субдукции к ядру конвективной ячейки, что определяет концентрическую зональность типов популяций алмаза в минерогенической провинции, геологическую структуру и ограничения алмазоносного пространства в фундаменте будущей платформы в виде перевёрнутого конуса.*

Обоснованием тезиса служит ряд следующих фактов и теоретических положений. Распределение структурных примесей азота изучено методом ИК-спектроскопии в более чем 5,5 тыс. кристаллов алмаза из 96 объектов (трубок и россыпей) мира [27, 28]. Определено общее содержание азота, его концентрации в виде двойных (А) и четверных (В) атомных кластеров в кристаллической решётке алмаза. Согласно диаграмме Тейлора-Милледж [33], разные соотношения этих параметров отражают разные относительные температуры кристаллизации алмаза. По этим соотношениям в каждом объекте выделены главная (>50%) и второстепенная (≥25%) популяции алмаза как статистически значимые группы кристаллов. Проведена общая типизация алмазных популяций, которые образуют шесть групп (типов популяций), дополнительно характеризующихся составом минеральных включений в кристаллах, отражающих состав среды алмазообразования [27, 28].

В результате установлено, что в ряду популяций от типа V к типу I имеет место тенденция (или тренд) уменьшения содержания азота в алмазе и увеличения

его агрегации (%B) при увеличении температуры алмазообразования. Минимальным содержанием азота и наиболее высокой температурой образования обладают кристаллы популяции типа I, которые содержат включения высокобарических минералов (мейджорита, вюститита и др.). Это характеризует вертикальную зональность популяций от типа V к наиболее глубинному типу I с учётом того, что с глубиной нарастают давление и температура.

Установлено, что разноглубинные популяции на платформе имеют своеобразное размещение: на Сибирской платформе размещение главных популяций имеет двустороннюю (с элементами концентричности) латеральную зональность, в которой наиболее высокотемпературные популяции расположены в центре, а наименее, соответственно, по периферии [28]. Из вертикальной и латеральной зональности следует вывод, что главная геолого-структурная зона (или сочетание зон) фундамента платформы, где происходил рост кристаллов алмаза, имеет трёхмерную морфологию, подобную перевёрнутому эллипсоидному конусу.

Для расшифровки генетической сущности такой структуры необходимо обратиться к свойствам самих алмазов, а именно, к особенностям их состава и к геодинамическим условиям роста кристаллов.

В составе кристаллов установлены: 1) остатки органического вещества; 2) образование структурной примеси водорода в алмазе за счёт органики; 3) уменьшение концентрации органического вещества в среде в процессе роста кристалла алмаза. В сочетании с лёгким изотопным составом углерода, характерным для биомассы, всё это свидетельствует об участии биогенного вещества в образовании алмаза.

Отсюда следует вывод, что, по крайней мере, часть углерода, послужившего источником вещества алмаза, сначала была субдуцирована в глубины Земли, что инициировало рост кристаллов алмаза. Главным химическим фактором образования алмазов является, по-видимому, реакция углеводородов с оксидами углерода. Распределение углеводородной составляющей источника в субдуцируемых толщах, вероятнее всего, зависит от колониального размещения древнейшей биомассы, с чем может быть связана одна из главных причин отсутствия алмазов во многих трубках кимберлитов, несмотря на наличие минералов-спутников.

Геодинамические условия роста алмазов отражены в морфологии и структуре их кристаллов. На рост кристаллов алмаза в условиях твёрдой среды, а не из расплава и часто при стрессе указывают следующие факты: 1) уплощённость формы кристаллов, лишаящая их двух осей симметрии L_4 , несмотря на кубическую сингонию; 2) их деформации во время роста с образованием трещин скалывания, не выходящих во внешние зоны кристалла; 3) наличие трещин отрыва в кристалле, заполненных алмазным веществом последующей генерации; 4) обломки алмаза в алмазе;

* Статья излагает содержание доклада авторов на VIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», 17 апреля 2018 г. – М.: ЦНИГРИ.

5) разный механизм роста (нормальный и тангенциальный) на разных гранях одного кристалла, что согласуется с его ориентировкой относительно нормальных и касательных напряжений; 6) нередко встречающееся резкое изменение механизма роста и морфологии внутренних частей алмаза, которые отражают поворот растущего кристалла вместе с пластически деформируемой вмещающей средой, что возможно при землетрясениях и в их предшествовании [6]. Ещё один факт, указывающий на кристаллизацию алмаза не из раствора и не из расплава, заключается в том, что в ряде кристаллов внешние зоны их роста образовались при большей температуре, чем внутренние [31].

Стресс – главный фактор регионального метаморфизма. Поэтому закономерно, что контуры латеральной зональности популяций алмаза и контуры древних толщ с возрастом регионального метаморфизма 1,8–2,0 млрд. лет, которые концентрически обрамляют Сибирскую платформу, параллельны. Примечательно и то, что простирающиеся зоны популяций на платформе не согласуются с близмеридиональным простирающимся архейских структур, несмотря на явное участие структур этого направления в локализации палеозойских и мезозойских кимберлитовых трубок. То есть возраст большинства алмазов Сибири раннепротерозойский [29].

Все отмеченные факты должны находить место как в модели алмазообразования, так и в модели последующей доставки кимберлитов к поверхности Земли. То есть при районировании платформ с целью прогноза коренных месторождений алмаза необходимо проведение двух процедур. Во-первых, ограничить пространство, где алмазы в фундаменте могут присутствовать, а где нет и, во-вторых, выделить типы структур, которые способствуют доставке алмазов к поверхности. Эти модели, опирающиеся на рассмотренные свойства алмазов и их популяций, с учётом тектонофизических теоретических и экспериментальных разработок, показаны на рис. 1.

Коническая морфология главной геолого-структурной зоны (или сочетания зон), где происходило образование алмаза в фундаменте платформы, аналогична концентрическим субдукционным зонам, которые развиваются по краям ячеек неустойчивой конвекции (см. рис. 1, В). Важно отметить, что зоны субдукции, обрамляющие ячейку, существенно отличаются рядом признаков от зон субдукции, которые принято рассматривать по модели тектоники плит, во-первых, геологической структурой – не в форме плит, а в виде сжатой лежащей синклинали, ядро которой подвержено стрессу, а во-вторых, парностью и встречным падением. В ядрах сжатых субдукционных синклиналей толщи расплющиваются, а породы подвергаются региональному метаморфизму с развитием кристаллизационной сланцеватости, которая в глубинных алмазоносных толщах является важным фактором снижения их эффективной вязкости, способствующей

последующему пластическому перемещению, а также дроблению на мелкие осколки при взрывах в конце кимберлитового вулканизма, обеспечивающих обломочную структуру кимберлитов.

Кроме того, как видно из модели, в центре ячеек с нарастанием фаз конвекции происходит подъём глубинных симатических масс, а по периферии – увеличение мощности сиалической коры (щиты, «кратоны»). И это явление влечёт за собой ещё два следствия.

Первое следствие модели вещественное. Такой зональности соответствует общая тенденция смены области кимберлитов в центре зонами, несущими черты лампроитов, ближе к периферии платформы. Далее они сменяются карбонатитами и массивами ультращелочных магматических комплексов (УЩК). С этим согласуется и то, что для лампроитов, по сравнению с кимберлитами, свойственно в целом усиление геохимических черт, в большей мере отвечающих континентальной литосфере [14]. На основе большого числа признаков, характеризующих сходную тенденцию, А.Д.Харькин с соавторами делит Далдыно-Оленёкскую зону Якутии на части, принадлежащие двум областям: Вилюйской и Анабаро-Оленёкской [26]. От Мунского поля в направлении к Анабарскому щиту в кимберлитах возрастает роль флогопита, монтичеллита, появляется нефелин, снижается доля высокохромистого пиропы при увеличении доли пикроильменита; возрастает роль Ti, P, Al, K, снижается магнезиальность пород.

В отличие от моделей субдукции литосферных плит, в конвективной модели субдуцируют и шельфовые фации с континентальным типом земной коры. Среди таких фаций большую роль играют карбонаты, фосфорсодержащие осадки. Как видно из модели, толщи этих фаций при субдукции переворачиваются кровлей вниз. Будучи затянутыми конвективным процессом под породы верхней части мантии, они оказываются в обстановке гравитационной неустойчивости. Дальнейшая реализация неустойчивости при особых условиях приводит к карбонатитовому и щелочному фосфорно-носному магматизму. Для Сибирской платформы, как и для юга Африки, по данным Р.Митчелла, характерно размещение карбонатитов и щелочных интрузивных пород ближе к периферии платформы относительно кимберлитов. Иначе говоря, происхождение карбонатитов во многом определяется предшествующей субдукцией карбонатсодержащих толщ шельфовых фаций. По геохимическим чертам состав алмазоносной среды бывает близким к толщам шельфовых фаций. Например, алмазы района Жуина в Бразилии содержат включения карбонатов, фосфатов, фторидов [32].

В работе [7] авторами показано, что в фундаменте Сибирской платформы присутствуют толщи окружающих ячейку бассейнов, субдуцированные к центру будущей платформы в виде сжатых синклиналей, а не литосферной плиты (рис. 2). Наиболее алмазоносной частью мантии служит весьма ограниченный

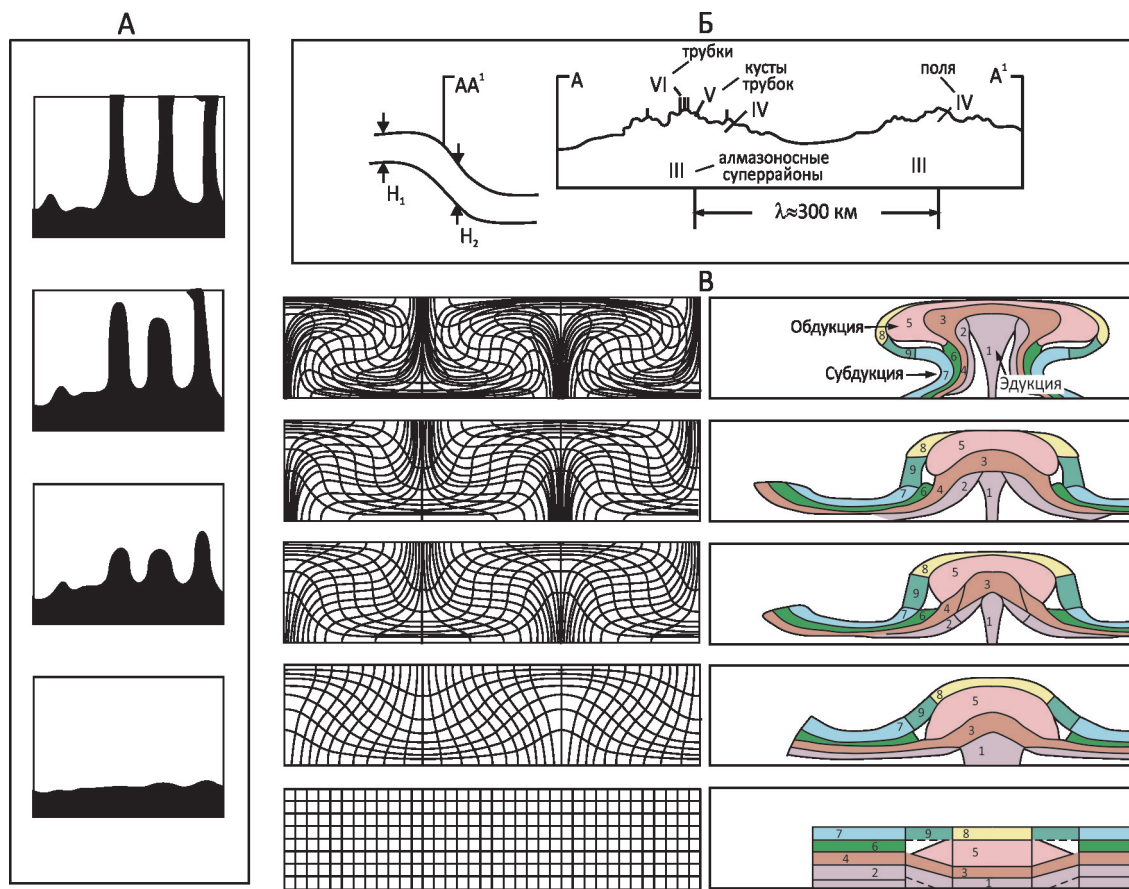


Рис. 1. Модели геодинамического развития алмазоносных структур:

А – модель образования кимберлитовых трубок и их кустов; эксперимент всплывания битума под покрывающим слоем патоки, по работе [23]; Б – модель фрактальной структуры поднимающейся алмазоносной среды (слева флексора, увеличивающая «высоту поплавок», справа – разрез глубинной среды вдоль линейамента); В – геодинамическая модель образования фундамента алмазоносной провинции в связи с мантийно-коровой конвекцией: слева – математическая модель последовательного развития деформаций слоистой среды при фазах ячеистой конвекции, по работе [10]; справа – модель фазового преобразования структуры древней литосферы со слоями континентального (1, 3, 5, 8) и субконтинентального (2, 4, 6, 7) типов, нанесённых на математическую модель: 1–2 – слои мантии; слои земной коры: 3–4 – габбро-базальтоидные («базальтовый слой»), 5 – гранит-метаморфический, 6 – эффузивных базальтов, 7–8 – осадочные, 9 – переходных фаций шельфа; вертикальный масштаб модели существенно увеличен относительно природной геологической системы

вертикальный интервал субдупцированной литосферы, особенно тот, который близок к ядрам субдукционных сжатых синклиналей, представляющий зону главных популяций алмаза. Этот интервал меняет свою глубину, создавая латеральную зональность популяций. Верхние и нижние части продуктивного интервала обеспечивают наличие в трубках второстепенных популяций алмаза, сходных по своим характеристикам со смежными по латерали главными популяциями. Иначе говоря, зональность популяций алмаза позволяет рассматривать позицию проявлений карбонатитового и щелочного магматизма с их оруденением на периферии платформ как закономерную в той же общей концен-

трической минерагенической зональности. Таким образом, зона карбонатитов и УЩК является периферической при оконтуривании овальной минерагенической алмазоносной провинции. Платформенные территории её внешнего контура с алмазами, привнесёнными в результате экзогенных процессов, могут располагаться за пределами минерагенической провинции и не содержать коренных месторождений алмазов.

Второе следствие модели структурное. Над восходящими глубинными массами большой плотности в силу изостазии образуется депрессия, которая сохраняется долгое время, позволяя использовать геоморфологию, намечая центр конвективной ячейки – главного

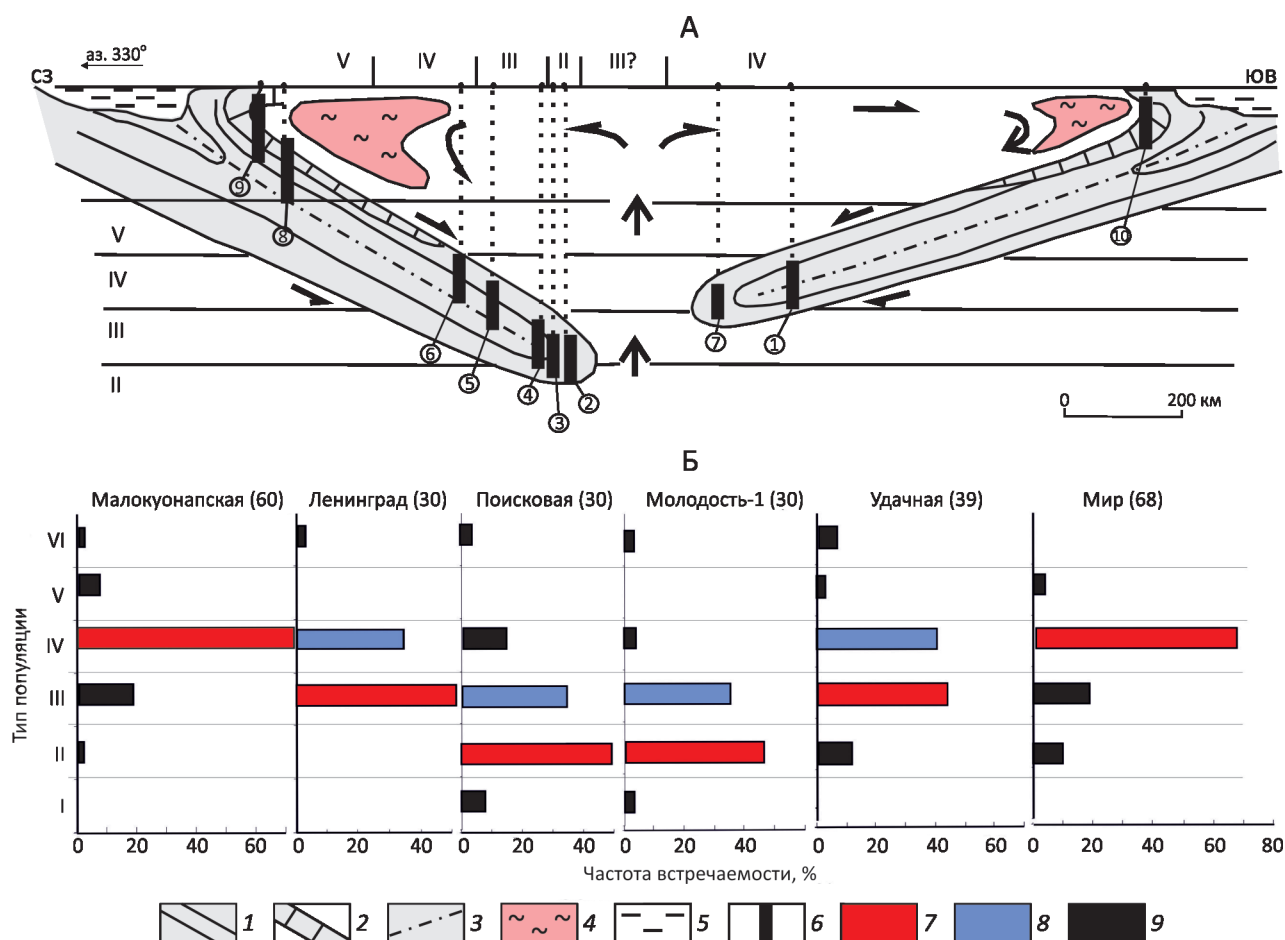


Рис. 2. Модель глубинной структуры Сибирской платформы, обеспечившей преобладание типов популяций алмаза в кимберлитовых трубках. По работе [7] с изменениями:

А – модель ячейки конвекции с образованием алмазоносных зон субдукции на рубеже раннего–среднего протерозоя (пресс-проекция на вертикальное сечение по аз. 330°); 1–2 – субдуцированные толщи краевых бассейнов с ультрабазит-базитовым основанием (1), шельфовые фации этих бассейнов (2); 3 – осевые поверхности субдукционных синклиналий (зоны наиболее интенсивного метаморфизма); 4 – архей-протерозойские толщи щитов; 5 – краевые бассейны; 6 – позиция вертикальных интервалов зон субдукции (цифры в кружках), которые обеспечивают алмазоносность кимберлитов в трубках: 1 – Мир, 2 – Удачная, 3 – Молодость, 4 – Поисковая, 5 – Ленинград, 6 – Малокуонапская, 7 – Накынского поля, 8 – алмазы Попигайской структуры взрывных брекчий, 9–10 – щелочно-мафит-карбонатитовые расслоенные массивы периферии Анабарского (9) и Алданского (10) щитов; стрелками показано направление пластических течений масс в конвективной ячейке; римскими цифрами обозначены типы популяций алмаза, их относительная первичная глубинная позиция и латеральная зональность на платформе; Б – типы алмазных популяций в трубках, захваченные с разных глубин; популяции: 7 – главная, 8 – второстепенная, 9 – малая доля алмазов, аналогичная популяциям иных трубок; в скобках число кристаллов в проанализированной выборке из трубки

геодинамического фактора, определяющего глубинную структуру минерогенической провинции. По периферии ячеек, куда от центра смещаются массы коры, образуются поднятия, орогены, кряжи на платформах. За их пределами маловероятно встретить коренные месторождения алмаза. Разумеется, что тектономагматическая активизация территорий (например, при трапповом магматизме) может вносить свои изменения

в структуру и геоморфологию платформ. Их надо анализировать совместно с геодинамическими следствиями древнейшей конвекции, формирующей фундамент платформ. К важной стороне структурного следствия может быть отнесено и то, что в самом центре провинции, над восходящей ветвью конвекции (осью плюма), трубки с алмазами могут отсутствовать за неимением субдуцированных толщ.

2. Подъём глубинной алмазоносной среды в платформенный этап развития территории начинается вдоль линеаментов, фиксируемых на поверхности относительно прямолинейными зонами, в которых сосредоточены районы и поля кимберлитов, а также проявления некимберлитового магматизма. Линеаменты имеют фрактальную структуру, в которой кимберлитовые суперрайоны, поля, кусты трубок периодически повторяются через шаг, определённый для каждого ранга минерагенических таксонов (фракталов). Кусты кимберлитовых трубок как фракталы, контролируемые разломами, в разных полях повторяются через шаг от 2 до 4 км или кратны этим величинам, образуя гряды кустов.

В подавляющем большинстве геологических моделей, описанных в литературе, доставка алмазов осуществляется кимберлитами с глубин 150–200 км и даже более. При этом декларируется очень большая скорость извлечения масс из глубины, обеспечивающая сохранность алмазов [22]. Анализ общей фрактальной структуры геодинамических систем с учётом ряда тектонофизических положений позволяет предложить иную трактовку условий подъёма алмазоносных масс к поверхности Земли, заново взглянуть на ряд закономерностей в размещении кимберлитовых трубок и их систем в полях и районах.

Сначала о наиболее крупных структурах доставки – линеаментах, соответствующих рудоносным или минерагеническим зонам (поясам). Термин линеамент, введенный в геологию в 1904 г. американским исследователем У.Г.Хоббсом, в настоящее время, согласно Е.Е.Милановскому, используется для выраженных в скрытой (латентной) форме геологических структур, геофизических полей, изменения параметров географической среды, которые отражают разломы, валы, флексуры и прочие линейные деформации и неоднородности Земли [20]. Не все линеаменты платформы контролируют алмазоносные кимберлиты. Это зависит от особенностей их позиции, геологической структуры и геодинамических условий развития.

Общая позиция линеаментов с кимберлитовыми полями, трубками палеозоя и мезозоя на Сибирской платформе приведена в работе [3]. Часть линеаментов фиксируется зонами сгущений тел не только кимберлитов, но и мезозойских траппов, что отчётливо видно на государственных геологических картах обзорного масштаба. Два таких линеамента имеют северо-восточное простирание: один (Накынско-Мирнинский) упирается на юго-западе в Восточные Саяны, другой (Чадобецко-Далдыно-Оленёкский) – в Канскую глыбу. Третий линеамент близмеридионального простирания проходит чуть западнее Анабарского щита и фиксируется вытянутыми в этом направлении телами траппов. Другой линеамент такого же простирания проходит восточнее этого щита, но выражается лишь цепочкой кимберлитовых проявлений.

Одним из необходимых условий алмазоносности линеамента является его позиция над древними зонами субдукции, обрамляющими восходящую область (плюм), или ось ячейки конвективной системы. Однако, как видно из рисунков 1 и 2, над самой осью плюма, куда на глубине не доходят субдуцированные массы, мало шансов ожидать наличие тел алмазоносных кимберлитов. Этим может быть обусловлено то, что в Сибири в промежутке между зоной с Алакит-Мархинским и Далдынским полями и зоной с Мирнинским и Накынским полями алмазоносные трубки до сих пор не обнаружены.

Об особенностях структуры и геодинамического развития линеаментов можно судить по ряду косвенных фактов. Приуроченность алмазоносных полей и районов к вытянутым полосам, рассматриваемым в качестве минерагенических зон, отмечалась многими. Природа этих полос трактуется по-разному. Их определяют как рифтогены или используют для их обозначения термин авлакоген, как особую разновидность узких платформенных впадин с повышенной тектонической активностью. Ю.А.Дукардтом и Е.И.Борисом «на основе изучения тектонических закономерностей размещения кимберлитов всех известных геологических возрастов на всех платформах мира... было установлено общее эмпирическое правило: алмазоносные кимберлиты внутри авлакогенов не встречаются, но располагаются по их перифериям» [12, стр. 30].

Вывод упомянутых исследователей, «что в пределах авлакогенов над сводом мантийного выступа... нет места для кимберлитовых магм» [11, стр.33], может указывать на то, что образование кимберлитов не связано напрямую с повышенным тепловым потоком, подобно тому, как это происходит при магматизме и вулканизме в рифтогенах срединно-океанических хребтов. Об этом же свидетельствует и то, что кимберлиты не обладают значительной тепловой энергией, они не сопровождаются кремнекислыми магмами, которые могли бы выплавляться из силла континентальной литосферы. На это же указывает и обилие неоплавленных обломков чуждых пород, вопреки тем, которые наблюдаются в палящих тучах вулканов. То есть подъём глубинных нерасплавленных масс, ставших алмазоносными кимберлитами, не требует больших скоростей их перемещения для того, чтобы сохранить алмазы от сгорания или полного растворения. Понимание сущности структуры алмазоносной среды и её преобразований в процессе доставки к поверхности необходимо для корректной геологической интерпретации материалов геофизических исследований, построения априорных моделей.

Причины и условия, определяющие подвижность алмазоносных масс и их доставку к поверхности, следует искать не в зарождении магматизма. Подъём глубинных масс определяется, прежде всего, архимедовыми силами, а его скорость – вязкостью. Внедрение крупных масс с большой вязкостью в разломы – случай

маловероятный. Почти всегда подъём таких масс осуществляется, благодаря пластическим течениям в виде вала или ячеи. Архимедовой силе способствует, с одной стороны, разуплотнение алмазоносной среды, в которую могут входить субдущированные серпентинизированные магматические породы и осадки дна бассейна, а с другой, – постоянно возрастающая вертикальная мощность разуплотнённой массы подобно увеличению высоты поплавок. Начало возрастанию «высоты поплавок» (см. рис. 1, Б) может быть положено образованием смыкающего крыла флексуры на краю рифтогена или авлакогена, как и полагали Ю.А. Дукардт и Е.И. Борис. Так зарождается адвективный вал вдоль простирания линеамента. Подъём вала наращивает его вертикальную мощность. При этом более нагретые в глубине массы, попадая в область пониженного литостатического давления, снижают свою вязкость. До этого снижению вязкости способствует развитие кристаллизационной сланцеватости в ядрах субдукционных синклиналей, а также широко проявленная серпентинизация пород.

Обстановка декомпрессии в верхних частях поднимающихся глубинных масс приводит к возрастанию объёма флюидов, что способствует снижению вязкости при разуплотнении, то есть тому, что ещё более провоцирует подъём. Распределение структур адвекции (ограниченной по фазе конвекции) подчиняется волновым законам. Это явление неизбежно в силу того, что тела обладают собственной частотой колебаний, которая, согласно Х.Рамбергу, при зарождении адвекции определяет длину доминирующей стоячей автоволны. Выбор системой длины волны на границе сред соответствует «резонансному возбуждению» [4]. Поднятие вала вдоль его простирания происходит не с одинаковой амплитудой. На вершине вала возникают волнообразные поднятия, подобные тем, которые образуются при тектонофизических экспериментах в моделях (см. рис. 1, А–Б).

Установлено, что в подобных конвективных системах уменьшение вязкости на три порядка приводит к возможности зарождения конвекции в слое, мощность которого на один порядок меньше. Кроме того, в подобной системе, имеющей размер на порядок меньше, время достижения подобной фазы конвекции уменьшается на два порядка [2, 4]. То есть скорость подъёма нарастает снизу вверх, и массы на большой глубине не перемещаются так быстро, как предполагается в ряде моделей, например в [22]. В результате на поднятии вырастает серия более мелких, а на них – серия ещё более мелких поднятий, верхние из которых превращаются в кимберлитовые трубки.

Возникновению декомпрессии способствует не только подъём масс в области меньшего литостатического давления, но и обстановка трансенсии (косого растяжения с образованием сдвига-раздвига), или pull-apart. Такой механизм проявляется в Восточной Сибири при сочетании ротационных сдвиговых сил Земли с регматической сетью трещин. Подобно алмазонос-

ным линеаментам, в кайнозое так образовалась впадина оз. Байкал при левых сдвигах по близширотным разломам вдоль рек Верхняя Ангара, Малый Енисей, Иркут [5]. Как следствие, под озером фиксируется поднятие астеносферы, вызванное декомпрессией. В связи с постоянством действия ротационных сил Земли, сходством с Байкалом позиции и простирания Чадобецко-Далдыно-Оленёкского и Накынско-Мирнинского линеаментов есть все основания допускать участие трансенсионной геодинамики в их развитии.

Последовательное снижение вязкости в поднимающейся нерасплавленной массе – один из главных факторов, приводящий к фрактальности алмазоносных систем. Вдоль алмазоносных линеаментов Сибири и севера Восточно-Европейской платформы с шагом около 300 км или кратно этой величине намечаются периодически повторяющиеся области с повышенной ролью кимберлитового вулканизма [3]. Эти области, заложенные на глубине, отражаются на поверхности как кимберлитовые алмазоносные районы или суперрайоны.

Фактор периодического размещения кустов кимберлитовых трубок как отражения волновой закономерности появления поднятий (камер, фракталов) в апикальной части поднятой мантийной среды может представлять одну из важных характеристик прогнозно-поисковой модели куста, разработке которой, как отмечал В.И. Ваганов, «уделялось явно недостаточно внимания» [8]. Основание кустов и трубок начинается в виде адвективного вала, перерастающего выше в дайку. Переход трубчатых структур на глубине в дайку отмечался многими исследователями. Последовательно возрастающий вертикальный интервал разуплотнённых флюидизированных масс во время подъёма приводит вверх к волнообразным всплескам (фракталам). Из них при адвекции развиваются трубки. Взрывные растрескивания, венчающие их, свидетельствуют о существенном превышении в них давления флюидного над литостатическим. Как видно из тектонофизических моделей (см. рис. 1, А), не все «всплески» на вершине адвективного вала или дайки заканчиваются трубками. Поэтому расстояние между трубками может составлять величину кратную нескольким шагам. Превращение алмазоносной среды на этапе подъёма в кимберлит позволяет считать алмаз не ксеногенным, а протогенным по отношению к кимберлиту.

Возможность прогноза кустов трубок на основе периодичности их размещения вдоль разломов демонстрирует пример Зимнебережного района Архангельской области. В 2006 г. была опубликована статья [3], в которой предложена схема прогнозных кустов трубок на основе концепции периодического размещения алмазоносных систем через определённый шаг в линеаментах (зонах) близширотного и близмеридионального простираний (рис. 3). В 2007 г. в Зимнебережном и Кепинском полях были обнаружены трубки и силлы [15]. Из трёх трубок, выявленных в Кепинском поле, две

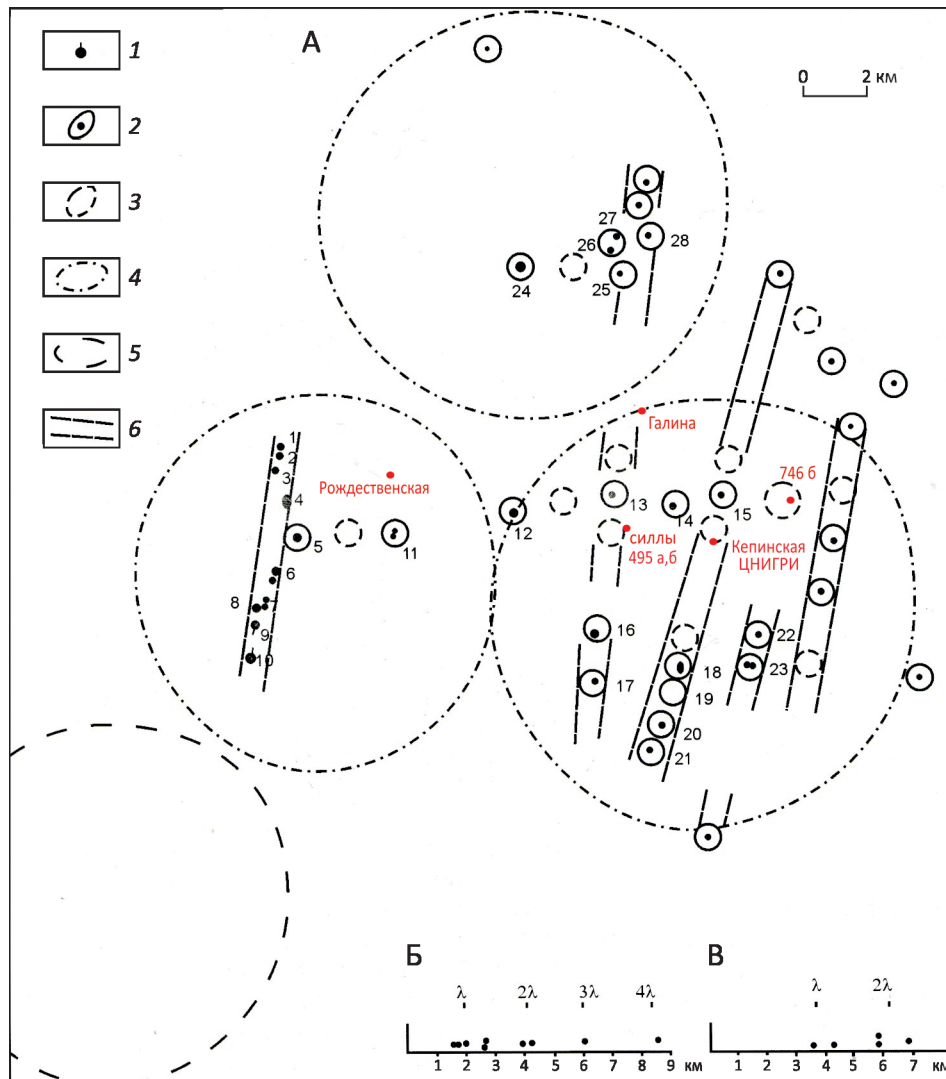


Рис. 3. Размещение кустов и трубок кимберлитов в Зимнебережном алмазоносном районе (А); периодичность кустов, число наблюдений расстояний между их центрами в зонах близмеридионального (Б) и близширотного (В) простирааний:

1 – трубки кимберлитов и родственных им пород; 2 – кусты трубок и предполагаемые проекции питающих глубинных камер; 3 – прогнозируемые кусты; 4 – предполагаемые контуры адвективных поднятий (узлов) мантийных масс перед превращением их в кимберлиты; 5 – контур прогнозируемого узла; 6 – разломные и флексурные зоны, влияющие на адвекцию кимберлитов в виде даек и трубок; λ – размер шага (длина адвективной волны); трубки и их номера: 1 – Первомайская, 2 – Белая, 3 – Кольцовская, 4 – Ломоносовская, 5 – Поморская, 6 – Пионерская, 7 – Карпинская I, 8 – Карпинская II, 9 – Архангельская, 10 – Снегурочка, 11 – Шочинская, 12 – Октябрьская, 13 – Русалка (№ 495), 14 – Победа (№ 406), 15 – Горелая, 16 – Юраская (№ 494+Звездочка), 17 – Ключевая, 18 – Степная (№ 688), 19 – № 693, 20 – № 697, 21 – № 840, 22 – № 695, 23 – № 687, 24 – им. Гриба, 25 – Осетинская, 26 – Майская, 27 – Волчья, 28 – Верхотина; чёрным цветом обозначены известные к 2006 г. трубки, по [1, 16], и прогнозируемые кусты и узлы, по [3], красным цветом – трубки и «силлы», выявленные в 2007 г., по [15]

(№7466 и Кепинская ЦНИГРИ) оказались на территории, соответствующей кустам, прогнозируемым на основе их периодического размещения, а два новых тела, трактуемых в качестве силлов (№495а и 495б), установлены в непосредственной близости от края ещё одного прогнозируемого куста. Аналогичная периодичность размещения кустов характерна для Далдыно-Алакитс-

кого суперрайона Якутии [3]. Эти факты подтверждают правомерность прогноза кустов трубок на основе критерия периодичности их размещения.

Итак, фрактальность алмазоносных систем, периодичность фракталов, обусловленная тектонофизическими причинами, – важнейшие черты структуры минерогенической провинции.

3. В основах прогнозно-минерагенического районирования платформ наряду с традиционными геолого-минералогическими и геофизическими критериями необходимо шире использовать критерии генетические и геодинамические, отражающие, с одной стороны, условия алмазобразования, а с другой, условия доставки мантийной алмазоносной среды к поверхности Земли.

Обсуждая вопросы районирования, направленные на прогноз месторождений, необходимо отметить, что используемая в литературе минерагеническая таксономия алмазоносных территорий несколько отличается от общепринятой металлогенической таксономии, зафиксированной в Геологическом словаре и в работе [17]. В качестве куста рассматривается сближенная серия трубок, обладающих сходным составом [8, 13]. По В.И.Ваганову [8], алмазоносное поле – естественная группировка пространственно сближенных кимберлитовых тел, связанных происхождением с единой вертикальной «стволовой» зоной повышенной проницаемости (флюидно-магматической колонны). Алмазоносный район – естественная группировка пространственно сближенных кимберлитовых полей, приуроченная к пересечению минерагенической зоны с крупными поперечными поднятыми блоками или зонами глубинных разломов. Алмазоносная минерагеническая зона – линейная структура, активизирующая процессы коромантийного энергомассопереноса, длиной до 500–600 км, шириной порядка 50 км. В этих определениях превалирует интерпретация позиции таксона без конкретизации его размера, за исключением последнего. В связи с этим среди известных специалистов в геологии алмаза существуют разногласия. Так, например, одними крупная алмазоносная территория Зимнего Берега в Архангельской области рассматривается в ранге кимберлитового поля, а её Золотицкая группа трубок общей протяжённостью около 14 км – в качестве куста [8]. Другими исследователями та же Золотицкая группа рассматривается как кимберлитовое поле в составе Зимнебережного кимберлитового района [1, 21, 26]. В отличие от кустов изометричной конфигурации Золотицкую группу можно называть зоной или грядой трубок. Им соответствует месторождение им. Ломоносова.

В Якутии в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе Алакит-Мархинскую территорию протяжённостью около 80 км выделяют в качестве одного поля [8, 26]. Такие размеры в таксономии систем рудных месторождений присущи не полям, а районам, объединяющим не менее трёх рудных узлов [2].

Рассмотрение алмазоносной минерагении, входящей в общую зональность платформ, а также районирование в целях прогноза побуждают использовать при этом унифицированные принципы минерагенической таксономии. Двумя основными её принципами, согласно работе [17], являются форма (субизометричная или линейно вытянутая) и размер таксонов. Форма и раз-

мер выбраны не только как требующие своеобразной методики для выявления и анализа таксона, но и как отражающие, с одной стороны, форму конвекции (валообразную или ячеистую), а с другой, последовательно развивающуюся фрактальность систем. В соответствии с этими принципами предлагается развёрнутая схема таксономии с положением в ней главных алмазоносных таксонов (см. таблицу). В глобальном ранге планетарная субпровинция, например Африканская, состоит из множества ячеек, в том числе алмазоносных. В провинциальном ранге минерагенических систем с учётом количества и разного размера ячеистых структур предлагается выделять минерагенические мегапровинции, провинции и субпровинции. Сибирскую платформу одни исследователи [8] относили к металлогенической провинции, а другие выделяли в ней Якутскую алмазоносную минерагеническую провинцию [11]. В соответствии с принципами таблицы последний вариант более приемлем. Западная часть платформы выделится в провинцию Тунгусской синеклизы. Похожее разделение платформы было предложено в работе [14]. Такое разделение оправдано и с точки зрения особого триасового тектономагматического (траппового) развития этой территории, и с позиций проявления фрактальности конвективных геологических систем, подобной разделению надвое ячеек Чёрного моря [4]. Сибирская платформа, таким образом, должна отойти в категорию мегапровинции. На северо-востоке и в центре Европы следует выделить провинции Беломоро-Северодвинскую, а к западу от неё – Висла-Ботническую (Балтийскую с осевым поясом вдоль низовий р. Висла – Ботнический залив). В Северном Казахстане относительно небольшой (0,5–0,6 тыс. км) размер ячеек, осложняющий Казахстанскую провинцию, побуждает отнести её территорию к Тенгизской (по названию озера в центре) субпровинции. Для неё связь особенностей алмазов месторождения Кумды-Коль с геодинамикой затронута в работе [7]. Ранги ячеистых геодинамических и минерагенических систем, их взаимосвязь рассмотрены в работе [4].

Необходимо обратить внимание на то, что при использовании термина провинция в литературе не всегда учитывается принципиальное различие сущности двух её определений «металлогеническая» (или минерагеническая) и «рудноносная». Минерагеническая провинция имеет определённую площадь (сотни тысяч–миллионы квадратных километров), относительно изометричную форму (Геологический словарь) [17]. Рудноносная (или рудная) провинция (например, алмазоносная, золоторудная), используемая в отраслевой геологии полезных ископаемых, не имеет таких строгих ограничений. К рудоносным провинциям относят разные по масштабам территории – от металлогенической провинции, субпровинции, металлогенической зоны [19] до минерагенической области, например, «Архангельская кимберлитовая провинция» в работах ряда

Иерархическая схема минерагенических таксонов полного масштабного ряда соответственно рангам геодинамических систем (в скобках примеры)

Ранг (порядок)	Субизометричные		Линейно вытянутые		Масштабы карт*
	Таксоны	Размер поперечника (км)	Таксоны	Размер длины (км)	
I. Глобальный	Планетарная минерагеническая провинция (Тихого океана, Атлантического океана, Евразийская)	>10 000	Планетарный минерагенический пояс (Западно-Тихоокеанский, Восточно-Тихоокеанский, Средиземноморско-Гималайский)	≥10 000	1:50 000 000 1:10 000 000
	Планетарная минерагеническая субпровинция (Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская)	3 000–7 000	Планетарный минерагенический субпояс (Средиземноморский, Кордильерский, Андийский)	5 000–7 000	
II. Провинциальный	Минерагеническая мегапровинция (Сибирской платформы, Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирская, Анадырско-Верхояно-Колымская,)	2 000–3 000	Минерагенический мегапояс (Усть-Илимск-Нижнеленский, Уральский, Сихотэ-Алиньско-Охотско-Чукотский)	2 000–3 000	Обзорные 1:5 000 000 1:2 500 000 (1:1 000 000)
	Минерагеническая провинция (Беломоро-Северодвинская, Якутская, Тунгусской синеклизы, Казахстанская)	800–2 000	Минерагенический пояс (Кандалакшско-Двинский, Верхоянский, Курильский островодужный, Сихотэ-Алиньский, Алтае-Саянский)	1 000–2 000	
	Минерагеническая субпровинция (Тенгизская Северного Казахстана, Алтае-Саянская, Колымская)	400–600	Минерагенический субпояс или субпровинция (Западно-Саянский, Восточно-Саянский, Енисейского кряжа, Прибалхашский)	400–600	
III. Региональный	Минерагеническая область (Архангельская Зимнего Берега)	~300	Минерагеническая зона	300 и более	Мелкие 1:1 000 000 1:500 000
	Рудный район	~100	Рудная зона	~100	
IV. Очагово-узловой	Магматогенно-рудный узел, кимберлитовое поле	~30			Средние 1:200 000 1:100 000
	Рудное поле			~10	
V. Локальный (камерный)	Месторождение, куст трубок			2–4	Крупные и детальные 1:50 000 1:10 000
VI. Апофизный (мелкий шток)	Рудное тело, залежь, небольшая трубка				
					1:5 000 и крупнее

Примечание. *Масштабы карт: вверху – при выделении, внизу – при анализе таксона.

исследователей. Рудоносную провинцию выделяют и оконтуривают по известным проявлениям полезного ископаемого определённого типа, в том числе перенесённого потоками от коренного источника на значительные расстояния. Рудоносная провинция в большей

мере геолого-экономическая, чем минерагеническая. Минерагеническая провинция для своего выделения и оконтуривания требует анализа факторов, определяющих образование (генезис) полезного ископаемого, их тектонического выражения, что должно учитываться

при прогнозе коренных месторождений. Для отделения минерагенической алмазоносной провинции, в которой присутствуют коренные месторождения, от территорий, где алмазы лишь принесены экзогенными потоками (водными, грязевыми селями, лахарами), необходимо использование фактора геодинамики алмазообразования.

Вопросы выделения и оконтуривания алмазоносной минерагенической провинции в северной части Европы практически не разработаны. Роль субдукции в алмазообразовании по модели тектоники плит применительно к Архангельской территории отмечена О.Г.Сорохтиным [22]. Однако при этом не определено, откуда и куда конкретно погружалась плита. Некоторые особенности геологического строения докембрийских комплексов Фенноскандии, с одной стороны, и геоморфологические особенности территорий, перекрытых фанерозойскими толщами юго-восточнее, с другой, позволяют наметить здесь контуры ячеистой структуры минерагенической алмазоносной провинции, которая определяла позицию субдукционных зон, где росли алмазы.

Архей-раннепротерозойские гранулит-гнейсовые толщи и ассоциирующие с ними зеленокаменные пояса Кольского полуострова и Карелии образуют полуовал, по отношению к которому радиально расположен Кандалакшский подвижный пояс [9, 30]. Полуовал может соответствовать северо-западному замыканию ячеи, тем более, что вдоль подвижного пояса в направлении от Зимнебережной области к Терскому Берегу переходим от кимберлитов к лампроитам и далее к УЩК [14]. К юго-востоку от этой территории, в пределах собственно Восточно-Европейской платформы, фиксируются лишь структуры доставки докембрийских алмазоносных масс среди фанерозойских толщ. О докембрийских структурах можно судить лишь по геофизическим данным, а также по особенностям геоморфологии, обусловленным древней мантийной конвекцией (рис. 4). Внешнему контуру ячеи, вероятно всего, соответствует полоса, проходящая от Карелии к Северным Увалам, далее по Тиману к северу Кольского полуострова. Северные Увалы фиксируют весьма важный структурный элемент Восточно-Европейской платформы, являясь водоразделом бассейнов Белого и Каспийского морей.

Контур намеченной Беломоро-Северодвинской провинции имеет овальную форму. Длинная ось овала протягивается от Кандалакшской губы к юго-востоку вдоль р. Северная Двина. Вдоль оси проходит Кандалакшско-Двинский авлакоген, который фиксируется по рифейским толщам и претерпел активизацию в среднем палеозое [18]. Унаследованность древних структур авлакогена и его северо-восточного борта в более молодых толщах отражается к юго-востоку от Зимнего Берега простиранием долин низких порядков крупных рек Северная Двина, Вашка. Долины высоких поряд-

ков, которые, согласно принципам морфоструктурного анализа, отражают молодые тектонические структуры, в верхнем течении этих рек не подчиняются юго-восточному направлению. То есть геоморфологические признаки дальнейшего продолжения Кандалакшско-Двинского авлакогена к юго-востоку отсутствуют. Однако, на его продолжении, но за пределами провинции, на территории Урала, присутствуют несвойственные Уралу проявления карбонатитов и щелочных интрузивных пород [3].

Если юго-восточная граница рассматриваемой ячеи действительно соответствует границе металлогенической провинции, то позиция приуральской территории с алмазами в россыпях окажется за её пределами. На Урале присутствуют россыпи алмазов, но, несмотря на поиски в течение многих десятилетий, алмазоносных трубок не найдено, вероятнее всего, по причине их отсутствия в природе. Подобная ситуация с такими же типами алмазов может иметь место на территории крайнего севера Якутии.

Сопоставляя позицию авлакогена в контурах Беломоро-Северодвинской провинции с моделью центра конвективной ячеи, можно предположить совпадение его оси с осью восходящей ветви (плюма), куда субдукционные зоны с алмазами с северо-востока и юго-запада на глубине не доходили. Наиболее перспективными с позиций модели являются глубинные зоны, обрамляющие плюм, а на поверхности им соответствуют плечи авлакогена (две ветви пояса): с северо-востока зона, к которой приурочены суперрайоны Зимнего Берега и Терского Берега, а с юго-запада зона, где расположены Нёнокское поле Летнего Берега и Устьянский район (р. Устья в правобережье р. Вага) (см. рис. 4). Последний район обоснованно выделен С.М.Саблуковым с соавторами как особо перспективный [24]. Примечательно, что все упомянутые районы расположены вдоль оси авлакогена с северо-запада на юго-восток через шаг около 300 км: Терский Берег – Зимнебережный и Нёнокский на одной поперечной линии – Устьянский.

Из изложенного следует, что районирование территорий в пределах линеаментов целесообразно проводить на основе их фрактальной структуры с учётом периодического размещения фракталов. Линеаменты, в том интервале по простираанию, где они находятся в пределах минерагенической провинции, представляют собой минерагенические зоны.

Не разработан вопрос о принципе и возможности выделения более крупных, линейно вытянутых таксонов, какими являются алмазоносные минерагенические пояса. Рассмотренный пример Кандалакшско-Двинского авлакогена, состоящего из двух параллельных минерагенических зон, расположенных над глубинными зонами, обрамляющими осевую восходящую часть конвективной системы, а на поверхности соответствующими плечам («перифериям» по Ю.А.Дукардту и Е.И.Борису) авлакогена, показывает, что этот структурный элемент



Рис. 4. Позиция Беломоро-Северодвинской минерагенической провинции и алмазоносных районов:

красные линии: пунктир – приблизительный внешний контур провинции как отражение древней ячеистой конвекции глубинных масс в современной геоморфологии; сплошные – контуры алмазоносных районов: Терского Берега (I), Зимнего Берега (II), Нёнокского (III), Устьянского (IV); штрих-пунктир – оси положительных фаз волн, определивших наиболее интенсивную адвекцию глубинных масс и центры суперрайонов в Кандалакшско-Двинском минерагеническом поясе

можно относить к минерагеническому поясу. Общая ширина Кандалакшско-Двинского пояса, включающего две упомянутые ветви, составляет 250–300 км.

В Якутской провинции подобно таким ветвям могут рассматриваться упомянутые кимберлитоконтролирующие Чадобецко-Далдыно-Оленёкский и Накынско-Мирнинский линеаменты [3]. Расстояние между их осями составляет от 200–250 км на северо-востоке до 350–400 км на юго-западе. С учётом масштабности минерагенических поясов в общей таксономии обе ветви

могут рассматриваться как единый Устьилимск-Нижнеленский минерагенический пояс (см. таблицу). Название поясу дано по географической позиции промежутка между линеаменами на юго-западе у г. Усть-Илимск и низовий р. Лена на северо-востоке.

Таким образом, осевые части минерагенических поясов могут не содержать кимберлитов. Алмазоносные кимберлиты приурочены к боковым частям поясов – минерагеническим зонам, а их наиболее перспективные территории к фракталам – суперрайонам.

Аналогичная ситуация с разными ветвями и периодической повторяемостью в них кимберлитовых районов через расстояние около 300 км имеет место в Западной Африке вдоль «кимберлитоконтролирующих зон» северо-восточного простирания, например, зоны Лукапа и смежной Кунене-Кубанго в 300 км к юго-востоку от неё [25]. Линеаменты рассекают Центрально-Африканскую провинцию, обрамляемую щитами Габон-Камерунским на северо-западе, Бому-Кибалийским на северо-востоке, Угандским и Ангольским на юго-востоке. Западная часть провинции не сохранилась, будучи отрезанной Атлантикой и смещённой вместе с континентом Южной Америки. В связи с этим алмазоносный линеамент Лукапа к юго-западу переходит в неалмазоносный линеамент Китового хребта Атлантики. Продолжением западной, перемещённой части Центрально-Африканской провинции может быть Восточно-Бразильский щит с кимберлитовыми полями Диамантика, Коромандель и расположенный к западу от них пояс карбонатитовых массивов.

Подводя итоги, необходимо отметить следующее. При районировании алмазоносных территорий в прогнозно-поисковых целях необходимо отдельно учитывать структуры алмазообразования, относящиеся к докембрийскому формированию фундамента платформ, и структуры фанерозойской тектонической и тектономагматической активизации, определяющие доставку алмазоносной среды к поверхности Земли.

Критериями для оконтуривания минерагенической провинции могут служить её зональность, обусловленная ячейистой конвекцией (от кимберлитов в центре к лампроитам, далее к карбонатитам и УЩК по периферии), а также зональность популяций алмаза. Дополнительным критерием может быть геоморфологическое выражение древней ячейистой конвекции: депрессии в центре и окаймление поясами возвышенностей.

Россыпи алмазов, имеющие даже промышленное значение, могут находиться за пределами минерагенической провинции, где коренные месторождения отсутствуют. Такая ситуация может иметь место на Урале, в Приуралье и на территории крайнего севера Якутии.

Фактор геодинамики доставки среды алмазообразования к поверхности, определяющий фрактальную структуру линеаментов и периодичность размещения алмазоносных таксонов через определённый шаг, в том числе периодическое размещение кустов трубок вдоль разломов или их гряд, следует включать в прогнозные карты разного масштаба. При этом необходимо иметь в виду, что линеаменты могут выходить за контуры минерагенической провинции, где нет коренных месторождений алмазов.

При прогнозно-минерагеническом районировании платформ требуется чёткое разделение понятий, отражающих генетический и прагматический подходы: минерагеническая провинция и алмазоносная про-

винция. Без тщательного анализа ограничения алмазоносного пространства в глубинах Земли, выделения минерагенической провинции в структуре платформы с использованием комплекса тектонофизических (геодинамических), петрологических, минералогических, геоморфологических факторов мы можем попасть в ситуацию, когда будем безуспешно искать коренные месторождения алмазов на территориях, где их в реальности нет, а присутствуют только россыпи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазоносность кимберлитов и родственных им пород Зимнего Берега / В.А.Ларченко, В.П.Степанов, Г.В.Минченко, И.А.Кечик // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2004. № 2. С. 134–147.
2. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
3. Барышев А.Н. Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20–35.
4. Барышев А.Н. Иерархия конвективных геологических систем и их минерагеническое значение // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 19–27.
5. Барышев А.Н. Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи с геодинамикой Центральной Азии // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 98–108.
6. Барышев А.Н., Хачатрян Г.К. Влияние тектонического поля напряжений на механизм роста, структуру алмаза в связи с общей геодинамикой алмазообразования // Отечественная геология. 2015. № 12. С. 46–60.
7. Барышев А.Н., Хачатрян Г.К. Минерагеническое и геодинамическое значение типов популяций алмаза // Отечественная геология. 2017. № 6. С. 3–13.
8. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: ЗАО «Геоинформарк», 2000.
9. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. / М.В.Минц, А.К.Сулейманов и др. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2010. Т. 1–2.
10. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М.: Недра, 1979.
11. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Контроль кимберлитового вулканизма Якутской алмазоносной провинции палеорифтовыми структурами // Отечественная геология. 1996. № 10. С. 28–34.
12. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж, 2000.
13. Илупин И.П. Кимберлиты Якутии – линейное расположение трубок и вещественный состав // Руды и металлы. 2003. № 5–6. С. 60–68.
14. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз) / А.А.Фролов, А.В.Лапин, А.В.Толстов и др. – М.: НИИ-Природа, 2005.

15. *Новые тела* кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельск): Петрография, прогнозные оценки / О.А.Богатиков, В.А.Ларченко, В.А.Кононова и др. // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 81–85.
16. *О структурном контроле размещения кимберлитовых тел* (на примере Архангельской алмазоносной провинции) / Е.А.Андросов, В.В.Вержак, В.А.Ларченко, Г.В.Минченко // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2005. С. 31–43.
17. *Обзор* понятий и терминов в применении к металлогении / Под ред. Е.Т.Шаталова. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.
18. *Прусакова Н.А.* Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля. // Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. – М.: ЦНИГРИ, 2004.
19. *Российский металлогенический словарь.* – С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.
20. *Ротационные процессы в геологии и физике* / Отв. ред. Е.Е.Милановский. – М.: КамКнига, 2007.
21. *Саблуков С.М.* Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазоносности кимберлитов // Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. – М.: ЦНИГРИ, 1995.
22. *Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.* Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. – М.: Наука, 2004.
23. *Сычева-Михайлова А.М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. – М.: Недра, 1973.
24. *Уникальные перспективы алмазоносности Устьянского района в свете новых геологических данных компании «Архангельские алмазы»* / С.М.Саблуков, Н.С.Ермаков, А.В.Белов и др. // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник докладов VIII Международной научно-практической конференции. – М.: ЦНИГРИ, 2018. С. 143.
25. *Устинов В.Н.* Условия формирования мезозойских и кайнозойских коллекторов алмазов Северо-Восточной Анголы // Отечественная геология. 2017. № 6. С. 40–51.
26. *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н. Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
27. *Хачатрян Г.К.* Азотные и водородные центры в алмазе, их генетическая информативность и значение для решения прогнозно-поисковых задач // Руды и металлы. 2009. С. 73–80.
28. *Хачатрян Г.К.* Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 29–40.
29. *Хачатрян Г.К.* Значение геологических моделей развития алмазоносных систем при оценке возраста алмаза // Руды и металлы. 2017. № 4. С. 112–117.
30. *Geological map of the Fennoscandian shield* / Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia // Main compilers: T.Koistinen, M.B.Stephens, V.Bogachev et al. Helsinki. 2001.
31. *Kaminsky F.V., Khachatryan G.K.* The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centres in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // Lithos. 2004. Vol. 77. Nos. 1–4. P. 255–271.
32. *Kaminsky F.V., Wirth R., Schreiber A.* Carbonatitic inclusions in deep mantle diamond from Juina, Brazil: new minerals in the carbonate-halide association // Journal of the mineralogical association of Canada. 2013. Vol. 51. Part 5. P. 669–688.
33. *Taylor W.R., Milledge H.J.* Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch // Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr. – Novosibirsk, 1995. P. 620–622.

К 100-летию со дня рождения Петра Филипповича Иванкина

29 августа 2018 г. исполнилось 100 лет со дня рождения Петра Филипповича Иванкина – выдающегося ученого и организатора освоения недр России, Казахстана и Узбекистана, доктора геолого-минералогических наук, профессора, Почётного академика МАНР.

Пётр Филиппович Иванкин родился 29 августа 1918 г. в селе Дарственное Курчумского уезда Семипалатинской губернии (Восточно-Казахстанская область Республики Казахстан). В своей автобиографии Пётр Филиппович пишет: «В 1926 г. семья переехала на Кавказ и обосновалась в г. Майкопе. Здесь в 1936 г. я окончил девятилетку и в 1937 г. поступил в Новочеркасский политехнический институт им. С.Орджоникидзе. В 1942 г. с отличием окончил институт и был направлен на Урал, где работал геологом в годы войны и первые послевоенные годы. Был занят разведкой флюсов для Ашинского завода спецсталей, изучением золоторудных и медно-колчеданных месторождений». В 1940-х годах П.Ф.Иванкин участвовал в организации крупных работ по Берёзовскому рудному полю на Урале. С 1946 г., перейдя в систему Академии наук, Пётр Филиппович несколько лет возглавлял исследования по оценке золото-вольфрамовых месторождений Центрального Тянь-Шаня. По одному из месторождений – Кумбельскому – в 1949 г. защитил кандидатскую диссертацию.

В 1949–1963 гг., завоевав признание среди геологической общественности Казахстана, П.Ф.Иванкин руководил комплексом работ по проблеме «Геология и металлогения юго-западного Алтая», сыгравшим большую роль в развитии свинцово-цинковой и медной промышленности Алтая. Этим работам посвящены монографии Петра Филипповича «Полиметаллические месторождения Прииртышья», 1957 г., «Рудные формации Рудного Алтая» (в соавторстве с П.В.Иншиным, В.С.Кузбным), 1961 г. При непосредственном участии П.Ф.Иванкина открыты, разведаны и вовлечены в освоение Иртышское, Новоберёзовское, Глубочанское и другие полиметаллические месторождения, а созданные под его руководством карты прогноза более десяти лет служили основой направления эффективных поисково-разведочных работ на медь и полиметаллы. В 1954 г. П.Ф.Иванкин защитил докторскую диссертацию.

К большому сожалению многочисленных учеников и сторонников П.Ф.Иванкина, рудноалтайский период творческой деятельности его оборвался резко и неожиданно.

В 1964–1970 гг., переехав в Новосибирск, П.Ф.Иванкин организовал и возглавил в СНИИГГИМС отдел по изучению рудных месторождений Сибири. В эти годы им создан цикл работ по теории эндогенного рудообразования, завершившийся опубликованием монографии «Морфология глубокоовскрытых магматических рудных



Пётр Филиппович Иванкин

полей», 1970 г., «Атласа морфоструктур рудных полей цветных, благородных металлов и железа» (в соавторстве с В.Н.Акчуриной и др.) и ряда статей принципиального значения, принесших автору мировую известность.

Под руководством П.Ф.Иванкина успешно завершены крупные коллективные работы по региональным закономерностям размещения рудоносных магматических комплексов юга Западной Сибири и структурам многих промышленных месторождений железа, цветных металлов, золота и ртути. Эти работы нашли признание сибирских геологических управлений и экспедиций. Геологи, занимавшиеся разведкой месторождений, применяя методические приемы, предложенные П.Ф.Иванкиным, определяли тип пучковой



Тува, 1970 г.

структуры рудного поля и в зависимости от этого более целенаправленно вели его погоризонтную разведку. При рассмотрении генеральных подсчётов запасов в ГКЗ на основании тех же критериев оценивались степень разведанности месторождения и возможность приращения запасов за счёт доразведки их глубинных горизонтов. В эти же годы опубликованы оригинальные идеи о глубинном строении складчатых поясов и характере соотношения поверхностных структур земной коры с глубинными.

Когда на киевской конференции «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными» в 1969 г. прозвучали основные постулаты тектоники плит, П.Ф.Иванкин немедленно развернул широкие исследования моделей современных подвижных поясов Земли. Позже появились его публикации в соавторстве с Э.Э.Фотиади и А.П.Щегловым «Модели тектоносферы Тихоокеанского подвижного пояса», 1970 г., «Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов», 1974 г. Вместе с тем к собственно плейтктоническим построениям П.Ф.Иванкин всегда относился настороженно, а в последние годы своей жизни полностью отверг их.

В 1971 г. П.Ф.Иванкин был назначен директором ЦНИГРИ. Этот период его деятельности весьма важен не только научными, но и организационно-методическими разработками. Он возглавлял исследования по проблеме изучения алмазов, опубликовал коллективную монографию и ряд статей по их генезису. Среди генетических типов алмазов различал кимберлитовые, взрывные (при сосредоточенной дегазации мантии в глубинных разломах) и метаморфогенные. Предложил программу сотрудничества двух институтов ЦНИГРИ и КазИМС, в результате на XXV сессии Международного геологического конгресса в 1976 г. прозвучал доклад Г.Р.Бекжанова, П.Ф.Иванкина, В.Н.Любецкого «Методика и результаты комплексного геолого-геофизического изучения глубинного строения рудных районов СССР (на примере Казахстана)».



Собрание сотрудников ЦНИГРИ

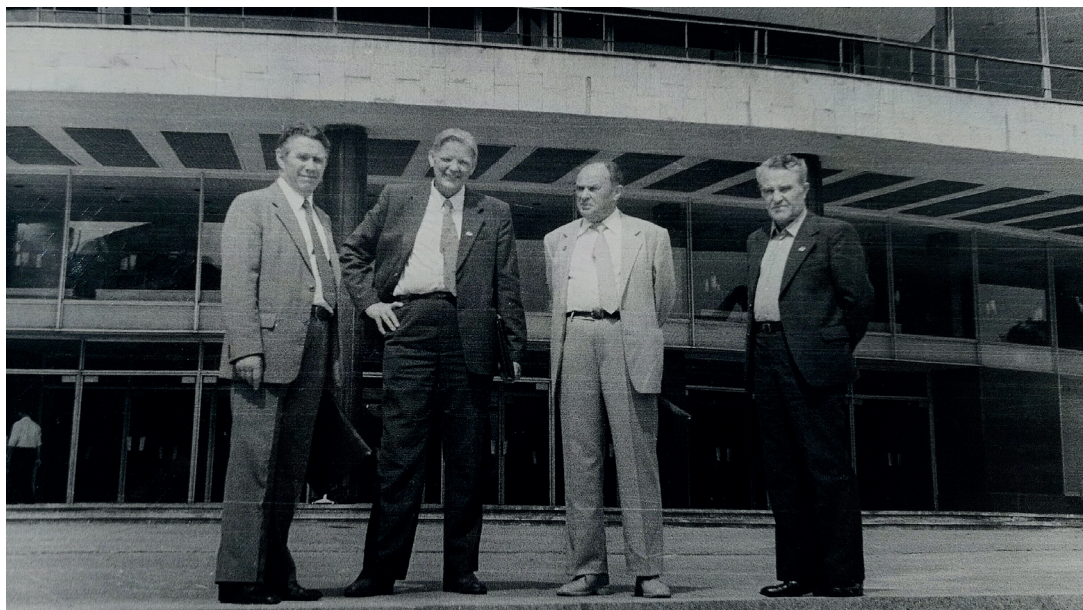


Нуратинские горы. Скальные выходы черных кремней. П.Ф. называл их «пылающий факел углеродистого метасоматоза»

Не менее продуктивными для П.Ф.Иванкина в 1980-е годы были исследования золоторудных месторождений Южного Тянь-Шаня в терригенных углеродсодержащих толщах. В 1984 г. опубликована (в соавторстве с Н.И.Назаровой) статья «Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород». Позднее две монографии (в соавторстве с Н.И.Назаровой) – «Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах», 1988 г., «Методика объёмного картирования золоторудных полей», 1990 г. Разработан принципиально новый подход к изучению рудных формаций, основанный на выделении гетерогенных геолого-металлогенических рядов.

В одной из последних монографий «Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов», 1991 г. и статьях 1990-х годов показана связь между процессами деструкции земной коры и её вещественным преобразованием. П.Ф.Иванкин обосновал качественно разные типы флюидных мантийно-коровых взаимодействий в разных типах геотектонических структур. На этой основе по-новому решена проблема генетической систематизации месторождений полезных ископаемых, выделены несколько рядов их рудных формаций: мантийный ортомагматический, мантийно-коровый магматогенный, внутрикоровый магматогенный, мантийный флюидогенный и др.

Последние новаторские научные разработки Петра Филипповича касаются роли углеродистых веществ в эндогенном рудообразовании, проблемы происхождения нефти и ассоциирующих с нефтяными месторождениями солей, руд цветных и благородных металлов, проблемы генезиса взрывоопасных углей и поиска решений по их отработке, причин электропроводности определённых уровней земной коры и



Среди друзей-красноярцев на VI Международном симпозиуме. г. Тбилиси, сентябрь 1982 г.

многих других. Две монографии, которые П.Ф.Иванкин не успел опубликовать при жизни, вышли (в соавторстве с Н.И.Назаровой) уже в XXI в. – «Глубинная флюидизация земной коры и её роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании», 2002 г., «Флюидно-метасоматические преобразования и рудоносность осадочных толщ Прикаспийского бассейна», 2005 г.

Пётр Филиппович Иванкин был великолепным петрологом. Его книги насыщены описаниями и снимками шлифов, характеристикой последовательности процессов метаморфизма и метасоматоза, преобразовавших исходную породу. Всех геологов, работавших с Петром Филипповичем, поражали его открытость и доброжелательность, искреннее внимание к каждому, кто бы к нему ни обращался. Ему было свойственно особо уважительное отношение к людям, контактировавшим с ним. Ко всем без исключения: и к молодым своим ученикам, и к равным по возрасту, и даже к друзьям он обращался на «Вы» и по имени-отчеству, что подчеркивало внутреннюю интеллигентность и духовность Петра Филипповича. При беседе с ним всегда ощущались высочайшая эрудиция и интеллект. Сотни талантливых молодых людей тянулись к нему и взаимодействовали с ним в совместных работах, в порядке консультаций, в осмотре полевых объектов. Огромной работоспособностью и большой творческой активностью обладал этот физически крепкий человек и разносторонне одарённый учёный. Вся жизнь Петра Филипповича и научная деятельность были отданы исследованиям горнорудных районов Урала, Тянь-Шаня, Рудного Алтая, Сибири, Забайкалья, Юго-западного Тянь-Шаня. Вклад П.Ф.Иванкина в теоретическую и практическую геоло-

гию широко известен и до конца не осмыслен. Ему была присуща способность генерировать научные идеи и новые направления. Остались книги, статьи, доклады, содержащие бесценную информацию, осваивать которую нужно самостоятельно. П.Ф.Иванкиным опубликовано около 300 научных трудов, из них 8 крупных монографий по общим проблемам эндогенного рудообразования, петрографии, структурному анализу, теории морфогенеза, а также работы по теории и практике прогноза и оценки месторождений цветных, редких, благородных металлов и алмазов. Под научным руководством П.Ф.Иванкина более 30 аспирантов и соискателей защитили кандидатские диссертации. Труды его в большинстве своём дают начало новым научным направлениям, тем самым продолжая жизнь учёного в науке. Значительна его роль в жизни геологической общественности – он был членом учёных советов ЦНИГРИ, ВИМС, редколлегий ряда геологических журналов; входил в Национальный комитет геологов СССР. Деятельность Петра Филипповича оценена несколькими правительственными наградами, знаками «Отличник разведки недр», «Почётный разведчик недр» и др.

Имя Петра Филипповича Иванкина – одного из выдающихся геологов-мыслителей второй половины XX в. навсегда вписано в историю отечественной геологии. Память о нём сохранится в сердцах его многочисленных соратников, учеников и друзей.

*Ученый совет
Дирекция
Редколлегия*