

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



2/1999

ISSN 0869-5997

**РАБОТНИКАМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ОРГАНИЗАЦИЙ И ПРЕДПРИЯТИЙ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

ДОРОГИЕ КОЛЛЕГИ, ДРУЗЬЯ!

Министерство природных ресурсов Российской Федерации поздравляет работников геологической службы с профессиональным праздником — ДНЕМ ГЕОЛОГА!

Мы прожили с вами непростой год. Сегодня вновь, в который раз, приходится мобилизовать свои профессиональные навыки и стойкость, инициативность и предприимчивость, использовать все имеющиеся ресурсы и резервы, чтобы стабилизировать ситуацию в геолого-разведочном производстве.

Несмотря на экстремальные условия, вы, верные своему профессиональному долгу и высокой гражданской позиции, продолжаете наращивать минерально-сырьевой потенциал и геологическую изученность страны. Только за последний год открыты десятки месторождений нефти и газа, новые россыпные и коренные месторождения золота, алмазов, других полезных ископаемых, объемы государственного геологического картирования значительно превысили уровень 1991 года.

С вашей работой по геологическому изучению, рациональному использованию и охране недр, развитию и качественному улучшению минерально-сырьевой базы регионов, выявлению новых перспективных районов и месторождений полезных ископаемых напрямую связаны преодоление кризисных явлений в экономике и возрождение России.

Желаю рабочим, инженерно-техническим и научным работникам, служащим геологических предприятий и организаций, всем геологам России доброго здоровья, счастья, успехов в работе и благополучия!

Министр природных ресурсов
Российской Федерации

В.П.ОРЛОВ

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



2/1999

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф. МИГАЧЕВ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э. К. БУРЕНКОВ
В. И. ВАГАНОВ
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
М. М. КОНСТАНТИНОВ
А. И. КРИВЦОВ, зам. главного редактора
Н. К. КУРБАНОВ
Г. А. МАШКОВЦЕВ
В. М. МИНАКОВ
Н. И. НАЗАРОВА, зам. главного редактора
Г. В. ОСТРОУМОВ
В. М. ПИТЕРСКИЙ
В. И. ПЯТНИЦКИЙ
Г. В. РУЧКИН
Ю. Г. САФОНОВ
Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В. И. СТАРОСТИН
И. А. ЧИЖОВА
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ

УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)**

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1999

Редакция: Н. И. Назарова, Г. В. Вавилова
Оригинал-макет — П. А. Сандомирский
Компьютерный набор — В. К. Комарова

Сдано в набор 15.02.99 г.
Подписано в печать 15.04.99
Тираж 350 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная № 1
Печать офсетная

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

© «Руды и металлы», 1999

Прикладная металлогения

Контарь Е.С.
Минерагения чехла восточной окраины
Восточно-Европейской платформы 5

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Смирнова Л.С., Одеров С.И.
Структурная позиция кимберлитов Лесной Гвинеи по материалам космического зондирования 13

Мотов А.П., Артамонова Н.А.
Вертикальная зональность гидротермально-метасоматической системы рудного района 22

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З.
Возраст оруденения и некоторые особенности генезиса скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине 30

Комплексное использование минерального сырья

Шабалин Л.И.
Геолого-технологические типы титаномагнетитовых руд и перспективы их использования в России 37

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Кеворкянц С.С., Прис Г.В., Пятницкий В.И.
К теоретическому обоснованию метода и устройства для индукционного анализа металлоносности песчано-гравийных смесей 49

Куликов Д.А., Куликов А.А.
Влияние крупности золота на определение действительных его содержаний в золото-кварцевой руде Ирокиндинского месторождения в Северном Прибайкалье 57

Applied Metallogeny

Kontar' E.S.
Minerageny of the cover of the East European platform eastern margin

Methods and Methodology of Prediction, Prospecting, Evaluation and Exploration of Mineral Deposits

Serokurov Yu.N., Kalmykov V.D., Smirnova L.S., Oderov S.I.
Structural attitude of kimberlites in Forest Guinea from remote sensing data

Motov A.P., Artamonova N.A.
Vertical zonality of hydrothermal metasomatic system of ore district

Khetchikov L.N., Pakhomova V.A., Gvozdev V.I., Zhuravlev D.Z.
Age of mineralisation and some aspects of genesis of the Vostok-2 skarn-scheelite-sulfide deposit, Central Sikhote-Alin

All-round Utilization of Mineral Products

Shabalin L.I.
Geologic-technological types of titanomagnetite ores and the prospects of utilization of these ores in Russia

Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Kevorkyants S.S., Pris G.V., Pyatnitsky V.I.
On theoretic substantiation of the techniques and equipment for induction analysis of metal content in sand and gravel mixtures

Kulikov D.A., Kulikov A.A.
Effect of gold grain size on determination of true gold grade in gold quartz ore from the Irokinda deposit, North Baikal

Новости, информация*Саблуков С.М.*

7-я Международная кимберлитовая конференция, ЮАР, г. Кейптаун, 12—17 апреля 1998 г.

65

Поздравляем с юбилеем

К семидесятилетию А.Ф.Постельникова

69

Памятные даты*Беспяев Х.А.*

Академик К.И.Сатпаев и минерагения Казахстана — к столетию со дня рождения

70

Памяти И.А. Шувальского

75

News, information*Sablukov S.M.*

The 7-th International Kimberlite Conference, South African Republic, Capetown, April 12—17, 1998

Congratulation

70-th birth anniversary A.F.Postelnikov

Memorable anniversaries*Bespaev H.A.*

Academician K.I.Satpaev and minerageny of Kazakhstan — the 100-th birth anniversary

Memorial to I.A. Shuval'sky



МИНЕРАГЕНИЯ ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.С. Контарь (ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»)

Рассматриваются особенности строения и минерагения чехла прилегающей к Уралу окраины Восточно-Европейской платформы. Охарактеризованы условия размещения месторождений медистых песчаников, стратиформных свинцово-цинковых, железных, марганцевых руд, бокситов, барита, флюорита, фосфоритов. Показаны их парагенетические ассоциации с нефтегазоносными комплексами.

К окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП) отнесены структуры западного склона и осевой зоны Урала. К их числу принадлежат (с запада на восток) собственно окраина платформы, Предуральский прогиб, Западно-Уральская зона линейной складчатости, а также Центрально-Уральское поднятие (включая Башкирский мегантиклинорий). Первые три структуры сложены палеозойскими терригенными и карбонатными образованиями, а Центрально-Уральское поднятие — позднедевонскими терригенными, карбонатными и магматическими комплексами.

Наиболее древним в структурах окраины ВЕП является тараташский комплекс ультраметаморфических пород архея, слагающих одноименный выступ ее фундамента. Он образован двупироксеновыми кристаллическими сланцами, магнетитовыми, графитовыми, кордиеритовыми кварцитами, оливин-бронзитовыми, магнетит-гиперстеновыми породами, гиперстеновыми диорито- и габбро-диорито-гнейсами, амфиболитами.

Стратиграфически выше залегает раннепротерозойский уфалейский комплекс метаморфических пород (амфиболиты, гнейсы, мигматиты). Г.А. Кейльман (1974) считает, что изначально это были вулканы, близкие по составу породам базальт-риолитовой ассоциации палеозойской геосинклинали Урала. Вероятно, та-

кую же первичную природу имеют одновозрастные образования Кожимского и Хобеизского выступов на Приполярном Урале, а также срединных массивов, расположенных среди геосинклинальных палеозойских вулканических поясов восточного склона Урала. Все это позволяет рассматривать блоки раннепротерозойских образований в качестве фрагментов некогда единого зеленокаменного пояса.

Рифейские и вендские отложения входят в состав сложно построенных толщ бурзянской, юрматинской, каратауской, басыргинской, серебрянской, ашинской серий и их аналогов, которые образуют древний платформенный чехол. Рифейские серии характеризуются однотипным внутренним строением, отвечающим трансгрессивным ритмам их накопления. В основаниях серий залегают отложения фалаховой формации (кварцевые и полимиктовые конгломераты, песчаники, кварцитопесчаники), в средних частях — алевролит-аргиллитовой (черносланцевой), в верхних — терригенно-карбостромовой (доломиты, известковистые доломиты, доломитизированные известняки, сидериты, сидеродоломиты, магнезиты). Вендские отложения относятся к терригенно-флишоидной и спарангитовой (тиллиты, ленточные глины) формациям. Рифейские и вендские вулканические комплексы принадлежат к следующим формационным типам: трахибазальтовому (щелочно-оли-

вин-базальтовому), трапповому (представленному двумя разновидностями, одна из которых — базальт-риолитовая, другая — пикрит-эссексит-диабазовая и габбро-диабазовая), щелочно-ультраосновному (с кимберлитами и кимберлитоподобными породами). В разрезах осадочных пород вулканические образования залегают либо согласно, находясь с ними в сложных фациальных взаимоотношениях, либо образуют секущие дайки и силлы. С вулканитами тесно ассоциируют одновозрастные интрузивные образования.

Аналогичные или близкие в формационном и возрастном отношении магматические ассоциации проявлены в более западных районах ВЕП, как близких к Уралу, так и достаточно от него удаленных [3]. К ним, в частности, относятся: в нижнем рифее — трапповая формация (калтасинский комплекс Бирской впадины и пудожгорский в Северо-Западном Прионежье); в среднем — верхнем рифее — трапповая (базальт-долеритовая) формация (волго-уральский, западноонежский, валаамский комплексы, а также смородинский в КМА), трахибазальтовая формация (салминский комплекс Приладожья, полесский Вольно-Оршанской синеклизы, ротайчицкий Белоруссии, Северо-Западной Украины, Юго-Восточной Польши), кимберлитовая формация (кухотсковольский комплекс севера Вольнского поднятия); в венде — нижнем кембрии — щелочно-ультраосновная (с карбонатитами) формация (четлаский комплекс бассейна р. Косью), кимберлитовая формация (карахтинский комплекс Кандалакшско-Онежского авлакогена, зимнебережный Белого моря), трапповая (базальт-долеритовая) формация (войзерский комплекс западной части Онежского п-ова Белого моря) и др.

После перерыва в осадконакоплении, длившегося почти весь кембрийский период, началось формирование палеозойского платформенного чехла. В его основании залегают отложения раннеордовикской (позднекембрийско-раннеордовикской) фалаховой формации (тельпосская свита и ее аналоги). Выше расположены ниже-среднеордовикские песчано-сланцевые отложения (алевролит-аргиллитовая формация), известные главным образом в северных и

приполярных районах Урала (верхняя часть манитанырдской серии, малопайпудинская свита). К этому же возрасту, по данным В.Н. Охотникова (1989), относятся траппоидные комплексы (в вулканическом и интрузивном проявлениях), а также трахибазальты.

Нижнепалеозойский разрез наращивается терригенно-карбонатной (песчаники, известковистые песчаники и сланцы, известняки, доломиты) формацией среднего — верхнего ордовика, выделяемой в объеме щугорской серии. С этими отложениями сопряжены вулканы трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации с магматическими телами граносиенит- и гранит-порфиоров. К силуру и большей части раннего девона относится карбонатная формация. Причем этот возрастной интервал характеризуется весьма слабым проявлением магматизма, если не считать небольших даек диабазов и габбро-диабазов траппового типа.

Средне-верхнепалеозойская часть платформенного чехла также начинается фалаховой формацией. Ей соответствует такатинская свита эмса, широко развитая на всем западном склоне Урала. Примерно такое же стратиграфическое положение занимают трахибазальты аптечногорского комплекса. Далее, вплоть до позднего карбона включительно, происходило накопление карбонатных отложений. Лишь в середине раннего карбона в Кизеловском бассейне формировались терригенные угленосные отложения. Пермские отложения чрезвычайно многообразны и сложны по фациальным и литологическим особенностям. В это время накапливались карбонатные, пестроцветные карбонатно-глинисто-песчано-конгломератовые, терригенно-соленосно-сульфатно-карбонатные и меденосные карбонатно-песчано-глинистые, а также терригенные угленосные толщи. Среди карбонатных отложений палеозоя, начиная со среднего ордовика и до перми включительно, развиты рифовые массивы. В ряде районов палеозойские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения по латерали замещаются существенно терригенными, в том числе углеродисто-сланцевыми комплексами.

В отложениях платформенного чехла расположены многочисленные месторождения и проявления стратиформных свинцово-цинковых руд, медистых песчаников, марганца, железа, барита, флюорита, фосфоритов.

Стратиформные свинцово-цинковые руды встречаются в широком возрастном диапазоне — от раннего рифея до раннего карбона включительно. На нижнерифейском уровне расположены месторождения Медведевской группы, рудопроявления Кувашинское I и II, Бакальские, Южно-Злоказовское и др. Они залегают как среди разнообразных филлитовидных углеродсодержащих сланцев, так и в доломитизированных известняках и доломитах. Оруденение представлено согласными и секущими линзовидными зонами вкрапленности галенита, сфалерита, пирита или гнездами сплошного галенита, достигающими иногда нескольких метров в поперечнике. Почти на всех проявлениях развиты бурые железняки, которые в прошлом, как свинцово-цинковые и баритовые руды, были объектами добычи. Содержания свинца колеблются от сотых долей до 1,8%, цинка от 0,15 до 2,4%, меди от 0,01 до 1%, барита от 10 до 49%.

В среднерифейских терригенно-карбонатных отложениях размещаются Кужинское и Верхне-Аршинское месторождения, Злоказовское, Мойвинское и другие рудопроявления. Полиметаллические и барит-полиметаллические рудные залежи и вкрапленно-гнездово-прожилковые зоны залегают согласно с вмещающими породами. Главные минералы руд — галенит, сфалерит, барит. Содержания полезных компонентов на разных объектах следующие: Pb 1,3—4,8%, Zn 1,45—5,5%, Ag 13—20 г/т, барита до 10%.

Наиболее значительным на верхнерифейском уровне является флюорит-полиметаллическое месторождение Амдерма. Оно представлено согласными и секущими линзами, гнездами и жилами флюоритового и кварц-карбонат-флюоритового составов с сульфидами, залегающими в кристаллических известняках. Содержания CaF_2 составляют 10—90% при преобладающих 15—25%, Pb 0,2%, Zn 0,3—1,11%. Из других объектов на этом уровне следует

отметить Тальменевское, Балтауртовское, Гассельское проявления, образованные вкрапленными зонами галенита и сфалерита в брекчиевидных доломитах, содержащими 0,67—5,52% Pb, 0,02—0,62% Zn и до 0,17% Cu.

Обстановки размещения свинцово-цинковых проявлений в отложениях палеозойского платформенного чехла близки допалеозойским.

В терригенно-карбонатных отложениях среднего — верхнего ордовика локализованы Саурейское месторождение, Орангское, Хадатинское и другие рудопроявления на Полярном Урале, Кожимское и Качамыльское на Приполярном Урале, Бойцовское на Среднем Урале. На Саурейском месторождении средние содержания Pb 5,86%, Zn 0,47%, барита 10%, Ag 30 г/т [13].

Свинцово-цинковые рудопроявления в карбонатных (известняково-доломитовых) отложениях известны также на уровнях верхнего силура — нижнего девона, верхнего девона и нижнего карбона.

На всех палеозойских и допалеозойских объектах присутствуют руды двух морфологических типов. К первому типу относится согласная вкрапленная, струйчато-вкрапленная, линзовидно-вкрапленная минерализация с низкими содержаниями свинца и цинка, как правило, не превышающими первых процентов, ко второму — регенерированные разности, приуроченные к тектоническим зонам, осложняющим согласные залежи. В этих зонах, по существу, формируются рудные столбы, и содержания свинца и цинка здесь резко возрастают, достигая на разных объектах соответственно 4—11% и 6—17%.

Такое многоуровневое размещение свинцово-цинкового оруденения на окраине ВЕП чрезвычайно сходно с размещением месторождений в чехле Северо-Американской платформы. Так, Д.И. Горжевским приводятся данные, согласно которым, в карбонатных отложениях верхнего протерозоя располагаются месторождения района Балмат-Эдуардс, в ордовикских — известные рудные районы Верхнемиссисипской долины и Юго-Восточного Миссури, в девонских — месторождение Пайн-Пойнт, в нижнекаменноугольных — месторождения

рудных районов Три-Стейтс и плато Колорадо (Ледвилская группа).

Медистые песчаники на окраине ВЕП известны на двух стратиграфических уровнях — нижнеордовикском и пермском. В нижнеордовикских терригенных отложениях меденосны индусейские слои аренига, залегающие в средней части манитаньрдской серии. Они представлены красно- и зеленоцветными песчаниками и сланцами с косою и линзовидной слоистостью. Минерализация борнита, халькопирита, ковеллина, куприта, азурита, малахита, самородной меди в виде вкрапленности, налетов, примазок и небольших линзовидных выделений расположена в области перехода от красноцветных песчаников к зеленоцветным и в последних. На наиболее изученных объектах, таких как рудопоявления Саурипейское и Падьягамусюрское (Падьягинское), мощность минерализованных слоев колеблется от долей метра до 30 м. Для них характерны содержания Cu 0,1—9%, Pb около 0,25%, Co до 0,04%, Ag 40—140 г/т [2, 9, 13].

Основной ареал медистых песчаников пермского возраста расположен в Предуралье. Известна меденосность надсоленосных верхнепермских отложений. Оруденение на различных стратиграфических уровнях имеет определенную латеральную зональность. Так, в Пермском Предуралье меденосны отложения шешминского горизонта (верхнеуфимский подъярус), в Башкирском — нижнеказанские; в Оренбургском — верхнеказанские и татарские, а в Актюбинском, кроме того, меденосны и нижнетриасовые отложения.

Продуктивные пестроцветные образования представлены сложно переслаиваемыми красно- и сероцветными песчаниками, конгломератами, аргиллитами, алевролитами, мергелями, известняками. Оруденение встречается во всех литологических разностях меденосных толщ. Сероцветным образованиям свойственны наличие примеси как диспергированного, так и углефицированного органического вещества, прослоев бурых углей, загипсованность, особенно при переходе к красноцветам.

Рудные скопления имеют ленто-, линзо- и лепешковидную форму, длину от первых десятков метров до 1,5 км, ширину от первых метров до 150, редко 400 м, мощ-

ность 0,1—8 м. Они залегают в интервале от поверхности до глубин 60—80 м и часто расположены на нескольких гипсометрических уровнях, разделенных безрудными или слабо минерализованными породами. Обычно наиболее высокие содержания меди (до 12%) отмечаются в конгломератах; в песчаниках они составляют 2—2,5%, в мергелях и глинистых сланцах 2—4%, в известняках до 1,5%. Средние же содержания меди, как правило, не превышают 1,5—2%.

Основные рудные минералы — халькозин, борнит, халькопирит, пирит; в зонах окисления развиты ковеллин, куприт, тенорит, малахит, азурит, самородная медь, фольбортит, самородная сера. Помимо меди, в медистых песчаниках присутствуют также ванадий (до 1%), серебро (до 100 г/т), золото (до 2 г/т), свинец и цинк (до 2—3%), кадмий, германий, селен, теллур, кобальт, рений в количествах, допускающих их попутное извлечение. В рудах Карагалинского месторождения (Оренбургская область) установлены высокие содержания (г/т) Pd — 6,29, Rh — 6,37, Ru — 49 [12], сопоставимые с концентрациями платиноидов в месторождениях польского цехштейна [15].

Медистые песчаники Предуралья разновозрастны с крупными рудными скоплениями Предсудетско-Мансфельдского региона Центральной Европы. Литология и фации отложений красного лежня и цехштейна и предуральских меденосных пород также сопоставимы. Зона промышленных руд с содержанием меди более 1% и средней мощностью около 2 м (пределы колебаний 0,3—11,2 м) приурочена к стратиграфическому контакту красного лежня и цехштейна. В отложениях цехштейна расположены надрудная забалансовая зона (содержания Cu 0,3—0,9%) и верхняя зона малых концентраций (Cu до 0,3%). Аналогичные подрудные зоны развиты локально. Главный рудоносный уровень залегает ниже соленосных отложений. Поэтому представляется вероятным, что основные меденосные горизонты Предуралья, которые находятся выше эвапоритовых толщ кунгурского яруса и соликамского горизонта, могут быть сопоставлены с надрудной забалансовой зоной нижнего цехштейна. Зоне промышленных руд Предсудетско-Мансфельдской меденосной облас-

ти в Предуралье могут отвечать нижняя часть уфимского яруса P_2 , кунгурский и артинский ярусы P_1 , где развиты известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты и мощные толщи солей. Поскольку продуктивный уровень в Предсудетско-Мансфельдской области расположен под солями, можно допустить, что и в Предуралье благоприятны подсоленосные или фланговые соленосные отложения [4].

Марганцевые и железо-марганцевые руды также расположены на нескольких стратиграфических уровнях [5]. Самый нижний из них относится к клыкчанской свите верхнего рифея, сложенной марганцевистыми (Mn до 3%) доломитами. На них развиты мощные коры выветривания, в которых залегают землисто-сажистые (Mn 15—23%, Fe 14—19%, Mn:Fe 1:1—1,5:1), конкреционные (Mn 41—61%, Fe не более 4%) руды и марганцевистые бурые железняки (Mn 2—46%, Fe 4—47%, Mn:Fe 1:3—1:1), образующие Бисерскую группу рудопроявлений и мелких месторождений. В конкреционных рудах, сложенных преимущественно пирролюзитом, не исключено наличие пероксидных разностей.

В терригенно-карбонатных отложениях среднего — верхнего ордовика размещены Парнокское, Верхне- и Нижне-Чувальское месторождения железо-марганцевых руд. Парнокское месторождение [14] в настоящее время считается наиболее значительным марганцеворудным объектом Урала. Оно сложено чередующимися пластами карбонатных, силикатно-карбонатных марганцевых и магнетитовых руд, согласно залегающих во вмещающих отложениях. Карбонатные руды содержат в среднем 24% марганца. В коре выветривания развиты богатые окисленные, существенно пирролюзитовые, в том числе пероксидные, руды. Среднее содержание марганца в богатых окисленных рудах 30,5% (при колебаниях содержаний от 15 до 57%).

К серегуловскому позднеурнейскому марганцевому горизонту приурочена Шигрьшская группа рудопроявлений. Здесь развиты в основном маломощные (не более 1,5 м) прослои кремнисто-карбонатных руд, содержащих в среднем около 15% MnO; в верхних горизонтах зоны окисления содержания MnO₂ достигают 45—53%.

В сульфатно-карбонатных отложениях филипповского горизонта кунгурского яруса нижней перми залегают марганцевистые известняки Улутелякского месторождения со средним содержанием марганца около 9%. Ареал этих отложений, в которых установлены рудопроявления с 12—17% марганца, охватывает обширные территории Предуралья.

Помимо названных стратиграфических уровней, марганценосность известна также в верхнедевонских (в том числе доманиковских), средне- и верхнекаменноугольных отложениях. Все эти данные свидетельствуют о широкой региональной марганценосности окраины ВЕП, где при благоприятных условиях могут быть обнаружены промышленные объекты.

Железные руды Пашийской группы месторождений залегают в разрезе одноименной свиты живетского яруса среднего девона, сложенной разнозернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, песчанистыми глинами, алевролитами, аргиллитами [1]. Среди железных руд установлены оолитовые и конгломератовые красные железняки, сидеритовые, сидерит-шамозитовые разности и железистые песчаники. Оолитовые руды содержат 29—50% валового железа, конгломератовые — около 50%, сидерит-шамозитовые — 43%. Во всех разновидностях железных руд отмечается 6,5—11% Al₂O₃. Ниже железорудного залегают бокситоносный горизонт, бокситы, аллиты и сиалиты которого сложены оолитовыми и яшмовидными диаспор-гематит-лептохлоритовыми образованиями и связаны постепенными взаимопереходами. Бокситы содержат около 50% глинозема.

Бокситы. Помимо пашийских бокситов живетского возраста, на окраине ВЕП выявлены также месторождения и рудопроявления бокситов эйфельского и франского возраста. Проявления эйфельских бокситов ограничены и по качеству они не уступают месторождениям Северо-Уральского района. На франском уровне расположены многочисленные месторождения Южно-Уральского бокситового района, залегающие в карбонатных отложениях орловской свиты. Содержание глинозема в рудах этих месторождений 48—53%.

К верхнедевонским и нижнекаменноугольным карбонатным и терригенно-карбонатным отложениям приурочены месторождения Тиманской бокситовой провинции.

Флюорит. Кроме упоминавшегося флюорит-полиметаллического месторождения Амдерма, плавигошпатовая минерализация на окраине ВЕП выявлена также в нижнерифейских, средне-верхнекаменноугольных и пермских отложениях. В карбонатных породах нижнего рифея расположено Суранское месторождение. Оно представлено жилами и зонами прожилково-вкрапленного оруденения, содержащими 40—45% CaF_2 [7]. Не исключено, что такая морфология рудных тел обусловлена постседиментационными преобразованиями первично-осадочного ратовкита. Карбонатно-глинисто-соленосные отложения среднего — верхнего карбона и перми содержат значительное количество проявлений ратовкита с CaF_2 , составляющим 1,3—25,2%. Флюоритовая минерализация известна также на Улутелякском месторождении марганцовистых известняков [6].

Бариты. Наряду с баритовыми рудами в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях (Кужинское, Саурейское, Медведевское), в регионе обнаружены и собственно баритовые объекты [2]. Они относятся главным образом к районам Полярного Урала, размещены на двух стратиграфических уровнях и также стратиформны.

В кремнисто-сланцевых отложениях пагинской свиты среднего — верхнего девона расположены баритовые залежи месторождений Хойлинской группы. По количественным соотношениям барита, карбонатов и кварца среди руд выделяются существенно баритовые, кальцит-баритовые, кварц-баритовые и смешанные разновидности. Среднее содержание BaSO_4 на Хойлинском месторождении 82,3%, на Малохойлинском — 45,9%, на Пальникском — 28—58%. Терригенно-карбонатные отложения яйюской свиты нижнего — среднего карбона содержат залежи Собской группы месторождений и рудопроявлений. Руды этих объектов имеют карбонатно-целестин-баритовый состав. Содержание BaSO_4 в них колеблется от 11,5 до 32%, а SrSO_4 — от долей процента до 52,4%.

Фосфориты. Промышленные скопления фосфоритов локализованы в отложениях нижнего — среднего ордовика и перми. В углеродисто-алевролит-песчаниковых отложениях нижнего — среднего ордовика [2, 13] пласты микрозернистых (афанитовых) фосфоритов Софроновского месторождения (Полярный Урал) содержат 4—20,4% (в среднем 7,5%) P_2O_5 . В коре выветривания содержания P_2O_5 повышаются до 30%. К карбонатным отложениям сакмарского и артинского ярусов нижней перми на Южном Урале приурочены Селеуское, Ашинское и Симское месторождения пластовых фосфоритов, содержащих 9—26,8% P_2O_5 [1].

Кроме того, разномасштабные фосфатопроявления известны на разных уровнях верхнедевонского и палеозойского разрезов платформенного чехла. Наиболее значительны из них желваковые (конкреционные) фосфориты в углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцах нижнего силура (P_2O_5 18—20%) и микрозернистые (афанитовые) в аналогичных по составу отложениях харотской свиты силура — нижнего девона; в последних содержания P_2O_5 составляют 6—20%.

Важная особенность размещения охарактеризованных стратиформных месторождений окраины ВЕП — их пространственная приуроченность к краевым частям крупных нефтегазоносных провинций, а также структурно-парагенетическая и стратиграфическая сопряженность с нефтематеринскими и эвапоритовыми формациями. Проблема структурно-парагенетических соотношений процессов рудо- и нефтидогенеза, способствующих образованию промышленно важных стратиформных месторождений цветных и черных металлов, в последние годы обсуждается многими исследователями [10, 11, 16 и др.]. Решающая роль в данных процессах отводится сложному функционированию геогидродинамических систем платформенных нефтегазоносных и солеродных осадочных бассейнов. Согласно этой концепции, рудные месторождения приурочены к так называемым аконсервационным зонам бассейнов, представляющим собой области восходящей разгрузки подземных вод в их периферических частях. Предполагается,

что по такой модели были сформированы оолитовые железные руды Керченско-Таманского бассейна, олигоценовые сидерит-лептохлорит-гидрогётитовые руды Приаралья, марганцевые руды Южно-Украинского олигоценового бассейна, Мангышлака, свинцово-цинковые руды Северо-Американской платформы, Каратау, Верхней Силезии, Туркмении, медистые песчаники Центрально-Европейской меденосной области, Мангышлака и ряда других провинций.

Для Украины ВЕП эта проблема изучена при анализе условий размещения свинцово-цинковых проявлений, медистых песчаников и осадочных марганцевых руд [4, 5]. На рассматриваемой территории расположены две крупные нефтегазоносные провинции — Тимано-Печорская и Волго-Уральская.

В Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции месторождения концентрируются вблизи ее западной и восточной аконсервационных зон. К западной зоне приурочены бокситы Тимана, стратиграфически сопряженные с семилукско-турнейским (франско-турнейским) карбонатным нефтегазоносным комплексом. Спектр месторождений, находящихся в сфере влияния восточной аконсервационной зоны этой нефтегазоносной провинции, более обширен. С ордовикско-силурийско-раннедевонским карбонатным нефтегазоносным комплексом ассоциируют свинцово-цинковые, железо-марганцевые руды, фосфориты. Среднедевонско-раннефранскому терригенному нефтегазоносному комплексу отвечают баритовые залежи Хойлинской группы месторождений. К визейскому терригенному и среднекаменноугольному карбонатному нефтегазоносным комплексам приурочены целестин-баритовые руды Собской группы месторождений.

В Волго-Уральской нефтегазоносной провинции также известно несколько разновозрастных нефтегазоносных комплексов, с которыми структурно, стратиграфически и парагенетически связаны определенные месторождения, приуроченные к ее восточной аконсервационной зоне. На уровне эйфель-кыновского (эйфель-живетского) карбонатного нефтегазоносного комплекса расположены железные руды

пашийского типа и бокситы. Причем, как отмечалось, в нижней части рудоносного горизонта залегают бокситы, а в верхней — железные руды. С учетом повышенной марганценосности доманиковых отложений выстраивается довольно стройная картина геохимического поведения триады Al-Fe-Mn (по Н.М. Страхову). Саргаево-кизеловскому карбонатному нефтегазоносному комплексу, охватывающему стратиграфический интервал от верхнего девона до кровли турнейского яруса, соответствуют свинцово-цинковые и марганцевые рудопроявления в карбонатных отложениях. К подольско-филипповскому карбонатному и позднекаменноугольно-соликамскому карбонатно-глинисто-сульфатно-соленосному комплексам приурочены месторождения и проявления медистых песчаников, марганцевистых известняков, флюорита, фосфоритов. В непосредственной близости от Улутелякского месторождения в девонских отложениях установлены промышленные скопления нефти; при разбуривании этого объекта, вмещающие породы которого битуминозны, наблюдались выбросы углеводородных газов [6].

Близкие условия формирования присутствуют также рифейским терригенно-карбостромовым комплексам со стратиформными барит-свинцово-цинковыми и флюоритовыми рудами. По мнению В.П. Парначева (1987), верхнедокембрийские отложения накапливались в эвапоритовом бассейне с высокой степенью осолонения. Изотопный состав кислорода сульфатов, серы сульфидов и сульфатов из руд рифейских барит-полиметаллических месторождений и вмещающих пород, изученный Т.И. Широковой (1992), свидетельствует об их сингенетичности.

Приведенный обзор показывает, сколь значителен и многообразен минерагенический потенциал чехла восточной окраины ВЕП, представляющей собой, по сути, часть обширного Предуральского осадочного бассейна. Причем автором не рассмотрены такие давно и хорошо известные объекты, как нижнерифейские сидериты и магнезиты, среднерифейские ильменит-титаномагнетитовые руды в базитах формации расслоенных габбро-гранитных интрузий, высокоглиноземистые хромиты сарановского типа

в расслоенных перидотит-пироксенитовых интрузиях, редкометалльно-редкоземельные с молибденом руды, связанные с вендскими трахиандезитобазальтами, а также крупные скопления солей, углей, углеводородного сырья и т. д.

Развитие в верхнедокембрийских и палеозойских отложениях углеродистых (черносланцевых) комплексов создает благоприятные обстановки для формирования золото-платиновой минерализации, признаки которой подтверждаются проведенными исследованиями [8].

Дальнейшее изучение минерально-сырьевого потенциала окраины ВЕП должно стать одним из приоритетных направлений геологоразведочных работ в этой структуре в начале следующего тысячелетия. Представляются целесообразными разработка и реализация целевой программы геологоразведочных и научно-исследовательских работ, предусматривающей широкий спектр исследований — от геологического доизучения м-бов 1:200 000 и 1:50 000, проведения поисковых работ на подготовленных для этой цели перспективных площадях и участках до разработки комплексных геолого-генетических моделей рудных объектов с учетом их парагенетических связей с нефтегазоносными и эвапоритовыми образованиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР. Т. XII. — М.: Недра, 1973.
2. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала /Я.Э. Юдович, М.А. Шишкин, Н.В. Лютиков и др. — Сыктывкар: Пролог, 1998.
3. История развития и минерализации чехла Русской платформы /Под ред. Ю.Г. Старицкого. — Л.: Недра, 1981.
4. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. — Екатеринбург: Уралгеолком, 1997.
5. Контарь Е.С., Савельева К.П. Марганценосность Урала //Геология и металлогения Урала. Екатеринбург, 1998. Кн. 1. С. 148—160.
6. Макушин А.А. О генезисе марганцевого оруденения среди отложений нижнепермской галогенной формации Башкирского Предуралья //Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 3. С. 683—686.
7. Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан /Б.Д. Магадеев, А.И. Грешилов, К.В. Антонов и др. //Минеральные ресурсы России. 1997. № 6. С. 15—20.
8. О новом типе благороднометалльной минерализации на западном склоне Южного Урала /С.Г. Ковалев, В.И. Сначев, И.В. Высоцкий и др. //Руды и металлы. 1997. № 6. С. 27—32.
9. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия /Б.Я. Дембовский, З.П. Дембовская, М.Л. Ключкина и др. — Свердловск: УрО АН СССР, 1980.
10. Павлов Д.И., Карцев А.А. Зоны катагенной разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов и осадочный рудогенез //Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 2. С. 122—132.
11. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов /Под ред. Д.И. Горжевского и Д.И. Павлова. — М.: Недра, 1990.
12. Полуаршинов Г.П., Константинов В.М. О новых типах платиноидного оруденения //Минеральные ресурсы России. 1994. № 4. С. 20—23.
13. Полярный Урал — новая минерально-сырьевая база России. — Тюмень: Изд-во Тюменского гос. ун-та, 1997.
14. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) //Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 5. С. 445—456.
15. Kucha H. Platinum-Group Metals in the Zechstein Copper Deposits, Poland // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. N 6. P. 1578—1591.
16. Sverjensky D.A. Oil Field Brines — as Ore-Forming Solutions //Econ. Geol. 1984. Vol. 79. P. 23—35.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 551.243:552.323.6:550.814

© Коллектив авторов, 1999

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ ЛЕСНОЙ ГВИНЕИ ПО МАТЕРИАЛАМ КОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

**Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков, Л.С. Смирнова, С.И. Одерев
(ТОО «ЮНЕГЕО»)**

Рассмотрены особенности структурной позиции кимберлитов Лесной Гвинеи на основе анализа материалов космического зондирования территории среднего и высокого разрешения. Выделены разноранговые структуры, обеспечившие, по мнению авторов, миграцию алмазосодержащих пород к поверхности и локализацию здесь таксонов в рангах алмазоносные «район», «поле» и «куст». Выполнено прогнозное ранжирование всей территории Лесной Гвинеи и отдельных ее участков в отношении перспектив поисков новых алмазоносных участков.

Проявления кимберлитового магматизма на западе Африки сгруппированы в трех районах — Сефаду (Сьерра-Леоне), Лесная Гвинея и Кинеебы (Мали). Их особенность — размещение в пределах Либерийского щита, который на уровне современного эрозионного среза сложен преимущественно архейскими и протерозойскими образованиями, лишенными фанерозойского осадочного покрова. В связи с этим несомненный интерес представляют изучение позиции уже известных кимберлитов методами дистанционного зондирования из космоса, позволяющее выявить новые, ранее неизвестные факторы контроля алмазоносных узлов, и прогноз на этой основе новых перспективных площадей.

Нами проведен анализ космических снимков среднего и высокого разрешения, полученных с российских и французских спутников Земли на район Лесной Гвинеи. Алмазы здесь впервые были обнаружены в аллювиальных россыпях в 30-х годах нашего столетия, а в 60-е годы были открыты содержащие их кимберлитовые дайки (более 50), а также изометричные тела (более

20), которые по традиции названы трубками [1—4].

Изучаемая территория расположена в пределах Гвинейской возвышенности, осложненной отдельными массивами и узкими хребтами, пересекающими ее в меридиональном направлении. Особенность рельефа — его повсеместно денудационный характер, связанный с устойчивым неотектоническим поднятием. Хорошо развита система постоянных и временных водотоков. Наиболее дробное и интенсивное расчленение отмечено в южной части территории, приближенной к Атлантическому океану, что обусловлено более низким базисом ее эрозии. На облик рельефа влияет и геологический субстрат, на котором он развивался: плоскохолмистый на гранитоидах, холмисто-увалистый и холмисто-грядовый на метаморфических породах, грядовый и платообразный на долеритах. Ландшафты тропического леса сохранились лишь в труднодоступных горных районах и заповедниках, а на остальной территории преобладает растительность саванного типа.

Геологическим фоном, в пределах которого локализованы мезозойские алмазонос-

ные кимберлиты, служат архей-протерозойские образования. К архейской группе отнесены глубоко метаморфизованные породы, подвергшиеся интенсивной гранитизации. В нижней толще (серии Касила и Дабола) преобладают гнейсы, гранитогнейсы, гранулиты и сланцы, пронизанные жилами кварца, лейкократовых гранитов, мусковитовых или биотитовых пегматитов, дайками долеритов. Верхнюю толщу (серия Симанду) формируют кварциты, амфиболиты и различные сланцы. Магнетит-кварцевая пачка этой серии образует осевую часть меридионально простирающегося хребта Симанду. Магматизм этого возраста представлен ортопородами основного (βA_1) и ультраосновного (σA_1) состава, превратившимися затем в пироксеновые амфиболиты, пироксен-амфиболитовые гнейсы, тальковые и серпентинитовые сланцы.

В позднеархейское время процессы ультраметаморфизма привели к гранитизации нижнеархейских пород и образованию метасоматических гранитоидов (γA_2). Внедрились тела интрузивно-анатектических гранитов ($\gamma_1 A_2$) в виде небольших массивов. Сформировалась густая сеть пегматитовых и кварцевых жил, несущих золотое и редкометальное оруденение. Структурный план архейских образований, прослеженный по простираанию останцов и ксенолитов, реликтовым текстурам и ориентировкам порфиробласт в метасоматических гранитах, преимущественно субмеридиональный. Гранитизированные глыбы разделены мобильными зонами, представленными менее гранитизированными породами раннего архея, смятыми в крутые складки.

Протерозойская группа объединяет не подвергшиеся интенсивной гранитизации породы — сланцы, кварциты, пироксен-плагиоклазовые порфириты, спилиты и туфы, песчаники, конгломераты, известковистые породы и туффиты, лавы различного состава.

Наиболее распространена серия Барим (PR_{1br}), нижняя часть которой сложена преимущественно осадочными, а верхняя — эффузивно-осадочными (зеленокаменными) породами. Общее направление структур субмеридиональное с отклонениями $20-30^\circ$, угол падения слоев от 80° до

40° . Синхронно с формированием толщи внедрились крупные ($1500-3200 \text{ км}^2$) субвулканические интрузии среднего и основного состава (андезиты, диабазы, габбро), а также мелкие ($1-2 \text{ км}^2$) ультраосновные массивы. Позднее внедрились гранитоидные интрузии, в процессе становления которых возникли ореолы кварцевых и кварц-турмалиновых жил, богатых сульфидами и золотом. Нижнепротерозойские образования слагают прерывистую зону в центре региона, ориентированную в меридиональном — северо-восточном направлении. Среднепротерозойские песчаники и конгломераты серии Лекаро (PR_2) локализованы в северо-западной части хребта Симанду, имеют северо-западное ($340-350^\circ$) простираение и крутое ($40-60^\circ$) падение. Верхнепротерозойская свита песчаников из-за малой мощности ($100-150 \text{ м}$) и почти горизонтального залегания относится к платформенным образованиям.

Протерозойский магматизм проявлен сериями малых интрузий гранит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров, с которыми связано золотое оруденение.

Палеозойские отложения полностью отсутствуют. Крупные тектонические события раннего мезозоя оставили след в виде покровов, силлов и даек основного состава (долериты). Первые занимают площади от сотен до тысяч квадратных километров, их мощность колеблется от 1 до 150 м. Дайки имеют протяженность от десятков метров до первых километров, мощность $0,2-6 \text{ м}$. Отмечены их северо-западные, субширотные и северо-восточные простираения.

Внедрение кимберлитов относится к позднемезозойскому времени, когда произошел раскол Гондваны и началось расхождение материков. В основном они представлены дайками мощностью от нескольких сантиметров до 2 м. Это тонкие, часто выклинивающиеся извилистые тела с небольшими раздувами и пережимами, образующие мелкосетчатый рисунок в дробленых гранитах, с типично зональным строением (в центре однородная мелкозернистая, в зальбандах — черно-коричневая масса со следами течения, крупными кристаллами пикроильменита, зернами полевых шпатов, кварца, ксенолитами вмещающих пород).

Отдельные дайки простираются на 50—200 м. Часто они группируются в зоны, прослеженные на расстояния до 15 км. В местах пересечения даек разломами обнаружены изометричные, иногда слегка удлиненные расширения кимберлитов площадью от нескольких метров до тысяч квадратных метров. По мнению Б.М. Михайлова [3], они возникли не в результате взрыва, а при заполнении расплавом пустот и трещин, образующихся в процессе тектонических подвижек. Подавляющее большинство ксенолитов в телах представлено вмещающими их породами.

Проявления кимберлитового магматизма в Лесной Гвинее объединены в несколько узлов [2—4]. Фенарийский узел содержит дайки сложной конфигурации мощностью 0,2—2 м и протяженностью до 500 м. Узел Бананкоро объединяет около 10 даек, прослеженных на 200—250 м, пять тел диаметром до 400 м. Узел Феруба представлен десятками мелких тел, образующих штокверк. Узел Бунуду включает до 20 даек, локализованных в трех зонах, а также тело «Дружба», которое представляет собой сложное образование в виде изогнутого эллипса размером 170—50 м. Узел Макона в верховьях рек Макона, Дофе и Уау содержит дайки и тела диаметром до 200 м, локализованные в двух зонах. Из-за развития на всей территории мощных (десятки метров) кор выветривания дайки и тела кимберлитов на современной поверхности практически не проявляются.

В качестве факторов структурного контроля кимберлитов в литературе рассматриваются зоны нарушений различного простирания (по М. Бардэ (1956), — это разломы с простиранием 50, 85 и 130°, по Б.И. Зубареву и др. (1963), — зоны разломов с простиранием 325 и 70°). Отмечается, что в пределах узлов простирание кимберлитовых даек и жил часто не совпадает с таковым основных зон разломов.

На изучаемой территории традиционными методами установлено множество тектонических нарушений, среди которых различают разломы древние, Гондваны и молодые [3]. К древним относят ортогональную систему трещин, приуроченную преимущественно к выходам архейских пород. Это зоны дробления шириной

5—20 км, сопровождающиеся щелочным и кремниевым метасоматозом, кварцевыми и пегматитовыми жилами. К разломам Гондваны принадлежат северо-восточные и северо-западные зоны шириной 20—60 км, сформированные в период раскола материков в мезозое. К молодым относят все прочие разноориентированные разломы, часто унаследованно развивающиеся по более древним. Амплитуды перемещений по ним достигают десятков — сотен метров. В отношении минерализации они, как правило, «сухие».

Таким образом, можно констатировать следующее: а) в геоморфологическом плане территория благоприятна для дистанционного структурного анализа вследствие своей хорошей обнаженности и достаточной проработанности рельефа; б) в ландшафтно-климатическом отношении осложняющим анализ фактором является практически повсеместное развитие мощных кор выветривания и железистой кирасы, бронирующих и маскирующих разновозрастные отложения; в) алмазы связаны преимущественно с верхнемезозойскими кимберлитами, гнездами в виде мелких даек и изометричных тел локализованными в раме архей-протерозойских пород; г) на современном геологическом уровне могут быть вскрыты подводящие каналы и корневые части кимберлитовых тел, так как посткимберлитовый срез оценивается [2] почти в 800 м; д) россыпи алмазов формируются за счет размыва кимберлитовых тел и расположены недалеко от коренных источников.

Основная задача дешифрирования космических снимков в этих условиях — выделение всех тектонических нарушений, возникших в различные периоды развития территории. На сводной розе-диаграмме простираний линеаментов на площади обозначилось несколько генеральных направлений нарушений, сгруппированных в тектонопары. Наиболее крупная система составлена нарушениями северо-северо-западного (345°) и восточно-северо-восточного (75°) простираний. Второй по значимости является система из северо-западных (305°) и северо-восточного линеаментов (35°). Достаточно широко распространены нарушения северо-северо-восточного (15°) простирания. Значительная часть наруше-

ний этих систем относится к крупным тектоническим ансамблям, охарактеризовать которые можно лишь при анализе более обширных площадей.

Крупнейшим из этих ансамблей является Южноамериканско-Африканская радиально-концентрическая система, выделенная нами при изучении космических снимков малого разрешения и данных спутниковой гравиметрической съемки Земли. Полностью реконструировать систему позволило приведение Южно-Американского и Африканского континентов в положение, предшествующее их расколу и расхождению в мезозое. Система образована рядом концентрических зон, расходящихся с определенным шагом от центра когда-то единого континента, а также радиальных зон протяженностью сотни и тысячи километров. Они хорошо коррелируются с известными на современных континентах рифтами, зонами глубинных разломов, поясами разновозрастной складчатости и представляют собой масштабные нарушения объемной геологической среды, которые в верхних частях коры проявляются разрывами, зонами дробления и смятия, системами блоковых подвижек, участками скопления интрузий различного состава и возраста. Система представляла собой, вероятно, единое целое на протяжении значительного временного периода становления земной коры, однако отдельные ее элементы имели различную специфику развития, что и затрудняло выделение этого единого тектонического ансамбля традиционными геологическими методами. Лишь на «космическом» уровне улавливается организация всей системы, влияющая на многие особенности геологического строения коры континентов в целом.

Позиция известных районов проявления кимберлитов и россыпной алмазности на Африканском и на Южно-Американском континентах свидетельствует о преобладающей пространственной приуроченности их к радиально-дуговым зонам системы и узлам их пересечения. Очевидно, что они предопределяли места формирования более локальных структурных форм, с которыми связана миграция и эволюция конкретных порций мантийных флюидов к поверхности планеты в более

поздние периоды активизации континентов.

Лесная Гвинея также расположена в узле пересечения одной из радиальных структур системы северо-западного простирания с дуговой ее составляющей, которая здесь имела близкое к субмеридиональному простирание. Этим, вероятно, обусловлено генеральное простирание структур архейских и протерозойских образований. Зоны же нарушений северо-западного направления являлись торцовыми ограничениями формирующихся здесь прогибов и в совокупности с первыми определяли позицию архейских и протерозойских магматических формаций.

Анализ геологической информации о соседних (перед расхождением континентов) территориях Африки и Южной Америки также подтвердил их очевидное сходство. По данным морфоструктурного анализа и результатам дешифрирования космических снимков здесь проявились элементы овоидно-радиальной структуры более высокого ранга (диаметр до 1500 км), которая могла контролировать образование ряда крупных нарушений в палеозое и раннем мезозое. Центр структуры располагался несколько восточнее современного устья р. Амазонки. Концентрические зоны сгущения линеаментов подчеркиваются на континентах границами разновозрастных формаций, фрагментами зафиксированных и традиционными методами разломов. Зоны радиальных линеаментов по-разному выражены, часто определяют границы крупных литолого-стратиграфических комплексов, места заложения рифтовых структур, контролируют размещение крупных полей нижнемезозойских долеритов. Две из них можно рассматривать как раскрывшиеся затем океанические рифты в системе срединно-океанических хребтов Атлантического океана, а еще одну — как третий, недоразвитый, рифт этой системы — рифт р. Амазонки. При такой трактовке Лесная Гвинея расположена в узле пересечения одной из концентрических зон этой структуры, имеющей здесь северо-восточное (75°) простирание, с радиальной зоной северо-западного (345°) простирания. Вся структура возникла, вероятно, в конце протерозоя (на что указывают ри-

фейские формации в ложе Амазонского авлакогена) и наиболее интенсивно активизировалась в мезозое в связи с расколом Гондваны.

Таким образом, позиция территории в пределах сложного узла пересечения континентальных и региональных глубинных концентрических и линейных структур благоприятна для формирования сквозькорового вертикального канала связи мантии с поверхностью. В такой ситуации обычно возникают мантийные диапиры, над которыми и располагаются районы алмазоносного магматизма. Последние, как показали наши исследования [5], отражаются в современном ландшафте в виде радиально-концентрических образований диаметром около 200 км.

При специальной обработке результатов дешифрирования снимков среднего

разрешения из суммарного поля линеаментов удалось вычленить ту часть, которая относится к такой радиально-кольцевой структуре (рис. 1, А). Нами она названа Восточно-Гвинейской. Ее центр пространственно приурочен к разрыву между хребтами Симанду и Гоинг, морфологическое проявление которых в целом обеспечивают устойчивые к разрушению пачки железистых кварцитов архея. Здесь отчетливо наблюдается искажение общего субмеридионального простирания хребтов и их разрушение, что логично связать с повышенной трещиноватостью в центре тектономагматической колонны. Концентрические зоны линеаментов повышенной плотности с шагом 20—30 км расходятся от центра структуры, радиальные зоны в ряде случаев пространственно наследуют более древние зоны нарушений, пересекающие всю пло-

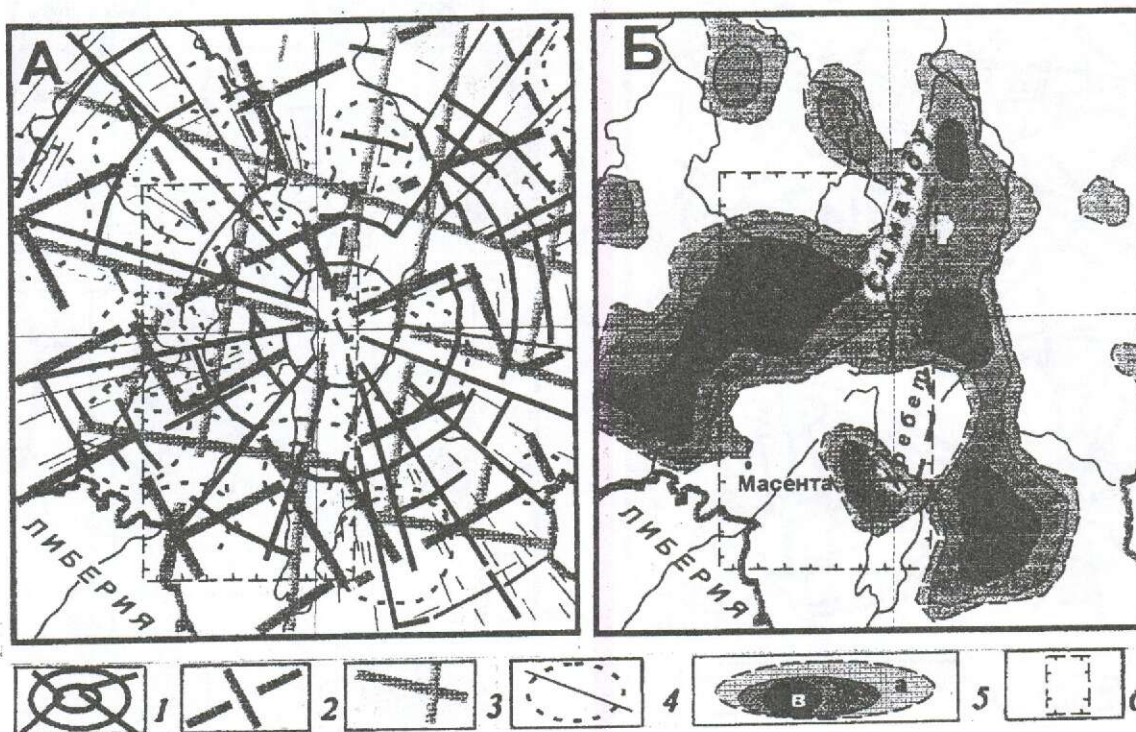


Рис. 1. Схемы активизационных структур мезозоя в Лесной Гвинее, контролирующих район кимберлитового магматизма (по космическим снимкам среднего разрешения) (А), и перспективных участков для миграции кимберлитов к поверхности (по сумме благоприятных структурных факторов) (Б):

1 — элементы ландшафта, проявляющие Восточно-Гвинейскую радиально-концентрическую структуру; 2 — крупнейшие линеаменты и зоны линеаментов, относящиеся к Западно-Африканской оvoidно-радиальной системе; 3 — то же, относящиеся к Южноамерикано-Африканской системе; 4 — малые (диаметр 20—40 км) кольцевые структуры и прочие линеаменты; 5 — перспективные участки для миграции кимберлитов к поверхности (изолинии: $a - \bar{x} + 0,5\sigma$, $b - \bar{x} + \sigma$, $c - \bar{x} + 2\sigma$); 6 — площадь работ второго этапа

щадь. Система современных водотоков площади в значительной степени соответствует основным элементам выделенной радиально-кольцевой структуры, что говорит о микроподвижках по этим зонам трещиноватости и в течение всего кайнозоя.

Выделенная структура послужила основой для формального определения наиболее благоприятных участков локализации полей кимберлитового магматизма на территории по «оптимальной» модели, раз-

работанной нами при изучении других алмазоносных площадей в Африке, Австралии, Сибири (см. рис. 1, Б). По минимально аномальному уровню суммы благоприятных признаков ($\bar{x}+0,5\sigma$) для алмазоносного района в качестве перспективной оконтурено около 40% всей изученной площади. Изолиниями $(\bar{x}+\sigma)$ и $(\bar{x}+2\sigma)$ выделены более локальные участки. Площадь четырех изолированных участков по изолинии $(\bar{x}+2\sigma)$ не превышает 10% всей оцененной.

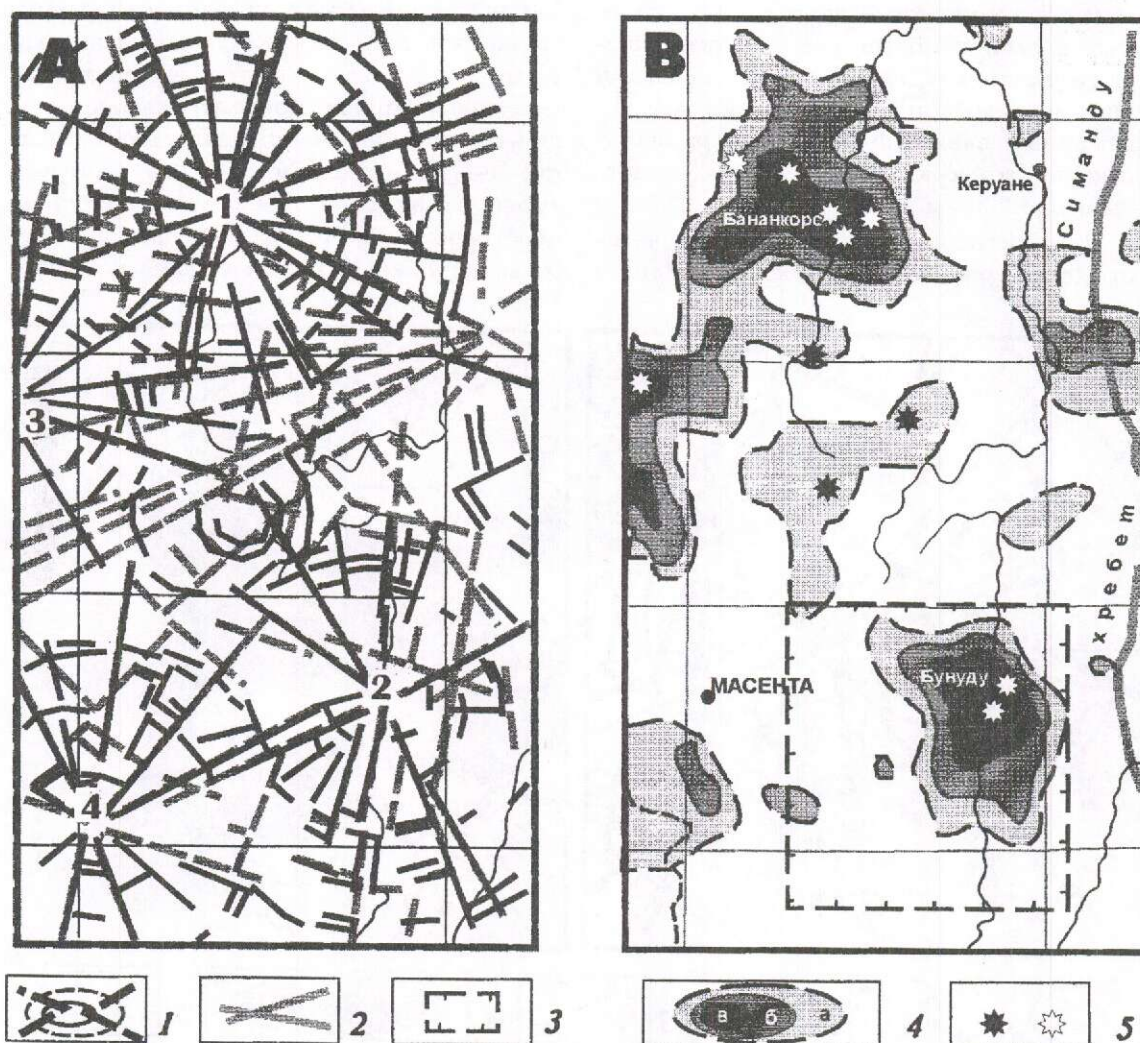


Рис. 2. Схемы активизационных структур позднего мезозоя в районе верхнего течения рек Мило, Бауле и Диани, контролирующих поля кимберлитового магматизма (по космическим снимкам высокого разрешения) (А), и перспективных участков для миграции кимберлитов к поверхности (по сумме благоприятных структурных факторов) (В):

1 — радиальные и дуговые элементы ландшафта, проявляющие структуры полей кимберлитового магматизма (1 — Бананкоро, 2 — Бунуду, 3 — Бандая, 4 — Масаду); 2 — зоны линейных элементов, относящиеся к структурам более низких порядков; 3 — площадь работ третьего этапа; 4 — перспективные участки для миграции кимберлитов (изолинии: а — $\bar{x}+0,5\sigma$, б — $\bar{x}+\sigma$, в — $\bar{x}+2\sigma$); 5 — известные находки кимберлитов

Наиболее крупный участок находится к западу от хребта Симанду, и в его пределах уже известно несколько узлов кимберлитового магматизма (Бананкоро, Фенари, Феруба и Макона), которые можно рассматривать в качестве эталонов-экзаменов для использованной модели. Три других участка расположены восточнее хребта Симанду. Изолиния ($\bar{x}+\sigma$) оконтуривает еще четыре изолированных участка, один из которых пространственно совпадает с известным Бунудинским узлом кимберлитового магматизма, а три других расположены на северо-западе площади.

Для выделения обстановок, способных контролировать поля кимберлитового магматизма, проанализированы более детальные космические снимки «SPOT» на район верхнего течения рек Мило, Бауле и Диа-

ни. С их помощью по особенностям текстуры и тона изображения достаточно уверенно выделяются покровы раннемезозойских траппов. Участки развития известных даек, штокверков и изометричных тел кимберлитов проявляются лишь в виде пятен осветления поверхности вследствие интенсивной техногенной нарушенности почвенного покрова (вероятно, в связи с горными работами и интенсивной отработкой россыпей). Получена более детальная картина трещиноватости верхней части коры изученного участка территории. Обработка этой информации методами специальной фильтрации позволила выделить системы нарушений разного времени заложения и масштаба, кольцевые структуры, оценить размещение аномалий плотности линеаментов, различные их статистические характери-

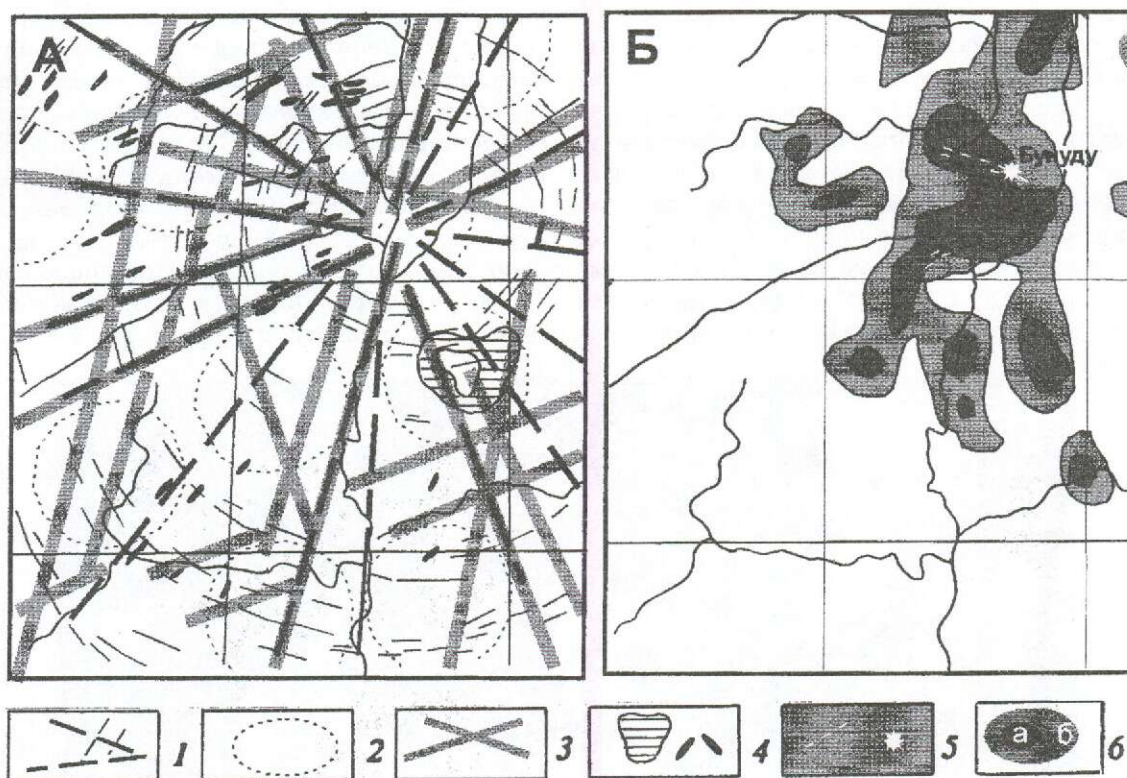


Рис. 3. Схемы активизационной структуры, контролирующей поле кимберлитового магматизма Бунуду (по космическим снимкам высокого разрешения) (А), и перспективных участков для локализации кустов и кимберлитовых тел (Б):

1 — радиальные и дуговые элементы ландшафта, проявляющие структуру кимберлитового поля Бунуду; 2 — кольцевые структуры малого диаметра; 3 — зоны линеаментов, относящиеся к структурам более низких порядков; 4 — покровы, силлы и дайки габбро, габбро-долеритов и долеритов раннего мезозоя; 5 — дайки и тела кимберлитов позднего мезозоя; 6 — перспективные участки (по сумме благоприятных структурных факторов) для локализации кимберлитов (изолинии: а — $\bar{x}+\sigma$, б — $\bar{x}+2\sigma$)

стики (рис. 2, А). В качестве основных выделены структуры мезозойского этапа активизации, к которым отнесены радиально-кольцевые образования диаметром 40—50 км. Тектонический план более древнего времени рассматривался лишь с точки зрения его косвенного влияния на их формирование. Полностью в пределах анализируемой площади оказались две структуры такого рода — Бананкоро и Бунуду, частично — структуры Бандая и Масаду. Их центры пространственно приурочены к узлам пересечения нарушений Восточно-Гвинейской радиально-кольцевой структуры с более древними разломами региональных систем.

Использование прогнозной модели «кимберлитового поля», включающей благоприятные структурные признаки, полученные при обработке космических снимков соответствующего масштаба, позволило по минимально информативной изолинии ($\bar{x}+0,5\sigma$) выделить около 30% оцениваемой площади, которую можно рассматривать в целом как наиболее перспективную (см. рис. 2, В). Три достаточно локальных участка, по размерам соответствующие типичным кимберлитовым полям в других алмазоносных районах, околтурены изолиниями ($\bar{x}+\sigma$) и ($\bar{x}+2\sigma$). Первая аномалия пространственно совпала с кимберлитовы-

ми узлами Бананкоро и Феруба, где найдены наиболее высококачественные алмазы. Несколько юго-западнее находится еще одна аналогичная по интенсивности аномалия, в пределах которой известны дайки кимберлитов узла Макона. На юге площади обособилась хорошо проявленная аномалия, в центре которой расположен Бунудинский узел даек кимберлитов с алмазоносным телом «Дружба». Еще две аномалии околтурены изолинией ($\bar{x}+\sigma$).

Для небольшого участка в районе г. Бунуду выполнен еще более детальный анализ фрагмента космического снимка. На основе обработки данных дешифрирования построена структурная схема (рис. 3, А) и проведено ранжирование площади по модели «куст» кимберлитового магматизма (см. рис. 3, Б). По изолиниям ($\bar{x}+\sigma$) и ($\bar{x}+2\sigma$) выделены наиболее перспективные участки для поисков кимберлитовых тел.

В дополнение к структурному анализу нами проанализированы возможности использования спектральных характеристик кимберлитовмещающих толщ по зональным снимкам «SPOT». Методика основана на выявлении признаков влияния разрушающихся кимберлитовых тел на геохимию окружающей среды и минеральный состав латеритов. Поскольку для железосодержащих оксидных и гидроксидных мине-

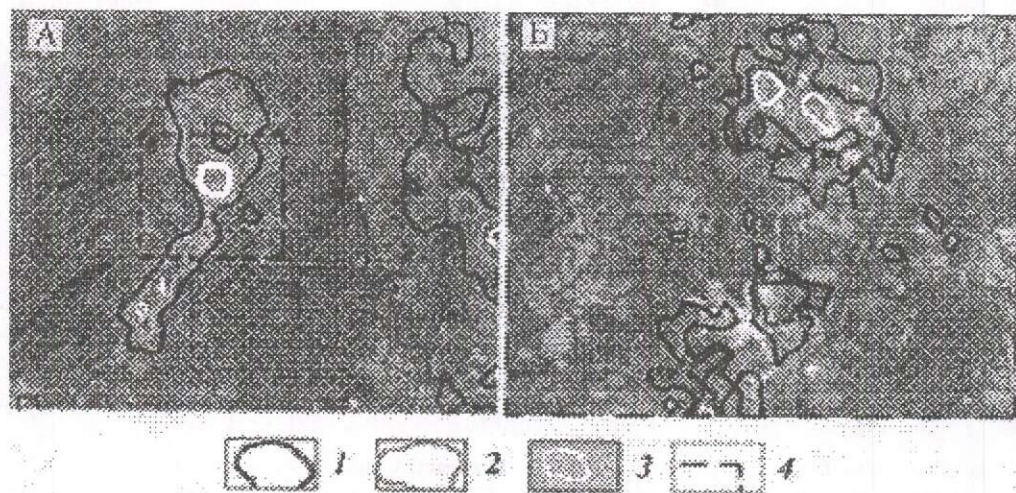


Рис. 4. Результаты интерпретации спектральных характеристик латеритов в районе Бунуду (А) и на детальном участке (Б) по данным космической съемки SPOT (три канала):

области преобразований: 1 — слабых, 2 — умеренных, 3 — максимальных; 4 — контур detailного участка

ралов характерно изменение цвета в зависимости от состава и физического состояния, эти параметры удалось оценить по изменениям цветовых соотношений на снимках вблизи известных кимберлитовых тел и разработать методику их выявления с помощью компьютера. Программа обработки полностью автоматизирована, учитывает воздействие техногенных преобразований и атмосферных помех, что снижает влияние субъективных факторов.

Снимки обработаны для известных районов проявления кимберлитового магматизма — Бунуду и Бананкоро. Применение модельных цветовых соотношений позволило получить устойчивую зональность — от наиболее заметных до слабых изменений. Крупные кимберлитовые тела оказались приуроченными к центральным зонам изменений (рис. 4, А), дайки также расположились в контуре аномалий. (Следует отметить, что контуры спектральных аномалий на участке Бунуду практически совпали с аномалией, выделенной по изолинии ($\bar{x}+2\sigma$) при структурном анализе). При большей детализации обработки по фрагментам снимков в пределах известных месторождений проявились неоднородности следующего уровня (см. рис. 4, Б), что в соответствии с принципами системно-структурного анализа отвечает объектам более низкого ранга — кустам, зонам даек.

В заключение можно констатировать, что район кимберлитового магматизма в Лесной Гвинее по большинству структурных параметров аналогичен изученным нами ранее в Сибири, Австралии, Европе и Южной Африке. Он расположен в сложном узле пересечения континентальных и региональных разломов мантийного заложения. Маркируется радиально-кольцевой структурой определенного размера, отражающей воздействие на кору глубинного диапира. Осложнен более мелкими активизационными структурами, влияющими на пути миграции мантийного материала к поверхности.

Признаки интенсивного дробления и изменения вмещающих пород, указываю-

щие на быстрое (катастрофическое) продвижение кимберлитов к поверхности, не отмечены. Скорее всего, происходил процесс постепенной миграции кимберлитового расплава от мантии к поверхности, обусловленный энергетическими импульсами, которые обеспечивали закономерное разрушение пород земной коры в соответствии с законами распространения волновых напряжений. Кимберлитовые расплавы заполняли трещины и пустоты, которые располагаются вполне закономерно.

Для поисков кимберлитов в пределах района, по нашему мнению, наиболее перспективны центральные части кольцевых структур диаметром 30—40 км, а также зоны сгущения дуговых линейментов, волнами расходящиеся от их центров, места пересечения с радиальными структурами. Как показывает практика, кимберлитовые тела не локализируются в крупных, хорошо проявленных нарушениях, а располагаются на их ближайшей периферии, тяготея к мелким, слабо проявленным трещинам. Для их поиска в пределах выделенных дистанционными методами участков следует проводить наземные высокоточные геофизические и минералогические работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев В.М., Долгинов Е.А. и др. Геология и полезные ископаемые Африки. — М.: Недра, 1990.
2. Каминский Ф.В. Россыпные месторождения алмазов Гбенко в Гвинее и разработка его компанией Аредор // Экспресс-информация ВИЭМС. 1988.
3. Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1969. Т. 167.
4. Ружницкий В.О., Скульский В.Д. Месторождения алмазов Африки. — М.: ВИЭМС, 1971.
5. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Кольцевые структуры Земли и алмазоносность // Отечественная геология. № 11. 1996. С. 10—17.
6. Bardet M.G. Geologie du Diamant. Troisieme partie gisements de diamants d'Asie, d'Amerique, d'Europe et d'Australasie // Bureau Recherches Geol. Min., Memoire 83. 1977.
7. Bardet M.G. Gisements du Diamants do Afrique. Geologie du Diamant // Bureau de Recherches Geologiques et Miniers. Mtmones, 1983. Vol. 2. N 83.

УДК 553.22+553.2.041

© А.П. Мотов, Н.А. Артамонова, 1999

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ РУДНОГО РАЙОНА

А.П. Мотов, Н.А. Артамонова (ВСЕГЕИ)

Обобщены петрографические и геохимические данные по рудным районам, связанным с гранитоидными плутоническими и вулканическими структурами центрального типа. Показано, что вне зависимости от своеобразия рудного района, относящегося к вышеуказанным группам, в строении его гидротермально-метасоматической системы могут быть выделены петрографические и геохимические признаки подрудного, надрудного, верхне-, средне- и нижнерудного уровней этой системы. Представлена реконструкция объемного строения гидротермально-метасоматической системы Манжысарского золоторудного района, вмещающего месторождение Юбилейное.

На возможность выделения «подрудной зоны» и «продуктивной оболочки» при анализе гидротермально-метасоматической зональности Кавалеровского оловорудного района одними из первых обратили внимание Ю.Н. Размахнин и др. [9]. Сходные понятия при характеристике рудных районов иной рудной специализации использовались и другими авторами [10]. Однако в более общем плане вопрос о вертикальной зональности гидротермально-метасоматической системы (ГМС) рудного района и возможностях прикладного использования этого явления мало обсуждался в литературе. Вместе с тем, решение задачи выявления признаков отдельных вертикальных уровней ГМС рудного района на изучаемой условно плоской поверхности ее выхода на дневную поверхность весьма привлекательно в практическом отношении.

Проведенный нами анализ собственных и литературных данных, характеризующих рудные районы с месторождениями различной рудной специализации, привел к выводу о существовании сравнительно легко устанавливаемых признаков выхода на их территории зон, отвечающих надрудному, верхне-, средне-, нижнерудным и подрудному уровням ГМС этих районов. Данные картирования измененных пород и геохимического картирования по коренным породам, выполненных в м-бах 1:50 000—1:100 000, оказываются достаточ-

ными для выделения признаков этих уровней на территории рудного района. В качестве методической основы геохимического картирования можно принять работу А.А. Смыслова и др. [12]. Картирование метасоматических пород следует проводить на всей площади проявления гидротермальных процессов с учетом зон слабого гидротермального преобразования исходных пород. Методика такого картирования описана в работе Е.В. Плющева и др. [8]. Совокупность гидротермально-метасоматических пород рудного района, согласно Е.В. Плющеву и др., соответствует рудоносной гидротермально-метасоматической формации, поэтому результаты картирования гидротермалитов следует интерпретировать с позиции формационного анализа, помогающего выделить гидротермалиты этапа рудообразования.

Объемное строение основных генетических типов рудоносных гидротермально-метасоматических формаций рассмотрено Е.В. Плющевым и др. [8]. Однако авторы почти не касались очень важных для практики определения признаков вертикальных уровней ГМС рудного района характеристик вертикальной зональности локальных околорудных гидротермалитов. Между тем, локальные околорудные гидротермалиты, несмотря на меньший объем распространения по сравнению с региональными, уверенно выделяются при карти-

ровании в м-бах 1:100 000—1:50 000. Эта задача решается в том случае, если при картировании учитываются внешние слабопроявленные зоны околорудных гидротермалитов. Учет вертикальной зональности околорудных гидротермалитов в сочетании с данными о вертикальной зональности околорудных геохимических ореолов позволяет выявлять особенности вертикальной зональности ГМС не только рудного района, но и рудного поля — составляющего звена ГМС рудного района. Данные по вертикальной зональности локальных околорудных гидротермалитов приведены в работах, посвященных вертикальной гидротермально-метасоматической зональности групп месторождений той или иной рудной специализации: Мо [5], Au [2, 5], Мо—W [4, 11], Pb—Zn—Sn и RM—Sn [7], Au—Ag [13], Ba—Pb—Zn [1, 3] и др.

На сегодняшний день наиболее полные и достоверные данные о признаках вертикальной зональности ГМС накоплены для рудных районов, связанных с гранитоидными плутоническими и вулканическими структурами центрального типа. В настоящей работе рассмотрены признаки уровней ГМС рудных районов, связанных именно с этими типами геологических структур.

Для ГМС рудных районов, связанных с гранитоидными плутоническими структурами, подрудному уровню отвечают фоновые внутриинтрузивные гидротермалиты. Их набор в некоторой степени зависит от состава материнских гранитоидов. В гранитоидах умеренно кислого состава они представлены фельдшпатолитами в сочетании с хлоритовыми, эпидотовыми или пренитовыми пропилитами, в гранитах кислого состава подрудный уровень проявлен фельдшпатолитами в сочетании с серицитолитами.

Рудный и надрудный уровни ГМС рудного района данной группы фиксируются прежде всего околотрузивными гидротермалитами. В ряде рудных районов нижняя граница рудного уровня погружена во внутриинтрузивное пространство. В околотрузивном пространстве рудный уровень проявлен фоновыми биотитовыми, биотит-амфиболовыми или амфиболовыми пропилитами, а надрудный — чаще всего фоновыми хлоритовыми, эпидотовыми или

пренитовыми пропилитами, иногда серицитолитами. Более точная позиция надрудного и рудного уровней, а также верхнего, среднего и нижнего подуровней рудного уровня устанавливается при анализе состава ореольных гидротермалитов и геохимических ореолов. Ореольные гидротермалиты могут быть представлены калишпатитами, альбититами, грейзенами, скарнами, вторичными кварцитами, березитами, листовенитами, аргиллизитами. На рудном уровне ореольные гидротермалиты сопровождаются повышенными концентрациями рудных и сопутствующих им химических элементов. Концентрация рудных элементов в ореольных гидротермалитах рудного уровня может достигать высоких значений, вплоть до образования самостоятельных минералов и их агрегатов, т. е. оруденения. Иными словами, ореольные гидротермалиты могут быть рудовмещающими. В надрудном уровне ореольные гидротермалиты содержат повышенные концентрации химических элементов верхней части вертикального геохимического ряда, характерного для околорудных геохимических ореолов гидротермальных месторождений (Hg, Sb, Ag, Ba, As), который был установлен Л.Н. Овчинниковым и С.В. Григорьяном. Примеры вещественных признаков разделения уровней ГМС рудных районов, связанных с гранитоидными плутоническими структурами, приведены на рис. 1.

Для ГМС, связанных с вулканическими структурами центрального типа, подрудный уровень представлен фоновыми калишпатофирами и фельдшпатофирами, реже хлоритовыми, пренитовыми или пумпеллитовыми пропилитами. Рудный и надрудный уровни, без разделения, проявлены фоновыми серицитолитами, гидросерицитолитами, монтмориллонит-каолинитовыми гидротермалитами. Признаки разделения этих уровней по составу наблюдаются в ореольных гидротермалитах (березитах, аргиллизитах, гумбеитах, вторичных кварцитах) и сопровождающих их ореолах накопления химических элементов. Примеры разделения рудного и надрудного уровней приведены на рис. 2.

Рассмотренные признаки уровней ГМС рудного района отражают эволюцию гидротермальных растворов относительно долго-

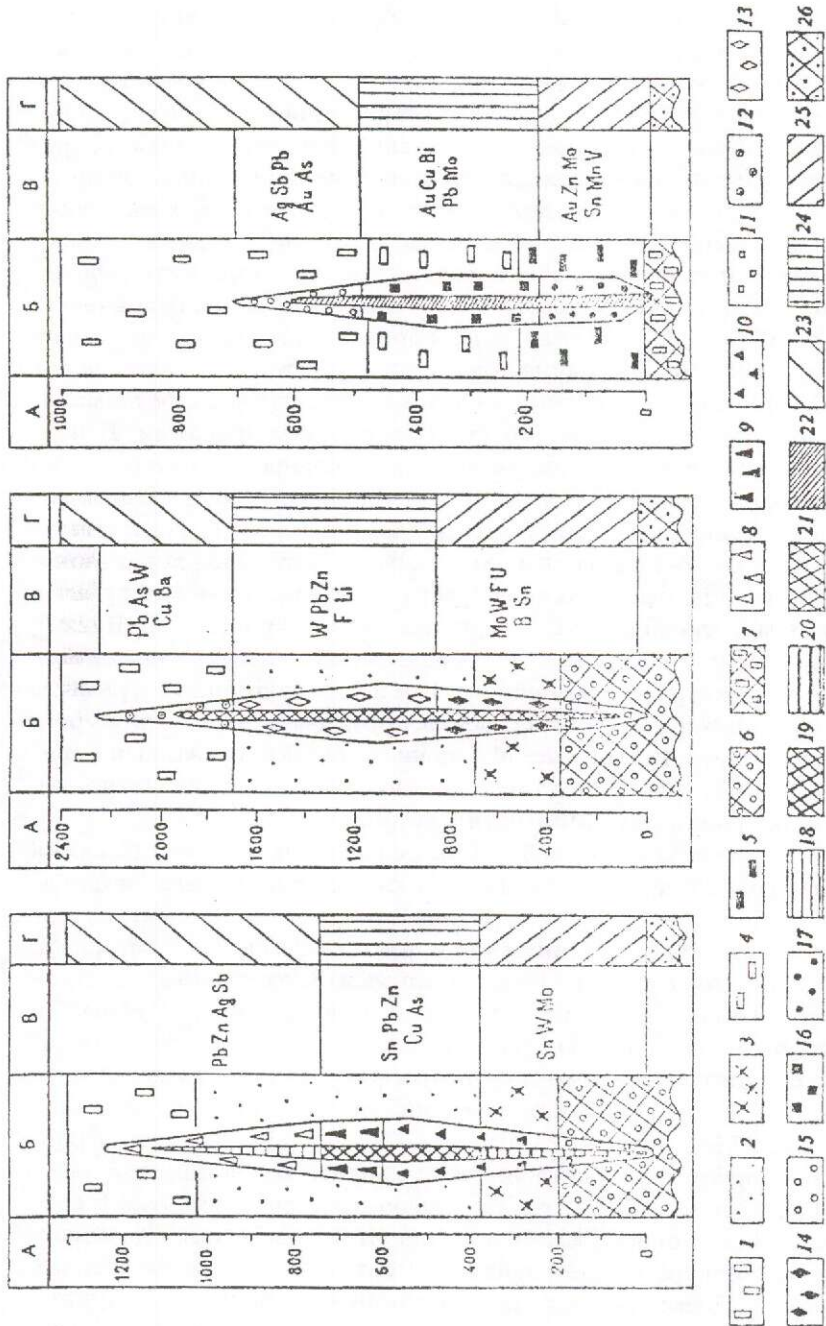


Рис. 1. Сводные колонки, характеризующие вертикальные уровни ГМС рудных районов, связанных с плутоическими структурами, составлены с использованием данных [4, 7, 11]:
 рудные районы: I — Фестивальненский сульфидно-оловорудный, II — Ачкаутский молибден-вольфрамоворудный, III — Манжысарский золоторудный; А — вертикальная шкала в м, Б — позиция оруденения в вертикальной зональности региональных и локальных гидротермалитов, В — вертикальная зональность околорудных пологих жильных геотермических ореолов, Г — вертикальные уровни ГМС рудного района, околонтрусовые региональные гидротермалиты: 1 — эпидиотовые, хлоритовые и прениотовые пропилиты, 2 — биотитовые пропилиты, 3 — то же, в сочетании с роговиками, 4 — биотит-амфиболовые пропилиты, 5 — то же, в сочетании с роговиками; внутритрусовые региональные гидротермалиты: 6 — фельдшпатолиты в сочетании с серицитолитами, 7 — то же, в сочетании с хлоритовыми пропилитами; локальные гидротермалиты: 8 — монокварциты в сочетании с серицитовыми березитами, 9 — мусковитовые березиты и березиты, 10 — полевопат-пироксеновые скарны и мусковитовые грейзены, 11 — мусковитовые грейзены, 12 — биотит-полевопат-серицитовые березиты, 13 — флюоритовые грейзены, 14 — то же, в сочетании со скарнами, 15 — серицитовые березиты, 16 — мусковитовые березиты, 17 — гранат-пироксеновые скарны и мусковитовые березиты; состав оруденения: 18 — полиметаллическое, 19 — полиметаллически-оловянное, 20 — вольфрам-оловянное, 21 — молибден-вольфрамовое, 22 — золото; уровни ГМС рудного района: 23 — надрудно-верхнерудный, 24 — среднерудный, 25 — нижнерудный, 26 — подрудный

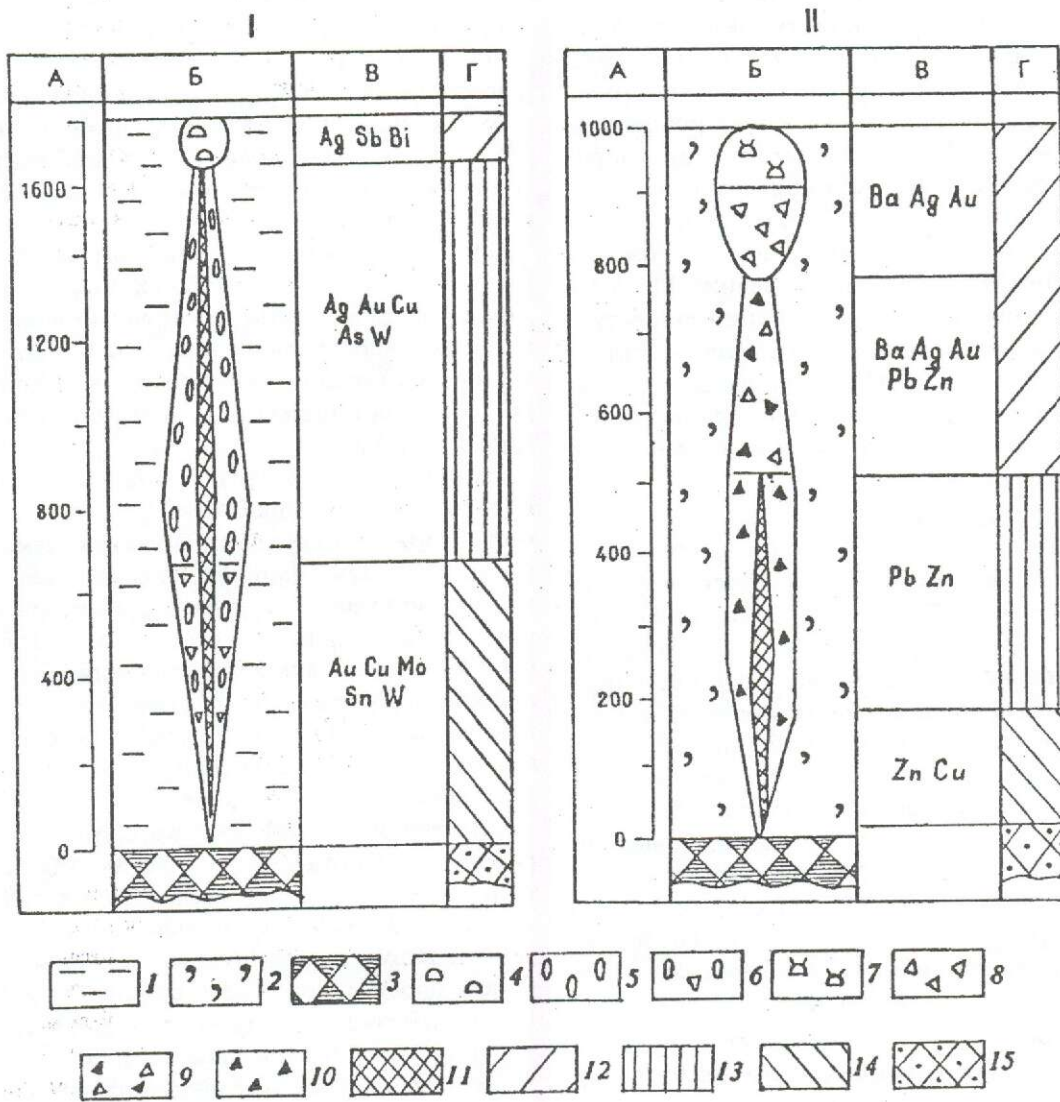


Рис. 2. Сводные колонки, характеризующие вертикальные уровни ГМС рудных районов, связанных с вулканическими структурами центрального типа, составлены с использованием данных [1, 3, 14]:

рудные районы: I — Карамкенский золото-серебряный, II — Беганьковский барит-полиметаллический; региональные гидротермалиты: 1 — гидросерицитовые аргиллизиты, 2 — каолинит-монтмориллонитовые аргиллизиты, 3 — калишпатофиры и фельдшпатофиры в сочетании с хлоритовыми, пренитовыми или пумпеллиитовыми пропилитами; локальные гидротермалиты: 4 — ярозит-алуни-каолинитовые вторичные кварциты, 5 — адулярсодержащие гидросерицитовые березиты, 6 — гидросерицит-серицитовые березиты, 7 — каолинит-барит-алуни-каолинитовые вторичные кварциты, 8 — то же, в сочетании с бессульфидными гумбеитами, 9 — бессульфидные гумбеиты, 10 — сульфидсодержащие гумбеиты; 11 — рудное тело; уровни ГМС рудного района: 12 — надрудный, 13 — верхне-среднерудный, 14 — нижнерудный, 15 — подрудный; остальные усл. обозн. см. рис. 1

живущего источника тепловой энергии — гранитоидного плутона или подошвенно-корневой части вулканической постройки. На упорядоченное распределение гидротермалитов, геохимических ореолов, оруденения, изотопных соотношений углерода и кислорода в гидротермалитах по отношению к гранитоидному плутону или корневым частям вулканической постройки обращали внимание многие исследователи [4, 7, 15]. Эта упорядоченность, вероятно, связана со стабильностью векторов гидротермальных потоков, распространяющихся от центров источника тепловой энергии в период существования ГМС. По разным оценкам [10, 15], время существования этой системы сотни тысяч — миллионы лет. Вертикальная зональность гидротермалитов указывает на ориентировку снизу вверх вектора снижения температуры их образования.

Конфигурация фронтальной поверхности и поверхностей разграничения между отдельными зонами ГМС, согласно моделям Р.Е. Крисса и Э.П. Тэйлора [15], определяется положением источника тепловой энергии и позицией зон повышенной проницаемости вмещающей среды. В целом сферическая конфигурация этих поверхностей усложняется более мелкими положительными купольными формами на участках пересечения поверхностей с зонами повышенной проницаемости. Уничтожение эрозионными процессами выступающих частей ГМС приводит к проявлению на современном эрозионном срезе зон, соответствующих всему набору уровней ГМС.

Определение вертикальных мощностей зон, соответствующих тому или иному уровню, и замеры углов склонения поверхностей их раздела могут быть произведены в природных вертикальных сечениях, горных выработках, разрезах скважин. По опубликованным и нашим собственным данным, отчасти проиллюстрированным рис. 1 и 2, средняя вертикальная мощность зоны, соответствующей рудному уровню, составляет сотни метров. Хотя в отдельных рудных районах, например рудном районе с золоторудными месторождениями Коспактау и Мурунтау, согласно данным изучения результатов сверхглубокого бурения

[2], мощность подобной зоны может достигать нескольких километров.

Приведенная характеристика признаков уровней ГМС представляет собой только общую схему, которая может быть осложнена в конкретном рудном районе. К факторам, искажающим строение рудоносной гидротермально-метасоматической формации, относятся: высокая тектоническая активность в период формирования ГМС; наложение последующих процессов гидротермального метасоматоза или метаморфизма и др. Учитывая сложность помещения природного геологического объекта в тесные рамки какой-либо схемы, все же можно предположить, что целенаправленное и последовательное петрографо-геохимическое изучение конкретного рудного района может привести к созданию ясной модели его ГМС.

В качестве иллюстрации практического использования изложенных представлений о строении ГМС рудных районов рассмотрим результаты анализа метасоматической и геохимической зональности Манжысарского рудного района, который располагается в пределах южного окончания Мугоджарского горного хребта, составляющего южную часть Уральской складчатой системы, и вмещает известное золоторудное месторождение Юбилейное.

На территории Манжысарского рудного района В.В. Шатовым при участии А.П. Мотова проведено картирование метасоматической и геохимической зональности с составлением карты гидротермально-метасоматических пород и геохимической карты в м-бе 1:50 000. Результаты изучения положены в основу дальнейших построений (рис. 4).

В геологическом отношении район представляет собой фрагмент линейно вытянутой в северо-северо-восточном направлении среднедевонской вулканической постройки, сложенной вулканическими и осадочно-вулканическими толщами преимущественно основного состава (рис. 3). Среднедевонская вулканическая структура фрагментарно перекрыта верхнедевон-нижнекаменноугольными терригенно-осадочными толщами. На отдельных небольших по площади участках вулканические толщи прорваны позднеалеозойскими габбро-диорит-гранитными интрузиями, окруженными широкими зональ-

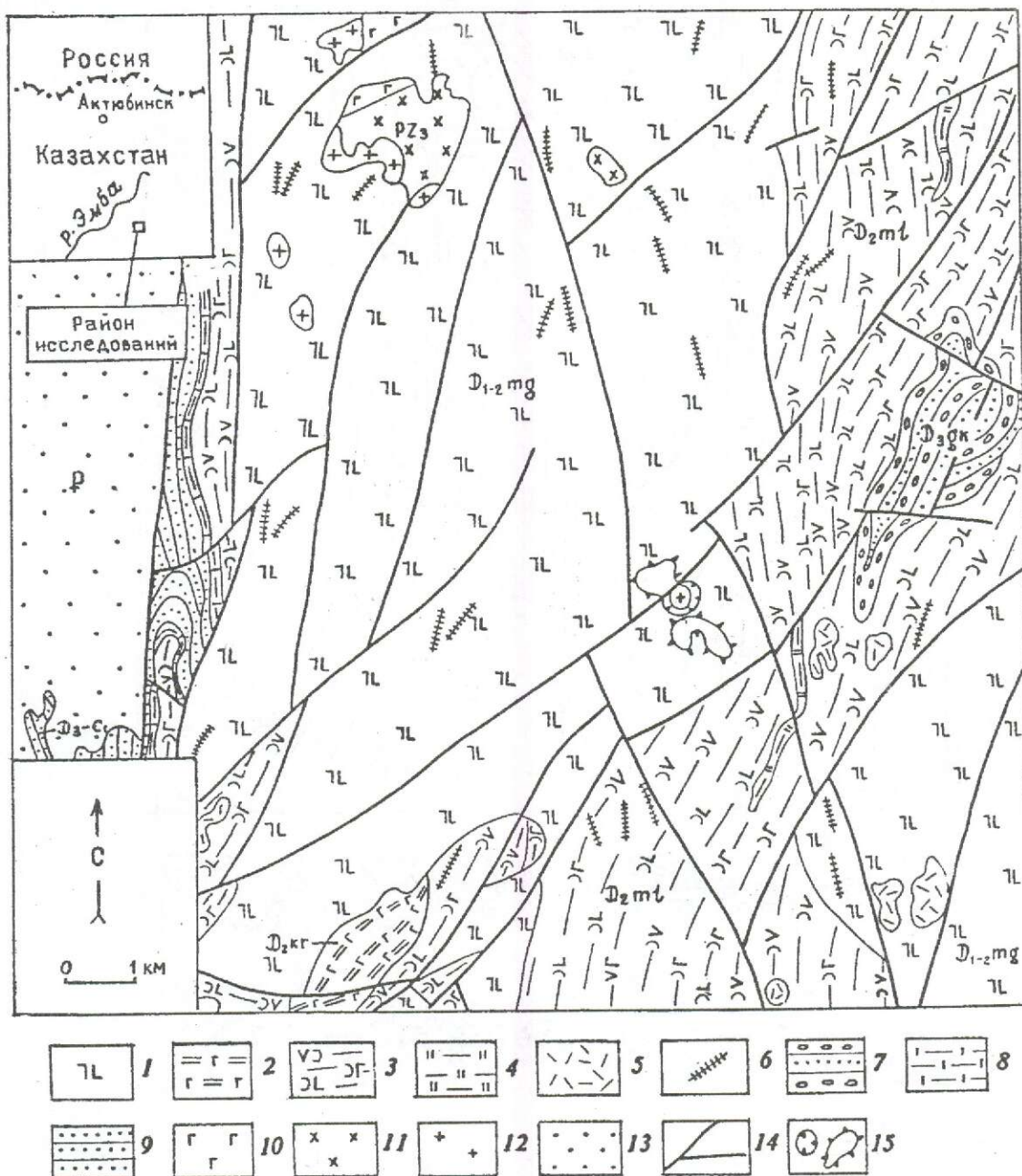


Рис. 3. Геологическая карта Мангысарского рудного района, составлена В.Г. Редкозубом, редакция В.В. Шатова:

породы среднедевонской вулканической структуры: 1 — долериты, базальты, андезиты и дациты мугоджарской серии; 2 — базальты и яшмоиды куркудукской свиты; мильяшинская свита: 3 — кремнистые алевролиты, яшмоиды, базальты, андезиты, дациты и риодациты, 4 — яшмоиды; 5 — риодациты; 6 — дайки габбро и габбро-долеритов; 7 — конгломераты, гравелиты и песчаники жанкалинской свиты; берчуагарская свита: 8 — кремнисто-алевролитовая толща, 9 — известково-кремнистая толща, позднепалеозойский интрузивный комплекс: 10 — габбро и габбро-диориты, 11 — диориты и плагиограниты, 12 — гранит-порфиры; 13 — палеогеновые карбонатно-терригенные толщи; 14 — разломы; 15 — карьер и отвалы золоторудного месторождения Юбилейное

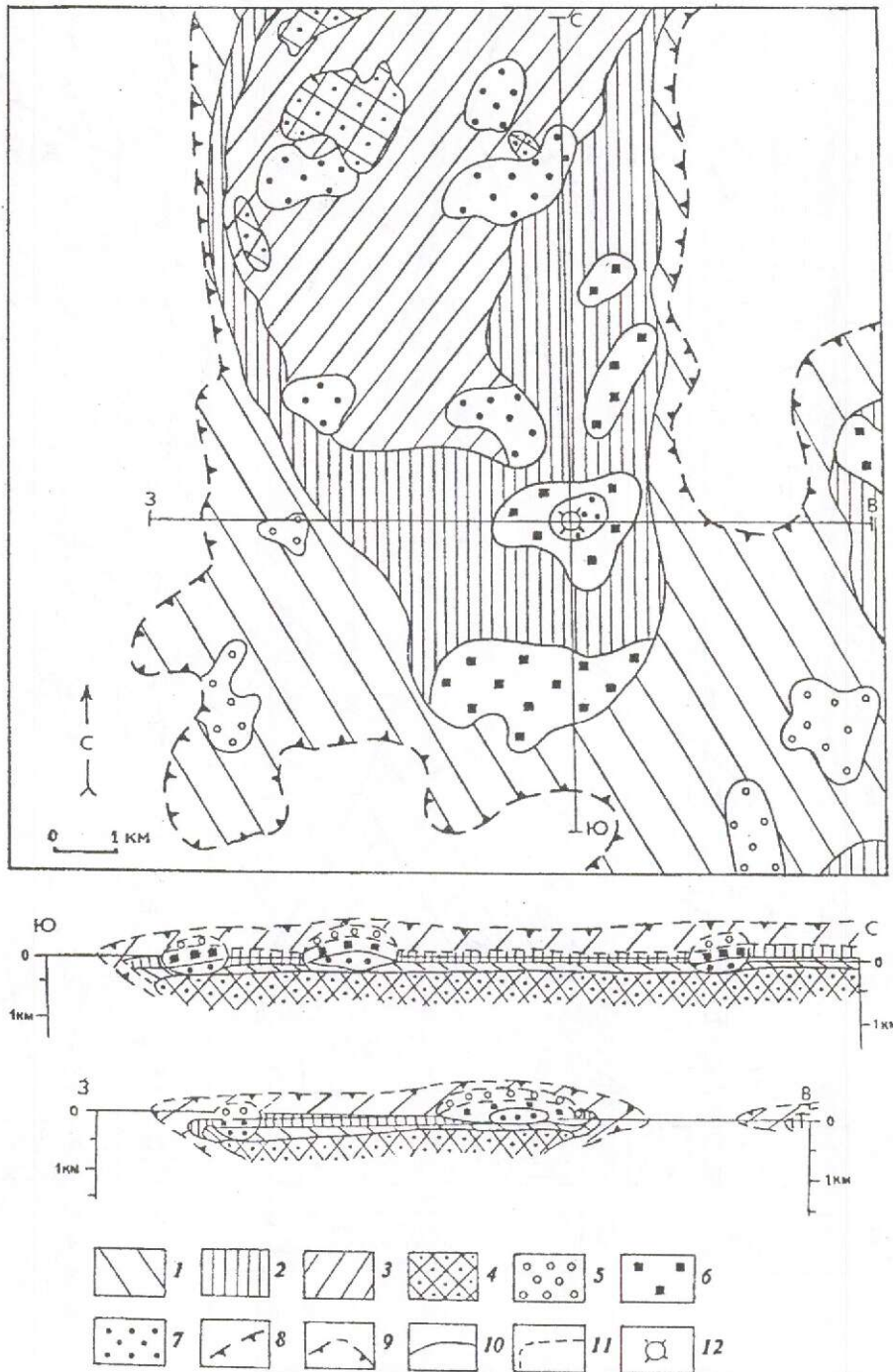


Рис. 4. Зональность ГМС Мапжысарского золоторудного района в плане и разрезах:

зоны ГМС рудного района, соответствующие вертикальным уровням: 1 — надрудно-верхнерудному, 2 — ниже-среднерудному, 3 — нижнерудному, 4 — подрудному; зоны ГМС рудного поля, соответствующие вертикальным уровням: 5 — надрудно-верхнерудному, 6 — среднерудному, 7 — нижнерудному; границы ГМС рудного района: 8 — установленная, 9 — реконструированная; границы между зонами ГМС рудного района: 10 — установленная, 11 — реконструированная; 12 — золоторудное месторождение Юбилейное; вещественная характеристика перечисленных зон приведена на рис. 1, III

но построенными метасоматическими ореолами. В вертикальном разрезе околоинтрузивного метасоматического ореола вмещающие породы ближнего околоинтрузивного пространства ороговикованы и интенсивно замещены биотит-амфиболовыми пропилитами. Вверх по разрезу роговики исчезают при сохранении биотит-амфиболовых пропилитов, которые прослеживаются по вертикали от контакта интрузии примерно на 500 м. Выше по разрезу биотит-амфиболовые пропилиты сменяются эпидот-хлоритовыми, которые распространяются далее вверх по разрезу еще примерно на 500 м. Внутри широко развитых околоинтрузивных пропилитов локально проявлены скарны, мусковитовые и серицитовые березиты. Скарны локализованы в нижних частях вертикального разреза среди ороговикованных и замещенных биотит-амфиболовыми пропилитами пород. Мусковитовые березиты распространены в зоне безроговиковых биотит-амфиболовых пропилитов. Серицитовые березиты проявлены среди эпидот-хлоритовых пропилитов. Перечисленные локальные гидротермалиты характеризуются повышенными, вплоть до рудных концентраций, содержаниями золота и его элементов-спутников. При этом золоторудные скарны, наряду с Au, концентрируют Zn, Mo, Sn, V, Mn. Золоторудные мусковитовые березиты, помимо Au, содержат повышенные концентрации Cu, Bi, Mo, Pb. Серицитовые березиты, кроме Au, концентрируют Ag, Sb, Pb. Проанализированные закономерности вертикальной метасоматической и геохимической зональности отражены на схеме вертикальной зональности рудоносной ГМС, связанной с габбро-диорит-гранитными интрузиями (см. рис. 1, III).

На основе выявленных в разрезе признаков вертикальной зональности рудоносной ГМС карты гидротермально-метасоматических пород и геохимической зональности территории рудного района были преобразованы в карту зональности уровней золотоносной ГМС района (см. рис. 4). Исходя из установленных мощностей зон, соответствующих отдельным уровням, построены меридиональный и широтный разрезы, характеризующие позицию этих зон на глубине и реконструирующие эродированные части ГМС.

Рассмотренный в работе подход к анализу гидротермально-метасоматической и геохимической зональности территорий рудных районов, вмещающих гидротермальные месторождения и связанных с гранитоидными плутоническими или вулканическими структурами центрального типа, позволяет устанавливать признаки различных вертикальных уровней ГМС этих рудных районов на условно плоской поверхности территорий районов. Таким образом, данный подход, наряду с традиционным геолого-геофизическим, может быть применен для решения задач по объемному моделированию рудных районов, т. е. может служить инструментом решения практических вопросов обнаружения скрытых на глубине и не выходящих на дневную поверхность гидротермальных месторождений. Кроме того, он может заинтересовать специалистов, занимающихся поисками россыпных месторождений Au, Sn и других металлов, так как позволяет оценить объемы эродированных потенциально рудоносных частей района, служивших коренными источниками для россыпных месторождений.

Авторы признательны ведущему научному сотруднику ВСЕГЕИ А.А. Духовскому за предоставленную возможность выполнения данной работы в рамках научной разработки темы ВСЕГЕИ по среднемасштабному объемному геологическому картированию рудных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волостный Г.Т. Вертикальная зональность аргиллизированных пород // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. — М., 1982. С. 36—46.
2. Захаревич К.В., Захаревич А.А., Волченкова Т.Б. Магматогенно-гидротермальная система в Кызылкумах // Советская геология. 1991. № 4. С. 22—29.
3. Коптюх Ю.М., Веремеенко Л.И., Кулибав В.М. Условия формирования неогенового полиметаллического оруденения Закарпатья. — Киев: Институт геохимии и физики минералов АН УССР, 1981.
4. Косалс Я.А., Колесник А.П., Артемьев Л.В. Прогноз скрытого оруденения по контактово-эманационным ореолам // Разведка и охрана недр. 1990. № 12. С. 7—11.
5. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Зональность и золотоносность руд медно-порфировых месторождений. — М.: ВИЭМС, 1985.

6. Милев С.А., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Количественная модель минералого-геохимических ореолов Васильковского золоторудного месторождения // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 36—42.
7. Павловский А.Б., Маршукова Н.К., Митрофанов Н.П., Столяров И.С. Прогноз и оценка глубины распространения оловянного оруденения // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 49—59.
8. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1981.
9. Размахнин Ю.Н., Василенко В.П., Лаврик Н.И. О прогнозировании скрытого оловянного оруденения Сихотэ-Алиня на основе метасоматической зональности // Метасоматизм и рудообразование. М., 1974. С. 100—109.
10. Рундквист Д.В. Зональность грейзенов // Проблемы вертикальной зональности. М., 1982. С. 126—148.
11. Скублов Г.Т., Боголепов В.Г., Колонин Г.Р. Геолого-генетическая модель как основа прогнозирования // Геолого-генетические и физико-химические основы модели грейзеновой формации. Новосибирск, 1992. С. 234—253.
12. Смыслов А.А., Рудник В.А., Динкова Н.М. Принципы и методы геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. — Л.: Недра, 1979.
13. Чекваидзе В.Б. Поисковая минералого-геохимическая модель штокерского золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Геохимия. 1987. № 1. С. 121—126.
14. Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Кудрявцева Н.Г. О рудно-метасоматических ассоциациях эпиптермальных золото-серебряных месторождений // Геология и разведка. 1995. № 3. С. 68—82.
15. Criss R.E., Taylor H.P. (Jr.) Meteoric-hydrothermal systems // Rev. in Mineralogy. 1986. Vol. 16. P. 373—424.

УДК 621.039.84 (571.6)

© Коллектив авторов, 1999

ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2 В ЦЕНТРАЛЬНОМ СИХОТЭ-АЛИНЕ

Л.Н. Хетчиков, В.А. Пахомова, В.И. Гвоздев (ДВГИ ДВО РАН),
Д.З. Журавлев (ИГЕМ РАН)

Обобщены опубликованные ранее результаты исследования Rb/Sr изотопных систем в гранитоидах района месторождения. Определены изотопный возраст рудных минералов месторождения (102 млн. лет) и возраст вмещающих оруденение гранитоидов небольшого штока (111 млн. лет). По изотопным характеристикам сделан вывод о том, что оруденение и гранитоидный шток — производные единого магматического очага. Отмечены особенности состава субстрата для формирования исходных расплавов в этом очаге. Рассмотрены отличия флюидного режима при формировании гранодиоритов штока и гранитоидов практически безрудных более крупных массивов. Предполагается, что отделение рудоносных флюидов и их накопление в течение длительного времени происходили в условиях закрытой системы, в отличие от открытой системы, существующей при становлении крупных интрузивов.

Месторождение Восток-2 расположено в зоне Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня в пределах Самаркинского террейна позднеюрско-раннемеловой аккреционной призм, сложенной чередующимися толщами турбидитов и олистостром [14]. Оно довольно хорошо изучено, его геологическое описание дополнено минера-

лого-петрографическими исследованиями [8, 12]. Поэтому ограничимся только краткой характеристикой, обратив особое внимание на проведенные нами ранее изотопные исследования гранитоидов.

Рудные тела месторождения сосредоточены в контактовой зоне гранитоидов так называемого Центрального штока (пло-

щадь выхода $0,4 \text{ км}^2$) с известняками пермского возраста, блоки которых представляют собой аллохтонные включения в составе олистостромы. Шток имеет простое строение и сложен в основном гранодиоритами, переходящими по направлению к контактам с известняками в плагиограниты. В пределах месторождения в зоне Центрального структурного шва локализованы значительно более крупные интрузии гранодиоритов, из которых ближайшими к штоку являются Дальнинский массив (площадь выхода 80 км^2), расположенный в нескольких километрах к югу от Центрального штока, и Бисерский (площадь выхода около 70 км^2), закартированный также в нескольких километрах к северо-западу от штока. В отличие от штока эти массивы представлены сложной серией фациальных разновидностей гранитоидов. Так, в составе Дальнинского массива преобладают гранодиориты (граномонциты, по М.Г. Руб), переходящие в зонах контакта с вмещающими породами в диориты и кварцевые диориты. Среди гранодиоритов встречаются небольшие штокообразные тела крупнозернистых биотитов и биотит-роговообманковых гранитов, мелкозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов, иногда аплитовидного облика. Бисерский же массив сложен в основном крупно- и среднезернистыми, местами порфирированными биотитовыми гранитами, их лейкократовыми разностями при подчиненном значении биотит-роговообманковых гранитов, гранодиоритов и аляскитов. Характерны также небольшие выходы гранит-порфиров и пегматитов. Несмотря на многочисленные поисковые работы, в контактовых зонах Дальнинского массива оруденение не обнаружено, а на контактах Бисерского массива с известняками выявлены лишь мелкие рудопроявления со скарново-шеелитовой минерализацией.

По геологическим наблюдениям шток и крупные массивы относятся к дальнинскому комплексу гранитоидов, формирование которого происходило в раннемеловое время. В связи с плохой обнаженностью вопрос об истории становления массивов до самого последнего времени оставался дискуссионным. Не внесли ясность и многочисленные определения изотопного возраста

пород калий-аргоновым методом, проведенные в различных лабораториях [12]. Наиболее достоверными считались датировки лаборатории ИГЕМ АН СССР [3], по которым массивы и шток относились к близкоодновременным образованиям с радиогенным возрастом 12—13 млн. лет, хотя по петрохимическим характеристикам и редким наблюдениям в контактовых зонах слагающие их гранитоиды отчетливо разделялись по степени основности на две группы.

В начале 90-х годов нами были исследованы Rb-Sr изотопные системы основных представителей гранитоидов Дальнинского и Бисерского массивов, а также гранитоидов штока [9]. Выяснилось, что гранитоиды крупных массивов отвечают двум изохронам, характерным для пород разного состава и изотопного возраста. Первая изохрона относится к диоритам и гранодиоритам Дальнинского и Бисерского массивов, а также к биотит-роговообманковым гранитам Бисерского массива, изотопный возраст которых составляет 128 млн. лет. Вторая изохрона характеризует более кислые породы обоих массивов — биотитовые граниты и их лейкократовые разности с изотопным возрастом 98 млн. лет.

Изученным гранитоидам присущи заметные вариации Rb/Sr отношения с высоким его значением для лейкократовых разностей. Однако по первичному изотопному составу Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ гранитоиды двух возрастных групп практически не различаются между собой (0,70470 для первой и 0,70483 для второй группы). Низкие значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ более согласуются с мантийным источником гранитоидных расплавов [13], но анализ геологических материалов позволил высказать предположение о возможности формирования гранитоидных расплавов в уже консолидированной земной коре за счет плавления мощных, протяженностью в десятки километров, аллохтонных включений в турбидитовой толще Самаркинского террейна, представленных палеозойскими офиолитами, триасовыми базальтами, юрскими пикритами и базальтами, являющимися отторженцами океанической коры [14]. Полученные изотопные данные позволяют рассматривать разновозрастные гранитоиды крупных массивов как производные единого магматического

очага, активная деятельность которого происходила сначала в пределах Дальнинского, а затем Бисерского массивов. Это, видимо, определялось интенсивностью проявления во времени тектонических движений на разных участках Главного структурного шва Сихотэ-Алиня.

Проведенные исследования показали, что гранодиориты штока существенно отличаются от гранитоидов крупных массивов по изотопным характеристикам. Изохрона, основанная на анализе пяти образцов, показала, что изотопный возраст гранодиоритов этого небольшого интрузива составляет 111 млн. лет. Кроме того, начальное соотношение изотопов Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ оказалось равным 0,70675, что, по данным [13], свидетельствует о заметном участии сиалического материала в формировании гранитоидных расплавов. Расплав с таким начальным соотношением изотопов Sr мог возникнуть при плавлении пород коры с соответствующим соотношением изотопов этого элемента в особой магматической камере, не связанной с обширным магматическим очагом, являющимся источником расплавов для Дальнинского и Бисерского массивов. Если же учесть пространственную обособленность штока, наличие в олистостроме турбидитовой толщи крупных блоков пород разного состава, некоторые общие петрохимические особенности гранитоидов, то нельзя отрицать и возможность обогащения радиогенным изотопом Sr расплавов общего магматического очага за счет ассимиляции ими сиалических пород при подъеме в верхние горизонты. По минералогическим данным [12], а также по наличию в центральной части штока трубообразного тела взрывной брекчи с обломками гранодиоритов, пород рамы и скарнов мож-

но считать, что формирование штока происходило на глубине не более 1—2 км от палеоповерхности [3, 4].

Рудные тела месторождения отличаются сложным минеральным составом и образованы в четыре стадии. К первой стадии относится формирование преимущественно пироксеновых скарнов при подчиненном значении волластонита, граната и везувиана. Для скарнов, образованных по биотитовым роговикам, характерны пироксен-амфибол-плаггиоклазовые породы. Во вторую стадию широко проявились процессы грейзенизации в гранитоидах штока, во вмещающих его биотитовых роговиках и песчаниках, а также в скарнах. Синхронно с грейзенизацией формировались шеелит-кварцевые жилы и прожилки, с которыми связана основная масса вольфрамового оруденения. Главные минералы грейзенов и жил, кроме кварца и шеелита, — апатит, мусковит, биотит и др. В третью стадию сформирована сульфидная минерализация, представленная преимущественно пирротином, халькопиритом и арсенопиритом, а на флангах месторождения — пирротин-сфалерит-галенитовыми рудами. К заключительной стадии относятся проявления кварц-карбонатной минерализации с хлоритом, пиритом и флюоритом.

Изотопный возраст оруденения до наших исследований не определялся. Только в работе [8] имеется датировка K-Ar методом биотита из биотитового грейзена месторождения. По этим данным время грейзенизации определено в 114 ± 6 млн. лет, а формирования гранитоидов штока — в 112 ± 4 млн. лет.

Минералы руд месторождения анализировались в лаборатории ИГЕМ РАН Д.З. Журавлевым по методике, изложенной

1. Изотопный состав и концентрация Rb и Sr в минералах руд месторождения

№№ п/п	Минерал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Апатит	4,74	71,5	0,1919±12	0,70843±4
2	Шеелит	1,71	46,7	0,1060±7	0,70828±4
3	Кварц	1,26	5,16	0,6932±37	0,70922±4
4	Мусковит	4,59	56,0	23,85±24	0,74275±4

в работах [1, 10], с некоторыми изменениями. Последние коснулись состава смешанного трасера и масс-спектрометрического оборудования. Использовались трасер ^{85}Rb - ^{84}Sr и масс-спектрометр Finnigan MAT-262. Результаты параллельных анализов изотопного стандарта Fimer Amend составили $0,708051 \pm 15$. Поправка в измеренные изотопные отношения Sr не вводилась. Ошибка определения отношения Rb/Sr не превышала 1—2%. Параметры двухточечных изохрон определены по программе, предложенной Ю.В. Гольцманом [2].

С учетом сложности минерального состава и наличия нескольких генераций каждого минерала пробы для получения изотопной характеристики руд отбирались из крупного штуфа кварцево-шеелитовой жилы, в составе которого при макро- и микроскопическом изучении не обнаружено минеральных скоплений более ранних и поздних минеральных ассоциаций. Таким образом, было установлено, что отобранные для анализа апатит, шеелит, кварц и мусковит относятся к одной, главной, стадии минералообразования.

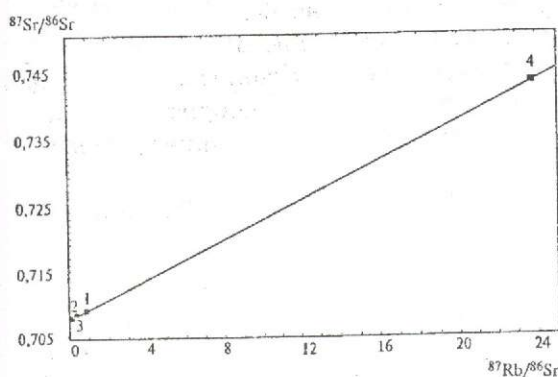
Аналитические результаты представлены в табл. 1. Полученные четыре точки на диаграмме Rb/Sr образуют изохрону (рисунок) с возрастом $102,3 \pm 1,7$ млн. лет с начальным соотношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ $0,70816 \pm 4$; СКВО — 2,7. Кроме параметров четырехточечной изохроны, были рассчитаны двухточечные изохроны, изотопный возраст по которым определялся положением на изохроне точки мусковита. Как видно из табл. 2, возрастные характеристики кварц-шеелитового оруденения, рассчитанные по четырех- и двухточечным изохронам, практически не различаются между собой, и 102 млн. лет можно считать временем проявления основной стадии формирования рудной минерализации месторождения. Обращают на себя внимание некоторые различия начальных соотношений изотопов Sr в минералах руд и гранодиоритах штока, что может быть связано с изменением во времени температуры и других параметров в магматической камере или с вовлечением в процесс магматической переработки пород с более высоким содержанием радиогенного Sr.

2. Возраст и первичные отношения изотопов Sr по двухточечным изохронам (мусковит+минерал)

Минерал	Изотопный возраст, млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Апатит	102,1	0,70815
Шеелит	102,2	0,70813
Кварц	102,2	0,70819

Таким образом, изотопные исследования показали, что общая продолжительность магматогенных процессов в пределах месторождения составляла не менее 30 млн. лет, но оруденение в пространственном и временном отношении больше всего связано с одной из фаз внедрения дальнинских гранитоидов, занимающей во времени промежуточное положение между внедрением более основных и более кислых разностей пород, слагающих такие крупные гранитоидные массивы этого комплекса, как Дальнинский и Бисерский.

Гранодиориты Центрального штока отличаются от гранодиоритов Дальнинского массива не только временем кристаллизации, но и начальным соотношением изотопов Sr ($0,70675$). По-видимому, в расплавах, формирующих шток, было больше сиалического материала [13], чем в расплавах, за счет кристаллизации которых образова-



Изохрона минералов руд месторождения Восток-2:

1—4 — номера проб, см. табл. 1; возраст $102,3 \pm 1,7$ млн. лет; начальное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70816 \pm 4$; СКВО — 2,7

лись породы крупных массивов. В олисто-строме турбидитовой толщи содержатся блоки разновозрастных, более древних, чем образования матрикса, пород, в том числе и насыщенных литофильными элементами. Учитывая петрохимические особенности гранодиоритов, можно предполагать, что породами, в результате взаимодействия с которыми расплав обогащался радиогенным Sr, были отторженцы древнего Ханкайского массива, отмеченные геофизиками [5] в районе месторождения в составе так называемого татибинского комплекса. Начальные изотопные отношения Sr в древних метаморфитах колеблются от 0,705 до 0,711 [11]. За счет ассимиляции метаморфитов возможно также увеличение содержания в расплавах таких характерных для гранодиоритов штока и руд элементов, как фосфор, фтор, магний и, возможно, вольфрам [7]. Влияние субстрата на петрогеохимические особенности гранодиоритов штока очевидно. Как отметил Г.Н. Степанов [12], они отличаются от гранодиоритов Дальнинского массива более кислым составом, меньшим количеством темноцветных минералов, почти полным отсутствием роговой обманки, повышенной магнезиальностью, преобладанием натрия над калием в сумме щелочей. Устанавливаются также различия по составу и другим особенностям некоторых минералов гранодиоритов Центрального штока и Дальнинского массива. Так, биотит гранодиоритов штока характеризуется относительно более низкими железистостью и степенью окисленности железа, большим количеством глинозема. Кроме того, биотит гранодиоритов штока содержит алюминий в тетраэдриче-

ской и октаэдрической позициях, а в биотите гранодиоритов массива алюминий находится только в тетраэдрической позиции, что позволило М.Г. Руб [8] сделать заключение о различиях в температуре, флюидонасыщенности и флюидном давлении расплава, из которых кристаллизовался биотит гранодиоритов в отмеченных выше интрузивах. Проведенное нами изучение включений минералообразующих сред в кварце гранитоидов подтверждает этот вывод.

В полированных пластинках под микроскопом подсчитаны общее количество и процентное содержание разных типов включений в кварце гранитоидов Центрального штока и Дальнинского массива (табл. 3). Для подсчета выбраны равные по площади участки минералов с наиболее обычной (средней) для него насыщенностью включениями. Включения в кварце гранодиоритов из штока и массива резко различны по количеству и особенно по насыщенности флюидами. Среди флюидных включений в кварце гранодиоритов массива существенно преобладают малоплотные газовые, а в кварце гранодиоритов штока более 70% составляют газоз-жидкие, нередко содержащие, помимо солевого раствора и газового пузырька, твердые фазы. Кроме того, в кварце гранитоидов штока сравнительно широко распространены кристаллофлюидные включения, не обнаруженные в кварце гранодиоритов массива. Заметно различаются между собой не только по размерам (более крупные, до 100 мкм в кварце гранодиоритов массива), но и внутреннему строению расплавыные включения: в кварце гранодиоритов массива они состо-

3. Процентное соотношение различных типов включений в кварце гранодиоритов

Массив	Общее количество	Расплавы	Кристаллофлюидные	Газово-жидкие		Жидкогазовые	Газовые
				с твердыми фазами	без твердых фаз		
Дальнинский	465	19,1	—	3,1	4,6	19,0	53,44
Центральный	1465	8,1	11,0	21,5	45,1	12,9	1,3

ят из частично или полностью раскристаллизованного силикатного стекла и небольшой по объему флюидной фазы, обособившейся в виде газового пузырька; а в кварце гранодиоритов штока включения, обычно негативной формы, содержат флюидную фазу, представленную не только газовым пузырьком, но и занимающую интерстиции между индивидами раскристаллизованного силикатного стекла. Нередко наблюдается своеобразное чередование микрополосок силикатной и флюидной фаз. Температура гомогенизации расплавных включений в кварце гранодиоритов массива составляет 910°C , а в кварце пород штока — 860°C .

Сказанное выше позволяет сделать заключение о формировании гранодиоритов штока из расплавов с заметно более высокими флюидонасыщенностью, флюидным давлением, плотностью и концентрацией флюидов по сравнению с гранодиоритами Дальнинского массива. Высокое флюидное давление в процессе формирования штока подтверждается наличием в центральной его части трубообразного тела взрывной брекчии. Скорее всего, образование брекчии обусловлено накоплением флюидов в магматической камере в процессе кристаллизации гранодиоритов и ее взрывной разгрузкой при достижении критического флюидного давления. Сравнительно высокое флюидное давление, видимо, сохранилось в магматической камере на протяжении основных стадий рудообразования. Изучение флюидных включений в разновозрастном кварце из руд показывает, что все они характеризуются весьма заметным непостоянством соотношения фаз газ — жидкость, наличием среди газовой-жидких включений существенно газовой, гомогенизация которых иногда происходит по второму типу. Такие фазовые соотношения могут быть обусловлены вскипанием растворов в результате резкого падения давления при их подъеме к местам отложения руд.

Приуроченность месторождения к сравнительно небольшому интрузивному штоку, отсутствие или слабое проявление оруденения вблизи крупных интрузий, различия флюидного режима при их формировании, на наш взгляд, во многом определяются геодинамическими условиями. Из анализа геологических и петролого-геохимических материалов следует, что в пределах таких крупных массивов, как Дальнинский и Бисерский, уже на ранних стадиях кристаллизации расплавов происходили разгерметизация магматической камеры, образование многочисленных уходящих на глубину трещин в породах рамы, что способствовало интенсивной дегазации расплавов, рассеиванию рудных и других компонентов, возникновению мощных зон (более 1 км) контактовых изменений вмещающих пород и автотасоматических изменений самих гранитоидов. Таким образом, крупные массивы формировались в условиях открытой системы. Вынос рудоносных компонентов в таких условиях подтверждается установленным геохимиками заметным падением содержания В, Sn, Ag, Rb, Zr, La, Se, Nb в контактовых зонах гранодиоритов Бисерского массива. В то же время отмечается более высокое содержание вольфрама в гранодиоритах и гранитах Дальнинского и Бисерского массивов по сравнению с гранитоидами Центрального штока.

Время становления штока характеризуется более спокойной тектонической обстановкой. После внедрения сравнительно небольших масс силикатного расплава и его кристаллизации на верхних горизонтах произошла герметизация магматической камеры, и условия закрытой системы обеспечивали накопление в камере флюидов с увеличивающейся во времени концентрацией солей. Только по мере достижения критического давления или при проявлении разрывной тектоники происходил неоднократный прорыв флюидов по локальным трещинам, к которым и приурочены рудные тела месторождения. На ранней стадии формирования месторождения разгерметизация камеры носила взрывной характер и сопровождалась образованием трубообразного тела брекчии. Судя по наличию в кварце гранодиоритов сопутствующих расплавным кристаллофлюидных и газовой-жидких включений, расплав представлял собой гетерогенную систему, состоящую из силикатной части, солевого (раствор — расплав) и водного растворов с высокой концентрацией солей, что соответствует схеме кристаллизационной дифференциации гранитного расплава, установ-

ленной экспериментально А.А. Маракушевым и Ю.Б. Шаповаловым [6].

Изотопные исследования показали, что гранитоидные интрузии района месторождения формировались в три этапа, охватывающих промежутки времени около 30 млн. лет. Полученные датировки изотопного возраста гранитоидов 128, 111 и 98 млн. лет хорошо согласуются с современными представлениями о геологической истории Сихотэ-Алиня, согласно которым гранитоиды — коллизионные образования, а мощная коллизия Самаркинского террейна относится к готерив-барремскому и апт-альбскому времени.

Рудные тела месторождения тесно связаны с Центральным штоком гранитоидов (изотопный возраст 111 млн. лет), отличающихся от гранитоидов крупных безрудных массивов начальными соотношениями изотопов Sr, что объясняется особенностями состава ассимилированных расплавами пород коры. В то же время гранодиориты штока и минералы руд месторождения (изотопный возраст 102 млн. лет) имеют близкие начальные соотношения изотопов Sr и, скорее всего, являются производными единого магматического очага. Таким образом, накопление флюидов в этом очаге происходило в течение длительного времени, исчисляемого миллионами лет, и связано с кристаллизационной дифференциацией гранитного расплава в условиях закрытой системы, обеспечивающей обособление его силикатной, раствор-расплавной и водно-солевой составляющих. Особенности флюидного режима, скорее всего, определены различиями в геодинамической обстановке становления интрузивов: кристаллизация пород штока происходила в условиях закрытой системы, а пород крупных массивов — в условиях открытой.

Изучение около 15 гранитоидных массивов юга Дальнего Востока позволяет нам рекомендовать термобарогеохимические и по возможности изотопные (Rb/Sr метод) исследования для предварительной оценки степени рудоносности интрузивов и выбора первоочередных площадей для постановки поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В. Сравнительная характеристика некоторых вариантов методики хроматографического выделения микроколичеств рубидия и стронция для изотопного анализа // Масспектрометрия и изотопная геология. М., 1983. С. 60—66.
2. Гольцман Ю.В. Оценка параметров линейных изохрон в изотопной геологии // Геохимия. 1993. № 10. С. 1470—1481.
3. Иванкин П.Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роль при формировании рудных месторождений // Геология и геофизика. 1965. № 10. С. 23—33.
4. Котляр В.Н. Некоторые итоги изучения рудоносных вулканогенных формаций // Геология рудных месторождений. 1968. № 2. С. 3—11.
5. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Владивосток, 1969.
6. Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование рудной концентрации во фторидных гранитных системах // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 4—23.
7. Мишкин М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. — М.: Наука, 1969.
8. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых районов СССР / М.Г. Руб, В.А. Павлов, Н.Г. Гладков, О.И. Яцухин. — М.: Наука, 1982.
9. Особенности генезиса гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарогеохимических исследований / Л.Н. Хетчиков, И.Н. Говоров, В.А. Пахомова и др. // Тихоокеанская геология. 1996. № 2. С. 17—28.
10. Прецизионный изотопный анализ стронция с использованием одноленточного режима ионизации. Масспектрометрия и изотопная геология / И.В. Чернышев, Н.И. Сердюк, Д.З. Журавлев, Ю.А. Костицын. — М.: Наука, 1983.
11. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского района // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 60—73.
12. Степанов Г.Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. — М.: Наука, 1977.
13. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. — М.: Мир, 1974.
14. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — М., 1993.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



УДК 549.731.14

© Л.И. Шабалин, 1999

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В РОССИИ

Л.И. Шабалин (СНИИГГИМС)

Разработана геолого-технологическая классификация титаномагнетитовых руд как комплексного железо-титано-ванадиевого сырья по соотношению в них железа и титана, минеральному составу и содержанию в титаномагнетите титана и ванадия. В соответствии с ней систематизированы все главнейшие мировые месторождения, в том числе России и других стран СНГ, и показано соотношение общих запасов различных типов руд.

Под титаномагнетитовыми рудами понимаются коренные руды в базитовых и ультрабазитовых массивах, главными рудными минералами которых являются титаномагнет и ильменит (гемоильменит) в различном соотношении или один из них, что соответствует ранней классификации И.И. Малышева и др. [4]. Это комплексные железо-титано-ванадиевые руды, на которые приходится около 40—80% запасов и добычи титана и ванадия в мире [2—14]. Из качканарских руд на Урале добывается также значительное количество железа.

Более 90% всего титанового сырья идет на производство пигментного диоксида титана и около 5% на получение металлического титана. Ванадий главным образом используется для легирования чугуна и стали, что позволяет снижать массу изделий и повышать их прочность и морозостойкость.

В странах СНГ, в основном в России, сосредоточена весьма существенная часть мировых ресурсов титаномагнетитовых руд, заключенных в месторождениях различных формационных типов [12]. Источником титанового сырья для заводов бывшего СССР были сначала Кусинское титаномагнетитовое месторождение на Урале в настоящее время отработанное, а затем россыпные месторождения Украины. Од-

нако в течение многих лет не хватало высококачественного сырья для обеспечения промышленности по производству титановых белил, и большую часть его приходилось завозить из-за рубежа — из Канады, Норвегии, Австралии [2]. Существовал дефицит сырья и для производства металлического титана, а также ванадия, основная добыча которого сейчас сосредоточена на базе Гусевогорского титаномагнетитового месторождения (Качканарский ГОК).

В связи с распадом СССР возникла необходимость оценить возможности каждой из стран СНГ и, в первую очередь, России по самообеспечению титановым, ванадиевым, а также железорудным сырьем за счет титаномагнетитовых месторождений. Для этого прежде всего необходимо знать, какие технологические типы руд имеются в каждой стране.

В целях систематизации типов титаномагнетитовых руд автором разработана геолого-технологическая классификация этих руд как комплексного железо-титано-ванадиевого сырья (таблица). При этом использован опыт подобных работ [10, 15], а также классификации этих руд как или собственно титанового [4, 5], или ванадиевого [1], или железорудного [6] сырья. В таблице соотношение запасов руд дано после

Геолого-технологическая классификация титаномагнетитовых руд как комплексного железо-титано-ванадиевого сырья

Типы руд по соотношению в валовом железе и двуокиси титана (Fe/TiO ₂)	Типы руд по содержанию главных рудных минералов	Содержание в титаномагнетите, %		Название типа руды по типу-месторождению	Месторождения	Соотношение общих запасов руд, %		
		TiO ₂	V ₂ O ₅			Россия	Страны СНГ, кроме России	Зарубежные страны
Низкотитанистые железозо-ванадиевые (>8)	Собственно титаномагнетитовые	<4	<0,5	Аляскинский	1	—	—	37,5
		4—8	0,5—1	Гусевоторский	2, 3, 4, 5, 6	17,6	—	—
		4—8	<0,5	Сваранский	7, 8, 9	—	80,4	—
		4—8	0,5—1,0	Салганакский	10, 11	0,8	11,3	—
		4—8	>1,0	Мустафарский	12	—	—	0,1
Среднетитанистые железозо-ванадиевые (5—8)	Ильменит-титаномагнетитовые	>8	0,5—1,0	Цагинский	13	0,1	—	—
		>8	>1,0	Чинейский	14	35,0	—	—
		4—8	<0,5	Почитанский	15, 16, 17	1,1	—	0,1
		<4	0,5—1,0	Новоселковский	18, 19	—	0,9	0,1
Высокотитанистые железозо-титано-ванадиевые (2,3—5)	Перовскит-титаномагнетитовые	>8	<0,5	Гулинский	20, 21	5,4	—	—
		>8	<0,5	Малокуйбасский	22, 23 (Ти)	0,4	—	—
	Собственно титаномагнетитовые	>8	0,5—1,0	Табергский	24, 25 (Ти)	0,1	—	0,6
		>8	>1,0	Бушвельдский	26, 27	0,4	—	7,5
	Ильменит-титаномагнетитовые	>8	<0,5	Кручининский	28, 29, 23 (Ти), 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36	21,8	—	—
		>8	0,5—1,0	Копанский	25 (Ти+Ил), 37 (Ти+Ил), 38, 39 (Ти+Ил), 40, 41, 42, 43	2,1	—	4,1
		>8	>1,0	Панжихуа	44, 45, 46, 47	—	—	32,2
		4—8	<0,5	Арсентьевский	48	0,1	—	—
		4—8	0,5—1	Харловский	49, 50, 51, 52	6,8	—	4,5

	Гемоглобин-титаномагнетитовые	<4	<0,5	Морин	53	—	—	8,5
Весьма высококачественные титановые (<2,3)	Ильменит-магнетитовые	<4	0,5—1,0 >1,0	Кусинский Отаняки	54 55	—	—	— 0,1
	Перовскит-титаномагнетитовые	>8	<0,5	Салмагорский	56, 57, 58, 59	2,9	—	0,3
	Титаномагнетит-ильменитовые	>8	0,5—1,0	Сэнфорд Лейк	60, 61	—	—	1,4
	Перовскит-титаномагнетитовые	4—8	<0,5	Африкандский	62, 63	0,7	—	—
	Гемоглобинитовые	—	—	Аллард Лейк	64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71	—	—	2,8
	Рутил-гемоглобинитовые	—	—	Роуэлэнд	72	—	—	0,1
	Ильменитовые	—	—	Стремилгородский	37 (Ил), 73, 74, 75, 23 (Ил), 25 (Ил), 39 (Ил)	4,8	7,4	—

Примечание. Месторождения: 1 — Юго-Восточной Аляски, 2 — Гусевогорское*, 3 — Качканарское*, 4 — Первоуральское*, 5 — Висимское*, 6 — Суоямское, 7 — Сваранское, 8 — Камакарское, 9 — Тебидбулакское, 10 — Салганакское*, 11 — Велиховское, 12 — Муствара, 13 — Цагинское*, 14 — Чинейское*, 15 — Почитанское*, 16 — Магьюз и Чаффей, 17 — Сельвог, 18 — Новоселковское, 19 — Редсан, 20 — Гулинское*, 21 — Бор-Юрях*, 22 — Малый Куйбас*, 23 — Лысанское*, 24 — Таберг, 25 — Копанское*, 26 — Бушвельдского массива в ЮАР, 27 — Пудожгорское*, 28 — Кручининское*, 29 — Гремяча Вьрмес*, 30 — Джана*, 31 — Гаюмское*, 32 — Богидз*, 33 — Патыньское*, 34 — Большая Куль-Тайга*, 35 — Хактыг-Ой*, 36 — Кизирское*, 37 — Медведевское*, 38 — Елетьозерское*, 39 — Магкальское*, 40 — Кинзелюкское*, 41 — Слюдинское*, 42 — Магли Маунтин, 43 — Сент Илес, 44 — Панжихуа, 45 — Вундлви, 46 — Баррамби, 47 — Доре Лейк, 48 — Арсентьевское*, 49 — Харловское*, 50 — Мало-тагульское*, 51 — Витимское*, 52 — Лиганга, 53 — массива Морин, 54 — Кусинское*, 55 — Отаняки, 56 — Салмагорское*, 57 — Кугда*, 58 — Себьявр*, 59 — Цеболла Крик, 60 — Сэнфорд Лейк, 61 — Айрон Маунтин, 63 — Африканда*, 63 — Вуориярви*, 64 — Аллард Лейк, 65 — Телльнес, 66 — Стурганген, 67 — Сент Урбен, 68 — Джеймсон Рейндж, 69 — Чертсей Тауншип, 70 — Кольдаль и Анкер, 71 — Абу Халка, 72 — Пиней Ривер и Роуэлэнд, 73 — Стремилгородское, 74 — Маймаканское*, 75 — Большой Сейлм*. Дополнения к номерам месторождений в скобках означают наличие в одном и том же месторождении двух и более типов руд: Ти — собственно титаномагнетитовых, Ил — ильменитовых, Ти+Ил — ильменит-титаномагнетитовых. 1, 59, 60, 61, 72 — месторождения США, 12, 55, 70 — Финляндии, 16, 42, 43, 47, 53, 64, 67, 69 — Канады, 17, 19, 65, 66 — Норвегии, 24 — Швеции, 26 — ЮАР, 52 — Танзании, 44 — Китая, 45, 46, 68 — Австралии, 71 — ОАР (Египет), 7, 8 — Армении, 9 — Узбекистана, 11 — Казахстана, 18 — Белоруссии, 73 — Украины; звездочкой отмечены месторождения России.

пересчета их на примерно одинаковое содержание рудных минералов, так, чтобы, например, запасы бедновкрапленных руд можно было равноценно сопоставлять с запасами руд богатых месторождений. В расчет суммарно принимались все разведанные запасы и прогнозны ресурсы категории P_1 .

В основу разработанной классификации положены требования промышленности к рудам и концентратам при их переработке. Учитываются освоенные в настоящее время или успешно осваиваемые перспективные способы переработки руд с извлечением главных полезных компонентов. К таким способам относятся в основном доменный передел и электроплавка как одностадийная, так и двухстадийная по схеме вращающаяся обжиговая печь — электропечь. Учитывается возможность плавки как отдельно титаномагнетитового и ильменитового концентратов, так и коллективных ильменит-титаномагнетитового и перовскит-титаномагнетитового концентратов.

В число классификационных признаков включены только те из них, которые определяют выбор методов переработки руд: соотношение в них валового железа и диоксида титана, минеральный состав, содержание в титаномагнетитовом концентрате титана и ванадия. Они отражают главные технологические параметры титаномагнетитовых руд: их титанистость, точнее, титанистость коллективного концентрата; возможность получения отдельных ильменитового и титаномагнетитового концентратов (а также перовскитового и рутилового); содержание в титаномагнетитовом концентрате титана и ванадия. Другие технологические показатели руд, такие как весовые выходы концентратов (общее содержание рудных минералов), извлечение из них железа, титана и ванадия, а также содержание в титаномагнетитовом концентрате железа, а в ильменитовом — титана, не отражены в классификации, поскольку от них не зависит способ переработки руд. Они характеризуют только их качество.

По соотношению в рудах количества валового железа и диоксида титана выделены низкотитанистые ($Fe/TiO_2 > 8$) желе-

зо-ванадиевые, среднетитанистые (Fe/TiO_2 5—8) существенно железо-ванадиевые, высокотитанистые (Fe/TiO_2 2,3—5) железо-титано-ванадиевые и весьма высокотитанистые ($Fe/TiO_2 < 2,3$) существенно титановые руды. Параметр отношения валового железа к диоксиду титана принят потому, что он характеризует титанистость извлекаемой промышленными способами окисно-рудной составной части руд, т.е. коллективного ильменит-титаномагнетитового, перовскит-титаномагнетитового, ильменит-магнетитового, гемейменитового концентратов и т.д. Использование параметра стимулируется также доступностью его подсчета, поскольку определение состава руд при разведке месторождений производится в основном по этим компонентам.

Следует еще раз обратить внимание на то, что в классификации отражены важнейшие технологические свойства руд, а не общее содержание в них рудных компонентов. Поэтому, когда речь идет о высокотитанистых или низкотитанистых рудах, то имеется в виду не общее содержание титана в них, а соотношение железа и диоксида титана в рудах и в конечном итоге, в коллективных концентратах.

Отнесение к низкотитанистым руд с соотношением более 8 обусловлено тем, что из руд такого типа извлечение титана считается экономически невыгодным из-за его низкого содержания как в рудах в целом (не более 1—3%), так и в титаномагнетитовом концентрате (<4—8%). К ним относятся технологически хорошо изученные гусевгорские (качканарские) и первоуральские руды с отношением железа к диоксиду титана около 10, которые плавят в доменных печах без извлечения титана. Руды аналогичного типа характерны для крупных месторождений Юго-Восточной Аляски (США) с отношением железа к диоксиду титана, меняющимся от 7 до 10, в среднем около 8. В эту группу попадает еще ряд других месторождений — собственно Качканарское, Суроямское, Висимское, Тебинбулакское, Сваранцкое и др. Такие соотношения компонентов и послужили основанием для определения значения 8 как порогового между низкотитанистыми и последующей группой месторождений.

Для среднетитанистых руд отношение железа к диоксиду титана принято в интервале от 5 до 8, так как начиная с 5 и далее в сторону уменьшения происходит резкое, по существу линейное, возрастание в рудах относительного количества свободного ильменита и в целом содержания титана в коллективном концентрате, что видно на диаграммах зависимости этих показателей от соотношения железа и диоксида титана (рис. 1, 2). Для построения диаграммы на рис. 2 содержание диоксида титана в идеальном коллективном концентрате (без учета примеси нерудных компонентов) подсчитано по выведенной автором формуле с учетом содержания титана в титаномагнетите и соотношения рудных минералов в руде и коллективном концентрате.

Количество TiO_2 в коллективном концентрате среднетитанистых руд выше,

чем в низкотитанистых, но не превышает 15%.

Высокотитанистые руды характеризуются отношением железа к диоксиду титана 2,3—5. На диаграммах это иллюстрируется возрастанием TiO_2 в коллективном концентрате по мере уменьшения соотношения компонентов. В этих рудах, наряду с железом и ванадием, существенное промышленное значение уже имеет также титан, количество диоксида которого в коллективном концентрате изменяется от 15 до 31%. Поэтому такие руды называются железо-титано-ванадиевыми. К ним относится наиболее многочисленная группа месторождений.

К весьма высокотитанистым относятся руды с отношением железа к диоксиду титана менее 2,3. Последняя величина принята в определенной мере условно потому,

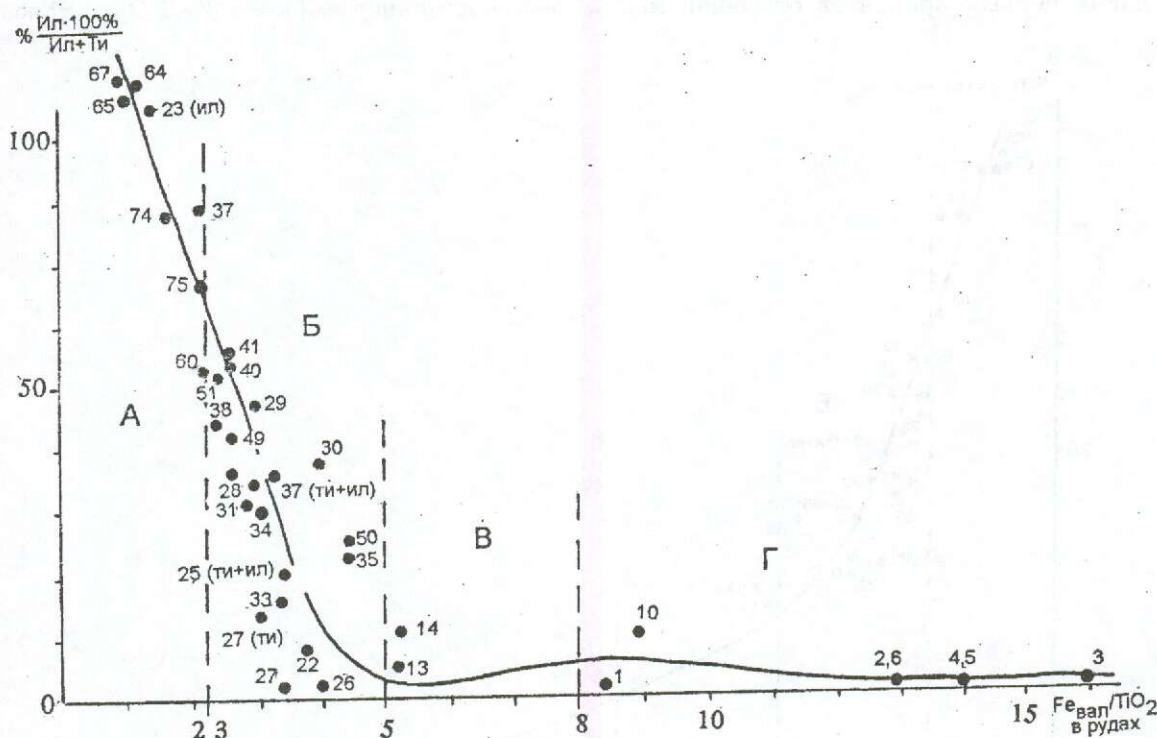


Рис. 1. Зависимость относительного количества ильменита (в сумме рудных минералов) от отношения валового железа к диоксиду титана в рудах титаномагнетитовых месторождений, составлено по данным разведочных работ и технологических испытаний руд, по месторождениям юга Сибири уточнено автором по материалам минералогических исследований:

номера месторождений — см. табл. 1; поля типов руд: А — весьма высокотитанистых существенно титановых, Б — высокотитанистых железо-титано-ванадиевых, В — среднетитанистых существенно железо-ванадиевых, Г — низкотитанистых железо-ванадиевых

что она отделяет целую группу существенно титановых месторождений, где главным рудным минералом является ильменит (иногда перовскит или рутил) в отличие от железо-титано-ванадиевых месторождений, где более существенна роль титаномагнетита. В эту группу попадают такие месторождения, как Аллард Лейк, Сэнфорд Лейк, Телльнес, Стремигородское и др., являющиеся типичными титановыми.

Следующая колонка в таблице геолого-технологической классификации отведена минеральному составу. В название руд включены только те минералы, содержание которых в рудах достаточно для их эффективного извлечения в отдельные концентраты. Минимальное промышленное содержание минералов в каждом отдельном случае можно определить только соответствующими экономическими расчетами, но в общем случае, если оно меньше нескольких первых процентов от общей массы

руды, то соответствующий минерал исключается из названия. Низкотитанистый тип представлен только собственно титаномагнетитовыми рудами. В среднетитанистом присутствуют собственно титаномагнетитовые, ильменит-титаномагнетитовые и ильменит-магнетитовые руды. В высокотитанистом встречаются все перечисленные минеральные типы руд, но количественно преобладают ильменит-титаномагнетитовые. Имеются также перовскит-титаномагнетитовые. Весьма высокотитанистые руды представлены главным образом ильменитовыми и перовскит-титаномагнетитовыми разновидностями, а также рутилсодержащими рудами.

В следующей колонке руды классифицируются по содержанию титана в минерале титаномагнетите (см. таблицу). Выделены руды с низкотитанистым (менее 4% TiO_2), среднетитанистым (4—8% TiO_2) и высокотитанистым (более 8% TiO_2) титано-

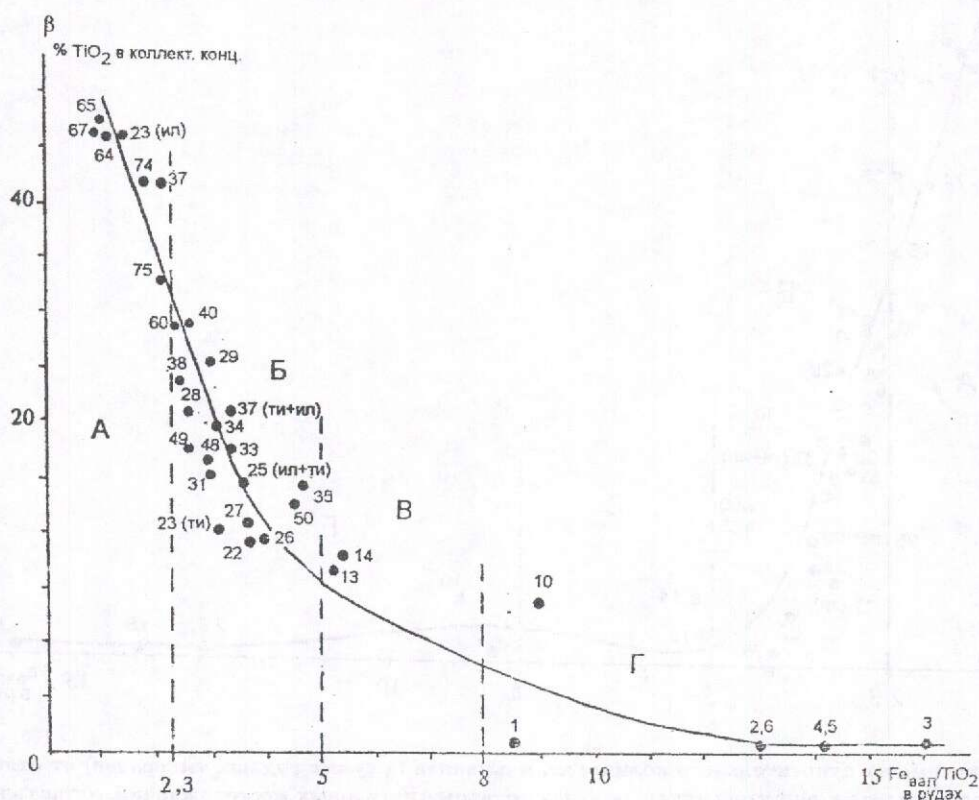


Рис. 2. Зависимость содержания диоксида титана в коллективном ильменит-титаномагнетитовом концентрате от соотношения валового железа и диоксида титана в рудах титаномагнетитовых месторождений:

подсчет содержания диоксида титана выполнен по методике, указанной в тексте; усл. обозн. см. рис. 1

магнетитом или титаномагнетитовым концентратом. В низкотитанистых рудах встречаются только первые две разности, а в остальных типах могут присутствовать все три. Отмеченные пределы содержания титана в титаномагнетите выбраны с учетом возможных способов переработки титаномагнетитовых концентратов. Низкотитанистые их разности пригодны для доменного передела по схеме, разработанной для гусевогорских (качканарских) руд [9]. Из руд Кусинского ильменит-титаномагнетитового месторождения доменным способом перерабатывались концентраты с содержанием TiO_2 до 4%. Поэтому автором выбрано граничное значение 4% TiO_2 в концентратах.

Для среднетитанистых титаномагнетитовых концентратов количество TiO_2 принято равным 4—8% на том основании, что их нельзя непосредственно использовать в доменном переделе, как гусевогорские концентраты, ввиду более высокого по сравнению с последними содержаниями титана, существенно затрудняющего работу до-

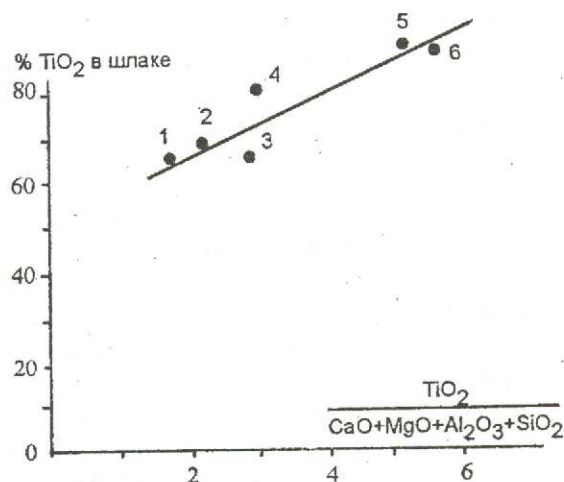


Рис. 3. Зависимость содержания TiO_2 в шлаках металлургического бесфлюсового производства от отношения TiO_2 к сумме шлакообразующих компонентов в титаномагнетитовых и ильменитовых концентратах руд Медведевского и Пудожгорского месторождений, по данным технологических исследований [7]:

концентраты: 1, 2 — титаномагнетитовые, 3, 4 — коллективные ильменит-титаномагнетитовые, 5, 6 — ильменитовые

менных печей из-за высокой вязкости получающихся шлаков. В то же время из них экономически нерентабельно извлекать титановое сырье способом электроплавки по причине низкого содержания титана в получающихся при этом шлаках, некондиционных для производства титановых белил и тем более металлического титана.

Высокотитанистые концентраты с содержанием TiO_2 более 8% можно во многих случаях достаточно эффективно перерабатывать способом электроплавки (одно- или двухстадийной), что подтверждено экспериментальными работами на лабораторном и полупромышленном уровне [3, 8, 11, 16]. Имеются также предположения о возможности их переработки и доменным способом, но при этом надо решить проблему извлечения титана из доменных шлаков. Практически пока из такого типа титаномагнетитовых концентратов, содержащих обычно 8—15% TiO_2 , титан в промышленных масштабах не извлекается. В принципе при бесфлюсовой электроплавке можно получать очень высокотитанистые шлаки, пригодные для получения титановых продуктов даже из среднетитанистых концентратов. Однако этому препятствует то, что в реальных концентратах всегда присутствует некоторая примесь нерудных компонентов, которые, переходя в шлак, уменьшают концентрацию в нем титана. Чем меньше последнего, тем больше вероятность разубоживания. Титанистость шлаков растет с увеличением отношения титана к сумме нерудных компонентов-примесей (рис. 3). Дополнительная часть нерудных шлакообразующих компонентов может попадать с золой кокса или других восстановителей при плавке.

Следующая колонка в таблице классификации отражает содержание ванадия в титаномагнетите. Выделены типы руд с низкованадистым (менее 0,5% V_2O_5), средневанадистым (0,5—1% V_2O_5) и высокованадистым (более 1% V_2O_5) титаномагнетитом. Экономическая эффективность извлечения ванадия из титаномагнетитовых концентратов с содержанием в них 0,5—0,6% V_2O_5 подтверждена на примере руд разрабатываемого Гусевогорского месторождения. По-видимому, такое содержание в настоящее время следует считать

минимальным промышленным содержанием ванадия в титаномагнетите, поскольку при более низком содержании ванадий из железных руд пигде не извлекается. Титаномагнетитовые концентраты с содержанием V_2O_5 1,1—1,9% являются главным промышленным видом ванадиевого сырья за рубежом (месторождения в Бушвельдском массиве в ЮАР и Отанмяки в Финляндии).

В предлагаемой классификации выделено всего 27 типов руд, каждый из которых имеет довольно длинное название, например, низкотитанистые собственно титаномагнетитовые руды с низкотитанистым, средневанадистым магнетитом. Поэтому для упрощения тип руды лучше называть по названию типового месторождения, как делалось И.И. Малышевым [4, 5]. В соответствии с этим указанный тип называется просто гусевогорским типом руд.

На основании этой классификации и систематизации в соответствии с ней ресурсов всех главнейших мировых титаномагнетитовых месторождений можно провести сравнительный анализ их сырьевой базы для России, других стран СНГ и зарубежных стран.

Запасы титаномагнетитовых руд в других странах СНГ составляют менее 1/10 от российских. Распределение общих запасов руд, включая и прогнозные ресурсы категории P_1 по типам руд, следующее.

В государствах СНГ, кроме России, собственно титановые руды имеются только на Украине (Стремигородское месторождение и ряд перспективных проявлений). Остальные руды относятся в основном к низкотитанистому типу (Тебинбулакское месторождение в Узбекистане, Велиховское в Казахстане, Сваранцское и Камакарское в Армении), имеются незначительные ресурсы среднетитанистых руд (Новоселковское месторождение в Белоруссии).

В странах дальнего зарубежья количественно преобладают низкотитанистые (37%) и высокотитанистые (57%) руды. Последние сосредоточены в очень крупных месторождениях Китая — Панжихуа, ЮАР — Бушвельдский массив, Канады — Маппи Маунтин и в Танзании — Лиганга. На весьма высокотитанистые руды приходится 4,6%.

В России широко представлены все типы руд — низкотитанистые (18,4%), среднетитанистые (36,2%), высокотитанистые (37%) и весьма высокотитанистые (8,4%). Таким образом, общее соотношение типов руд сходно с таковым в зарубежных странах: наибольшее количество высокотитанистых руд, несколько меньшее — низкотитанистых и значительно меньшее — весьма высокотитанистых. Россия отличается только крупными запасами среднетитанистых руд, заключенных в основном в Чинейском месторождении.

Следует обратить внимание, что запасы высокотитанистых железо-титано-ванадиевых руд во много раз превышают запасы весьма высокотитанистых собственно титановых как в России, так и в зарубежных странах, хотя пока добыча титана за рубежом сосредоточена в большей степени на месторождениях последних. В перспективе высокотитанистые железо-титано-ванадиевые руды в последующие годы должны будут составлять основу сырьевой базы титана в мире, а сейчас эти руды являются главным источником ванадия за рубежом (а для КНР также и титана).

По минеральному составу подавляющая часть титаномагнетитовых руд относится к типам, в которых одним из главных (или единственным) является минерал титаномагнетит, содержащий тонкие пластинчатые вроски ильменита, которые не извлекаются из него простыми механическими способами обогащения. Они составляют за рубежом и в России около 95% от общего количества руд. Полное извлечение титана возможно при современном уровне технологической переработки и ее экономической эффективности пока только из руд с высокотитанистым титаномагнетитом или коллективным концентратом в процессе двухстадийной бесфлюсовой электроплавки. На такие руды в России приходится 75% от всех руд, а за рубежом — 51%.

Только 5% мировых запасов титаномагнетитовых руд относится к типам, где минералы ильменит и гемоильменит существенно преобладают, и переработка руд на титановые продукты давно освоена промышленностью — это все весьма высокотитанистые их разновидности. При этом существуют некоторые отличия в месторождениях

этих руд в странах дальнего зарубежья и в России. Если в месторождениях за рубежом, кроме ильменита и гемойльменита, обычно присутствует незначительное количество беститанистого магнетита, легко перерабатываемого металлургической промышленностью, то аналогичные российские руды обычно содержат 20—30% (от суммы рудных минералов) высокотитанистого титаномагнетита (см. рис. 1), содержащего в составе около 8—15% TiO_2 . Кроме того, в российских месторождениях эти титановые руды пространственно тесно ассоциируют с рудами ильменит-титаномагнетитового или собственно титаномагнетитового состава в пределах одной и той же рудной залежи, слагая ее лежащий или висячий бок, как в Медведевском, Копанском, Лысанском, Маткальском месторождениях и Большом Сейиме. Избирательная добыча существенно титановых руд в этих месторождениях наиболее дешевым открытым способом по существу невозможна, поскольку в контур карьера попадут все остальные типы руд. Поэтому эти месторождения в целом следует считать не существенно титановыми, а железо-титано-ванадиевыми ильменит-титаномагнетитовыми. Исходя из этого, можно констатировать, что в России почти нет собственно титановых разностей титаномагнетитовых месторождений, а наиболее высокотитанистые их типы в большинстве случаев относятся к комплексным железо-титано-ванадиевым.

Кроме отмеченных минеральных разновидностей руд, в России имеется довольно заметное количество (9%) перовскит-титаномагнетитовых руд в щелочно-ультраосновных массивах, из которых возможно извлечение титана и ниобия при электроплавке [8]. Легкообогащаемые ильменит-магнетитовые руды Кусинского месторождения сейчас отработаны, а имеющиеся их разности в других месторождениях, например в Малотагульском, обычно настолько тесно перемежаются с другими рудами, что их селективная добыча практически невозможна и нецелесообразна.

По содержанию титана в титаномагнетите в России преобладают типы руд с высокотитанистым титаномагнетитом (68,2%), небольшая доля приходится на руды с низкотитанистым (18,4%) и еще меньшая

(8,5%) — на руды со среднетитанистым титаномагнетитом. В зарубежных странах также большую часть составляют руды с высокотитанистым титаномагнетитом (50,7%), несколько меньшую — руды с низкотитанистым (46,2% — исключительно за счет месторождений Юго-Восточной Аляски) и совершенно незначительную — руды со среднетитанистым титаномагнетитом (4,5%).

По содержанию ванадия в титаномагнетите в России руды с низко-, средне- и высокованадиными типами находятся примерно в равных соотношениях — соответственно 32,9, 31,7 и 35,4%. Высокое соотношение высокованадиных руд достигается в основном за счет одного Чинейского месторождения. В зарубежных странах преобладают руды с низкованадиным (46,4%) и высокованадиным титаномагнетитом (39,9%) при небольшом количестве руд со средневанадиным (13,7%), причем подавляющая часть высокованадиных руд приходится на месторождения Бушвельдского массива в ЮАР и Панжихуа в КНР.

В предлагаемой геолого-технологической классификации термины «низко-, средне-, высоко- и весьма высокотитанистые руды» относятся, как отмечалось выше, не к абсолютному содержанию титана в рудах, а характеризуют его относительное количество в сравнении с железом. В целом же по общему содержанию титана месторождения России являются относительно бедными, так как в них среднее количество диоксида титана варьирует от 4 до 11% и для подавляющего большинства месторождений составляет 6—7%. Содержание железа также невысокое и в среднем равно 15—25%. Вместе с тем в некоторых месторождениях (Чинейском, Большой Сейим, Гремяха Вырмес, Кручининском, Малотагульском, Гаюмском, Хаактыг-Ой, Арсентьевском, Цагинском) имеются богатые (до сплошных) разности руд. Почти во всех месторождениях эти руды образуют сильно вытянутые маломощные пласто- и линзообразные тела, залегающие среди подавляющей массы бедновкрапленных руд и пространственно тесно с ними связанных. Селективная разработка таких маломощных тел, по-видимому, экономически не выгодна. При карьерной отработке месторожде-

ний такие богатые руды не выделяются в особый тип, хотя в ряде случаев содержание TiO_2 в них превышает 15%, а железа — более 40%. Этими особенностями месторождения России отличаются от зарубежных, где имеются крупные обособленные залежи богатых титаномагнетитовых руд, которые разрабатываются отдельно, например месторождения Аллард-Лейк, Телльнес, Сэнфорд Лейк, месторождения в Бушвельдском массиве.

Перспектива более широкого освоения титаномагнетитовых месторождений в России связана в первую очередь с необходимостью использования их в качестве титанового сырья, в котором существует острая потребность. Для этой цели наиболее эффективным казалось бы вовлечение в эксплуатацию весьма высокотитанистых существенно ильменитовых богатых руд. Однако, как отмечалось выше, они в месторождениях тесно ассоциируют с железо-титано-ванадиевыми бедновкрапленными рудами и сами содержат заметное количество минерала титаномагнетита, поэтому в целом месторождения являются железо-титано-ванадиевыми. Для подобного типа месторождений (Пудожгорского, Харловского, Медведевского, Малотагульского и др.) проведен ряд технологических лабораторных и полупромышленных исследований в целях выяснения возможной их эффективной переработки с получением железа, титана и ванадия. При этом в процессе двухстадийной электроплавки получены шлаки, содержащие более 60—70% TiO_2 , что позволяет их эффективно перерабатывать на пигментный диоксид титана [7]. При этом наиболее рационально использование коллективного ильменит-титаномагнетитового концентрата этих руд. Это обусловлено тем, что в таком случае, во-первых, достигается полное комплексное использование руд, во-вторых, не требуется отдельного получения ильменитового и титаномагнетитового концентратов, усложняющего технологию обогащения, и, в-третьих, имеется возможность получать концентрат электростатическими и электромагнитными методами в едином технологическом потоке без применения экологически вредных флотационных способов (по устному сообщению С.В. Шаврина).

При таком использовании железо-титано-ванадиевых разностей титаномагнетитовых месторождений наиболее актуальной проблемой является выбор месторождений, в первую очередь, по типам руд, которые имели бы достаточно высокую титанистость (т.е. низкое отношение железа к титану) и в то же время достаточно высокое содержание ванадия в коллективном концентрате. Эти величины связаны друг с другом обратной зависимостью: чем больше титанистость концентрата (т.е. больше в нем ильменитовой составляющей и меньше титаномагнетита), тем меньше в нем содержание ванадия и железа, основное количество которых заключено в титаномагнетите. По существу, выбор таких наиболее эффективных для разработки месторождений может быть определен только в процессе технико-экономических расчетов, так как надо выбирать руды, из коллективных концентратов которых можно было бы получать, с одной стороны, максимально высокотитанистые шлаки для рентабельного извлечения из них титановых продуктов, а с другой — достаточно большое количество чугуна и ванадия для экономичной и высокоэффективной работы металлургического производства. Необходим выбор оптимального соотношения между этими показателями, т.е. выбор соответствующих типов руд, с учетом также обогатимости и технологичности металлургической и химической переработки.

Предварительно такие месторождения могут быть выбраны на основе предложенной геолого-технологической классификации. К таким прежде всего относятся месторождения со средне- и высокованадистым титаномагнетитом и с пониженным отношением железа к диоксиду титана, т.е. более высокотитанистые: копанского типа — Копанское, Медведевское, Маткальское, Елетьозерское; бушвельдского типа — Пудожгорское; харловского типа — Харловское, Малотагульское. К числу перспективных можно также отнести месторождения с низкованадистым титаномагнетитом, но с очень высокотитанистым коллективным концентратом (см. рис. 2), такие как Гремяха Вырмес, Кручининское, Джана. Перспективны существенно титановые месторождения Большой Сейим, Майма-

канское. Почти все эти месторождения относятся к группе с относительно высоким содержанием титана и ванадия в коллективном концентрате и одновременно со средним оптимальным соотношением TiO_2/V_2O_5 в нем, меняющимся от 14 до 100 (рис. 4). На рисунке подсчет содержаний V_2O_5 в концентрате сделан по методике, аналогичной таковой для подсчета титана. Номера месторождений те же, что на рис. 1 и в таблице. Контуром обведено поле месторождений, наиболее перспективных для получения и переработки их коллективного концентрата с относительно высоким содержанием титана и ванадия и средним оптимальным их соотношением. Возможна также, вероятно, промышленная переработка весьма высокотитанистых руд перовскит-титаномагнетитового месторождения Африканда [8].

Из перечисленных месторождений с учетом благоприятного географического

размещения (близость к железной дороге, перерабатывающим комбинатам и др.), горно-технических условий разработки, достаточности запасов, экономической эффективности и технологичности переработки руд можно выбрать восемь наиболее перспективных, в первую очередь на титановое сырье, месторождений — Медведовское, Харловское, Большой Сейим, Копанское, Пудожгорское, Кручининское, Гремяха Вырмес, Африканда. Необходимо также оценить возможность добычи титана из среднетитанистых руд Чинейского месторождения, в котором наряду с титаномагнетитом имеется, по подсчетам автора, около 1—2% свободного ильменита, извлекаемого при механическом обогащении руд.

Среди этих месторождений следует обратить внимание на Харловское месторождение, которое, по мнению автора, является одним из наиболее перспективных место-

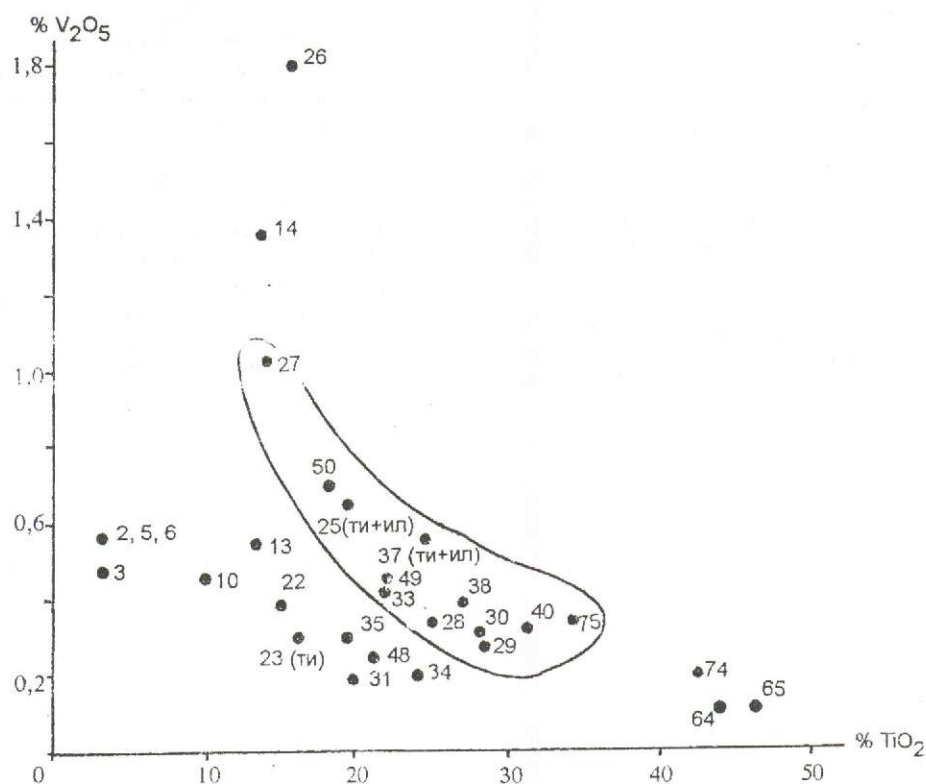


Рис. 4. Соотношение TiO_2 и V_2O_5 в коллективном концентрате титаномагнетитовых руд:

усл. обозн. см. рис. 1; выделено поле месторождений наиболее перспективных для получения и переработки их коллективного концентрата

рождений алюминий-железо-титано-ванадиевого почти безотходного сырья [13].

Для реализации этого сырьевого потенциала в качестве первоочередной задачи необходимо составление технико-экономического доклада по сравнительной оценке отмеченной группы перспективных месторождений в качестве комплексного сырья в целях выбора одного—двух из них как первоочередных объектов для эксплуатации. При подготовке доклада необходимо всесторонне изучить состояние сырьевой базы как титаномагнетитовых руд, так и россыпных титановых месторождений, определить очередность их освоения, целесообразность и места строительства новых предприятий по производству пигментного диоксида титана, конкретизировать направление дальнейших научных и технологических исследований. Все это необходимо согласовать со странами СНГ, поскольку там находится существенная часть мощностей этого производства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Л.Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). — М.: Недра, 1973.
2. Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Стратегия развития и освоения минерально-сырьевой базы титана // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1995. № 5. С. 6—12.
3. Комплексное использование руд и концентратов / В.А. Резниченко, М.С. Липихина, А.А. Морозов и др. — М.: Наука, 1989.
4. Мальшев И.И., Пантелеев П.Г., Пак А.В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. — Л.: АН СССР, СОПС. Сер. Уральская. 1934. Вып. 1.
5. Мальшев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. — М.: Госгеолтехиздат, 1957.
6. Момджи Г.С. Совершенствование геологического прогноза // Советская геология. 1976. № 11. С. 19—37.
7. Процессы производства титана и его двуокиси. — М.: Наука, 1973.
8. Резниченко В.А., Шабалин Л.И. Титаномагнетиты. Месторождения, металлургия, химическая технология. — М.: Наука, 1986.
9. Смирнов Л.А., Дерябин Ю.А., Шаврин С.В. Металлургическая переработка ванадийсодержащих титаномагнетитов. — Челябинск: Металлургия, 1990.
10. Тагиров К.Х., Цылев Л.М. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Железные руды. — М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1948.
11. Электрoметаллургия и химия титана / В.А. Резниченко, В.С. Устинов, И.А. Карязин, А.А. Петрунько. — М.: Наука, 1982.
12. Шабалин Л.И. Закономерности размещения титаномагнетитовых месторождений // Советская геология. 1984. № 12. С. 33—34.
13. Шабалин Л.И. Ильменит-титаномагнетитовые руды Харловского месторождения на Алтае — перспективный источник алюминий-железо-титано-ванадиевого сырья // Геология и геофизика. 1986. № 6. С. 48—55.
14. Chapman G.R. Mineral economics of vanadium // Earth. Sci. Programme Newslett / Commonwealth Sci. Counс. 1990. Nov. — Dec. P. 14—16.
15. Rose E.R. Geology of vanadium and vanadiferous occurrences of Canada // Economic geology report. Geol. Surv. Canada. 1973. N 27. P. 123.
16. Udy M.C. Smelting of titaniferous iron ores Wyoming // Min. Cong. Journ. 1962. Vol. 48. N 10. P. 39—40.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 550.85:550.837.6

© С.С. Кеворкянц, Г.В. Прис, В.И. Пятницкий, 1999

К ТЕОРЕТИЧЕСКОМУ ОБОСНОВАНИЮ МЕТОДА И УСТРОЙСТВА ДЛЯ ИНДУКЦИОННОГО АНАЛИЗА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫХ СМЕСЕЙ

С.С. Кеворкянц, Г.В. Прис., В.И. Пятницкий (ЦНИГРИ МПР РОССИИ)

Проведен теоретический анализ возможных вариантов устройства для индукционного метода определения металлоносности песчано-гравийных смесей. Для наиболее эффективного из вариантов получены оптимальные технические характеристики, обеспечивающие обнаружение в песчано-гравийных смесях металлических частиц с радиусом 0,05 мм и оценку их размеров. Графически иллюстрируется разрешающая способность устройства в разных вариантах при различных технических характеристиках. Предполагаемое авторами устройство, не имеет аналогов в стране и за рубежом.

Песчано-гравийная смесь (ПГС) является преобладающим типом проб, изучаемых при поисках и разведке россыпных месторождений. Для разбраковки по степени золотоносности в настоящее время применяются такие методы, как ситовка, промывка и сепарация, предназначенные для извлечения полезного компонента из ПГС [1, 2]. Высокая трудоемкость этих методов приводит к необходимости поиска технологий, прямым назначением которых является прежде всего разбраковка, т. е. получение ответа на вопрос — обладает ли данный объем ПГС промышленным содержанием полезного компонента или нет. В ряде случаев для решения задач подобного рода весьма эффективными могут оказаться физические методы.

Выбор физического метода для изучения ПГС определяется тем физическим параметром, по которому полезный компонент наиболее резко отличается от вмещающего его материала. Цель предлагаемой работы — изучение ПГС, в которых полезный компонент представлен самородным элементом с высокой удельной электропроводностью. В первую очередь, это золо-

то, серебро, платина и платиноиды, характеризующиеся удельной электропроводностью порядка 10^7 — 10^8 См/м, в то время как электропроводность вмещающего их материала ПГС значительно ниже — от тысячных до десятых долей См/м.

Для анализа ПГС на содержание благородных металлов вполне естественным представляется применение устройств, основанных на использовании электромагнитной индукции. К известным устройствам такого типа, предназначенным для обнаружения металлических частиц, относятся различного рода миноискатели и металлодетекторы, причем последние применялись, в частности, для выявления самородков золота. Из опыта применения металлодетекторов известно [3], что они позволяют находить самородки золота массой 1 г (поперечный размер 4—6 мм) на расстоянии до 20 см.

Изучение литературы по устройствам такого типа показывает, что они не удовлетворяют требованиям, необходимым для эффективного анализа продуктивности ПГС, из-за ряда недостатков: а) неспособность обнаруживать частицы с поперечны-

ми размерами, меньше первых миллиметров; б) отсутствие возможности подсчета проводящих частиц; в) невозможность оценки размеров частиц; г) нетехнологичность (датчик-детектор должен подноситься к изучаемой пробе).

Нами предложен метод индукционного анализа металлоносности ПГС, который позволяет обнаруживать отдельную частицу с поперечным размером от 0,1 мм и более при удельной электропроводности порядка 10^7 — 10^8 См/м (золото, серебро, платина и др.) с оценкой ее размеров.

В методе индукционного анализа продуктивности ПГС используются такие типы устройств, которые лишены указанных выше недостатков. Эти устройства можно создать на базе рамочных антенн, представляющих собой источники гармонических электромагнитных колебаний (генераторные антенны) и датчики-детекторы для обнаружения и счета проводящих частиц (приемные антенны). Простейшие системы подобного рода, которые рассмотрены ниже, для теоретического анализа и обоснования метода, — это системы из трех кольцевых антенн двух типов: компланарно-коаксиальная и симметрично-коаксиальная.

Компланарно-коаксиальная система состоит из двух генераторных рамок разного радиуса со встречными токами, соотношение между которыми по амплитуде обратно пропорционально отношению квадратов радиусов рамок, и одной измерительной (приемной) рамки, представляющей собой датчик-детектор.

Симметрично-коаксиальная система, которую будем называть просто коаксиальной, состоит из двух приемных рамок одинакового радиуса со встречным подключением к измерительной системе и одной генераторной, расположенной в середине между ними. По физическим и конструкционным соображениям варианты с соосным расположением кольцевых рамок должны обладать наибольшей разрешающей способностью.

Изучение возможностей описанных выше типов устройств для оценки металлоносности ПГС включает следующие три этапа: первый этап — теоретический анализ известных решений (на уровне фор-

мул) в целях выбора наиболее информативной части суммарного поля, дающей полезный сигнал, и наиболее оптимальной частоты, обеспечивающей подавляющее преобладание индуктивных процессов, с одной стороны, и высокую разрешающую способность — с другой; второй этап — выявление из двух, описанных выше типов установок, наиболее эффективного по разрешающей способности; третий этап — определение оптимальных параметров для того из двух типов, который по теоретическим оценкам оказался более эффективным. Ниже изложены результаты исследований, выполненных авторами по описанной выше схеме.

Выбор информативной части поля. При решении данной задачи отдельную частицу, представляющую полезный компонент, можно рассматривать в виде проводящего шара, что практически не повлияет на точность наших оценок (это подтверждено результатами моделирования вторичных полей в ближней зоне для тел различной формы [4, 5]).

Поскольку возбуждающее (первичное) магнитное поле в пределах изучаемого объема практически не отличается от однородного, коэффициент рассеяния частицы рассчитывается по известным формулам для шара в однородном поле.

Указанные упрощения модели позволяют существенно упростить алгоритмы расчетов при сохранении высокой точности для требуемых оценок.

Сферическую частицу малого радиуса, заряженную от поля генераторной рамки, можно рассматривать как совокупность трех диполей, расположенных в центре сферы — в точке с координатами x_a, y_a, z_a , моменты которых направлены соответственно по осям x, y и z декартовой системы координат и прямо пропорциональны одноименным составляющим вектора напряженности первичного магнитного поля H_x, H_y, H_z в точке (x_a, y_a, z_a) , помноженным на коэффициент рассеяния проводящего шара в однородном поле D .

Введем следующие функции Φ, F_x, F_y и F_z от параметров X, Y и Z , представляющих собой разности декартовых координат двух точек пространства, которые будут описаны ниже:

$$\Phi(X, Y, Z) = \frac{Z}{\rho \sqrt{(R + \rho)^2 + Z^2}} \times \left[\frac{R^2 + \rho^2 + Z^2}{(R - \rho)^2 + Z^2} \mathbf{E}(q) - \mathbf{K}(q) \right], \quad (1)$$

$$\begin{aligned} F_x(X, Y, Z; R) &= X \Phi(X, Y, Z), \\ F_y(X, Y, Z; R) &= Y \Phi(X, Y, Z), \end{aligned} \quad (2)$$

$$F_z(X, Y, Z; R) = \frac{1}{\sqrt{(R + \rho)^2 + Z^2}} \times \left[\frac{R^2 - \rho^2 - Z^2}{(R - \rho)^2 + Z^2} \mathbf{E}(q) - \mathbf{K}(q) \right], \quad (3)$$

где R — положительная величина, смысл которой определим ниже; $\rho = \sqrt{X^2 + Y^2}$, $q = \sqrt{4R / [(R + \rho)^2 + Z^2]}$; $\mathbf{E}(q)$ и $\mathbf{K}(q)$ — полные эллиптические интегралы первого и второго родов.

Введенные функции (1), (2), (3) позволяют представить э.д.с., наведенные в приемной рамке от каждого из упомянутых выше диполей, в следующем виде:

$$E_{B\xi} = i\omega\mu_0 H_\xi(x_a, y_a, z_a) \times \times DF_\xi(x_i - x_a, y_i - y_a, z_i - z_a; R_i), \quad (4)$$

где ω — круговая частота колебаний возбуждаемого электромагнитного поля; индекс ξ — означает x, y или z ; x_i, y_i, z_i и R_i — соответственно координаты центра и радиус измерительной рамки; $H_\xi(x_a, y_a, z_a)$ — значение ξ — составляющей вектора напряженности первичного магнитного поля от генераторной рамки в точке (x_a, y_a, z_a) . Для произвольной точки пространства с координатами x, y, z функция H_ξ описывается с помощью выражения:

$$H_\xi(x_a, y_a, z_a) = \frac{I}{4\pi} 2F_\xi(x_r - x, y_r - y, z_r - z; R_r), \quad (5)$$

при этом x_r, y_r, z_r и R_r — соответственно координаты центра и радиус генераторной рамки; I — ток в генераторной рамке; индекс ξ имеет то же значение, что и в предшествующем выражении.

Полная э.д.с., наведенная в измерительной рамке заряженной частицей, т. е. э.д.с.

вторичного поля (E_B) представляет собой сумму трех ее составляющих, образуемых от произведений одноименных выражений (4) и (5), с учетом чего она может быть записана в следующем виде:

$$E_B = \frac{I}{4\pi} (\text{Re } D + \text{Im } D) (F_{ix}F_{ix} + F_{iy}F_{iy} + F_{iz}F_{iz}), \quad (6)$$

где $F_{i\xi}$ и $F_{i\xi}$ (ξ означает x, y или z) — выражения функции F_ξ , аргументы X, Y, Z которых равны $x_i - x_a, y_i - y_a, z_i - z_a$ для первой из этих функций и $x_a - x_r, y_a - y_r, z_a - z_r$ — для второй. Электродвижущую силу, наведенную в измерительном контуре полем генераторной рамки, которую далее будем называть э.д.с. прямого поля (E_{Π}), можно представить в виде произведения

$$E_{\Pi} = \omega\mu_0 MI, \quad (7)$$

где M — геометрическая характеристика взаимодействия контуров ($\mu_0 M$ — взаимная индуктивность контуров).

В частности, для коаксиальных контуров M имеет следующее аналитическое выражение через полные эллиптические интегралы:

$$M = \sqrt{R_r R_i} \left[\left(\frac{2}{q} - q \right) \mathbf{K}(q) - \frac{2}{q} \mathbf{E}(q) \right], \quad (8)$$

где $q = \sqrt{R_r R_i} / \sqrt{(R_r + R_i)^2 + (z_r - z_i)^2}$.

Отметим, что для упрощения рассуждений в правых частях выражений (6) и (7) нами опущен множитель, так что приведенные выражения для э.д.с. совпадают по фазе с магнитным полем.

При сравнении выражений (6), (7) и (8) видно, что доля вторичной э.д.с., выраженная через $\text{Re } D$, которую назовем активной составляющей, совпадает по фазе с э.д.с. прямого поля, в то время как часть э.д.с., выражаемая через $\text{Im } D$ (реактивная составляющая), сдвинута по фазе относительно э.д.с. прямого поля на 90° .

Если учесть, что в рассматриваемой задаче E_B должна быть меньше по модулю, чем E_{Π} на много порядков, то из технических соображений ясно, что реально можно измерить или зарегистрировать только реактивную составляющую вторичной э.д.с.,

сдвинутую по фазе относительно E_{Π} на 90° . Эту реактивную составляющую вторичной э.д.с., т. е. $\text{Im}E_{\text{в}}$, будем называть аномальной э.д.с. и обозначим как $E_{\text{а}}$.

Для немагнитных проводящих частиц ($\mu = \mu_0$; μ_0 — магнитная постоянная), а именно такие в данной работе рассматриваются, коэффициент рассеяния представляет собой довольно простую функцию параметра ka (k — волновое число материала частицы, a — радиус частицы):

$$D = 1 + 3/(ka)^2 - 3\text{cth}(ka)/ka. \quad (9)$$

В области подавляющего преобладания индукционных токов, когда токами смещения можно пренебречь, для волнового числа имеет место следующее выражение:

$$k = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}, \quad (10)$$

где σ — удельная электропроводность материала частицы.

Как видно из (9), величина $\text{Im}D$ представлена только той частью этого выражения, в которую параметр ka , характеризующий электропроводность частицы, входит непосредственно.

Выбор оптимальной частоты. Из выражения (6) следует, что отношение $E_{\text{а}}/E_{\Pi}$ тем больше, чем больше мнимая часть коэффициента рассеяния D . Результаты расчетов этой величины представлены в работе [5] в виде графических зависимостей $\text{Im}D$ от $\tau = |ka|^2 = \pi a^2$ для немагнитной проводящей сферы в однородном магнитном поле. Эти результаты показывают, что параметр $\text{Im}D$ имеет максимум при значении τ , близком к 12. Аномальная э.д.с. уменьшается не более чем в 1,4 раза в интервале значений τ от 5 до 40 и не более чем в 2 раза в интервале от 3 до 10. Исходя из этих оценок, для каждой заданной частоты можно рассчитать минимальные, максимальные и оптимальные значения радиусов сферических частиц с заданной удельной электропроводностью, при которых уровень аномальной э.д.с. был бы достаточным для технического обеспечения ее регистрации и измерения ($E_{\text{а}}/E_{\Pi} \cdot 10^6 > 1$) в области заданных частот. Для частиц золота, удельная электропроводность которого равна $4 \cdot 10^7$ См/м,

эти значения радиуса (в мм) приведены ниже.

Частота, МГц	Минимальный	Оптимальный	Максимальный
1	0,1	0,2	0,6
2	0,07	0,14	0,4
4	0,05	0,1	0,3
8	0,03	0,07	0,2
16	0,025	0,05	0,15

Поэтому для обнаружения частиц золота радиусом порядка 0,5—0,1 мм целесообразно использовать частоту 8 МГц.

Задавшись значениями радиусов проводящих частиц интересующих нас размеров и определив для них оптимальные частоты, можно проводить расчеты и анализ зависимостей аномальной э.д.с. от геометрических характеристик установки и размеров частиц. При этом для удобства изучения аномальной э.д.с. последнюю можно нормировать, представляя ее в виде следующей безразмерной величины, в пределах от единиц до первых десятков:

$$E'_{\text{а}} = E_{\text{а}}/E_{\Pi} \cdot 10^6. \quad (11)$$

Эту величину будем рассматривать как функцию расстояния Z от плоскости генераторной рамки до центра сферической частицы, перемещающейся вдоль или параллельно оси установки — системы соосных рамок.

Выбор типа установки. Осуществлялся на основе расчетов и анализа $E_{\text{а}}$ для двух упомянутых выше типов установок. Компланарно-коаксиальная установка, для которой проводились расчеты, включает две генераторные рамки разного радиуса и расположенную внутри приемную (измерительную) рамку. Токи в первой (большого радиуса) и второй (меньшего радиуса) генераторных рамках имеют взаимно противоположное направление, а соотношение их значений должно обеспечивать равенство нулю э.д.с. первичного поля в приемной рамке. Из простых физических соображений ясно, что чем меньше различаются радиусы генераторных рамок, тем меньше и э.д.с., наводимая в приемной рамке заряженной частицей. Исходя из этого, были

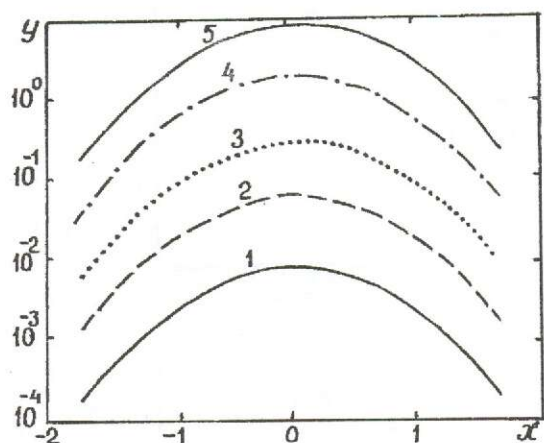


Рис. 1. Характеристики нормированной э.д.с. (Y) для компланарно-коаксиальной установки при различных радиусах поперечного сечения проводящей частицы, частота 8 МГц:

$X = (z_a - z_r) / R_{и}$, Y — см. выражение (11); радиус a в мм: 1 — 0,05; 2 — 0,1; 3 — 0,2; 4 — 0,5; 5 — 1

выбраны разумные с точки зрения конструктивности радиусы генераторных рамок $R_{г1} = 20$ мм и $R_{г2} = 4$ мм и измерительной $R_{и} = 3$ мм.

Результаты расчетов для установки с указанными выше параметрами и частотой возбуждаемого поля 8 МГц (рис. 1) иллюст-

рируют зависимости E'_a от $Z/R_{и}$ для частиц разных радиусов при их перемещении вдоль оси установки. Из-за достаточно сильного убывания ординаты (E'_a) с уменьшением радиуса частицы a кривые построены в полулогарифмическом масштабе с логарифмической шкалой по оси ординат. Из графиков видно, что при $a < 0,1$ мм величина E'_a составляет сотые доли единицы и только при радиусе $a = 1$ мм едва достигает 9.

Аналогичные зависимости для коаксиальной установки с двумя измерительными рамками, разнесенными на 9 мм, и одной генераторной рамкой, расположенной между ними (радиусы всех рамок 3 мм), приведены на рис. 2 в обычном (линейном) масштабе. Из рисунка видно, что E'_a достигает 6 уже при $a = 0,05$ мм, а при $a = 0,1$ мм она равна приблизительно 22. Таким образом, разрешающая способность коаксиальной установки выше, чем у компланарно-коаксиальной примерно в 15 раз.

Другое достоинство коаксиальной установки — ее более компактная конструкция, которая может обеспечить более высокую производительность при анализе проб. С учетом указанных преимуществ установка коаксиального типа после того, как будут определены ее оптимальные геометричес-

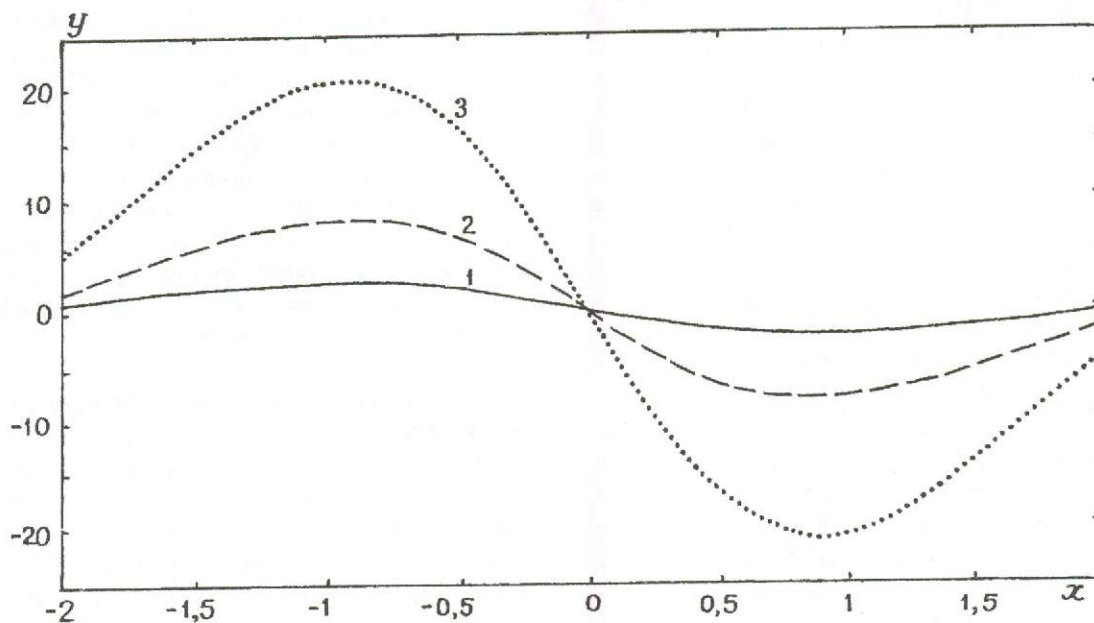


Рис. 2. Характеристики нормированной э.д.с. (Y) для коаксиальной установки с разнесенными рамками при различных радиусах поперечного сечения проводящей частицы:

X , Y см. рис. 1; радиус a в мм: 1 — 0,05; 2 — 0,07; 3 — 0,10

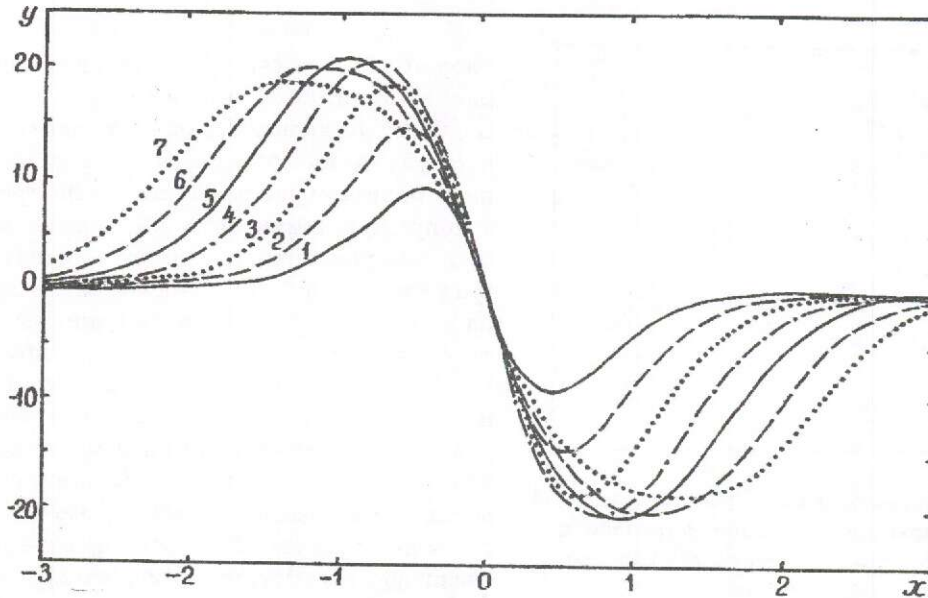


Рис. 3. Характеристики нормированной э.д.с. (Y) для коаксиальной установки при различных относительных расстояниях $Z_{иг}/R_{и}$ между генераторной и измерительными рамками (радиусы рамок 3 мм):

X, Y см. рис. 1; значения $Z_{иг}/R_{и}$ ($Z_{иг} = z_{и} - z_{г}$): 1 — 0,5; 2 — 0,75; 3 — 1; 4 — 1,25; 5 — 1,5; 6 — 1,75; 7 — 2

кие характеристики, может быть выбрана в качестве базового варианта для реализации устройств высокой эффективности.

Выбор геометрических параметров. Оптимальные соотношения для геометрических параметров коаксиальной установки можно установить, анализируя различные наборы кривых зависимости E'_a от $Z/R_{и}$, подобные приведенным на рис. 3, 4. Данные кривые построены по расчетам, выполненным для сферической частицы с электропроводностью $\sigma = 4 \cdot 10^7$ См/м и радиусом $a = 0,1$ мм при фиксированном радиусе измерительных рамок ($R_{и} = 3$ мм) и изменяющихся прочих параметрах установки — радиуса генераторной рамки и расстояния между генераторной и измерительными рамками.

Кривые на рис. 3 соответствуют различным значениям расстояния между генераторной и каждой из измерительных рамок $Z_{иг} = z_{и} - z_{г}$, рассматриваемого в виде отношения $Z_{иг}/R_{и}$, варьирующего от 0,5 до 2, при радиусе генераторной рамки $R_{г} = R_{и}$. О E'_a можно судить по максимумам ее абсолютного значения $|E'_a|$. Как видно из рисунка, эти максимумы имеют место не вблизи измерительных рамок, а в точках, расположенных в промежуточных областях между генераторной и измерительной рамками,

причем наибольший максимум $|E'_a| = 21$ устанавливается при $Z_{иг}/R_{и} = 1,5$.

На рис. 4 проиллюстрирована зависимость $|E'_a|$ от $Z_{иг}/R_{и}$ при отношении радиусов генераторной и измерительной рамок ($R_{г}/R_{и}$), варьирующем от 1 до 4, и оптимальном расстоянии между ними $Z_{иг} = 1,5R_{и}$. Наибольшего значения максимум $|E'_a|$ достигает при наименьшем значении радиуса генераторной рамки ($R_{г} = R_{и}$). Дальнейшее уменьшение $R_{г}/R_{и}$, хотя оно и способствовало бы росту $|E'_a|$, нецелесообразно, поскольку приведет к усложнению конструкции и снижению производительности устройства. Следовательно, можно считать, что значение $R_{г} = R_{и}$ в определенном смысле наиболее оптимальное.

Таким образом, установлены оптимальное относительное расстояние между генераторной и измерительными рамками и оптимальное (с учетом конструктивности) соотношение между радиусами рамок.

На рис. 5 приведены зависимости $|E'_a|$ от $Z_{иг}/R_{и}$ при частоте поля 4 МГц и расстояниях ρ между линией перемещения частицы и осью рамок, изменяющихся от 0 до $0,9R$. Частота 4 МГц, согласно оценкам и строгим расчетам, наиболее оптимальна для заданного размера частиц.

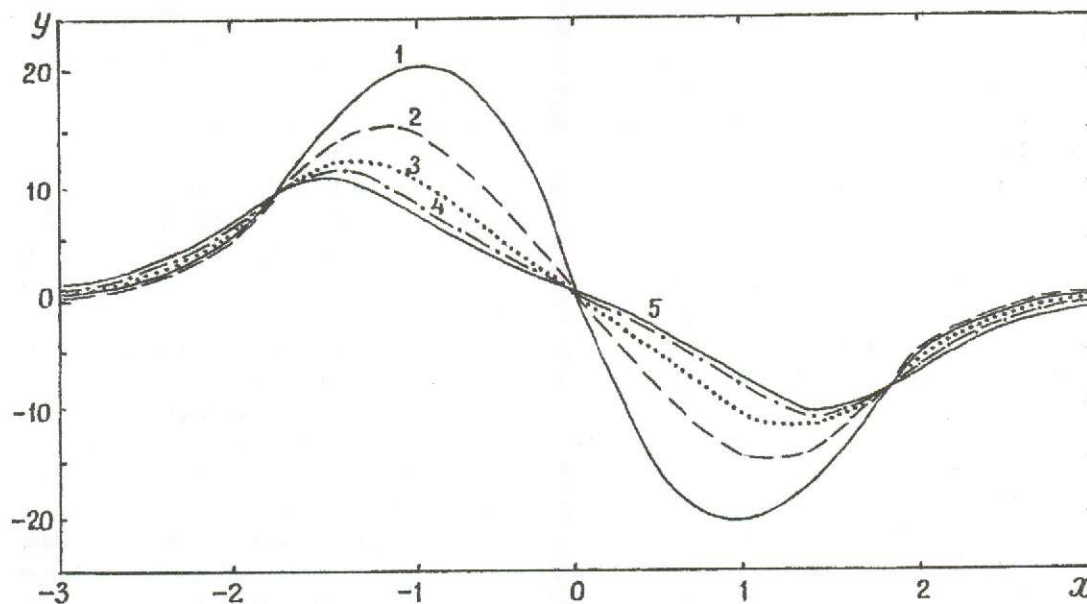


Рис. 4. Характеристики нормированной э.д.с. (Y) для коаксиальной установки при различных радиусах генераторной рамки и $R_{II}=3$ мм:

X, Y см. рис. 1; значения R_r/R_{II} : 1 — 1; 2 — 1,4; 3 — 2; 4 — 2,8; 5 — 4

Для первых четырех кривых (см. рис. 5), которые соответствуют области значений ρ 0—0,8, характерны плавные и достаточно слабые изменения величины $|E'_a|$ в районе максимумов ее абсолютного значения ($Z/R_{II} \approx 0,4—1,4$). Это значит, что указанная область значений ρ является областью гарантированного достоверного обнаружения

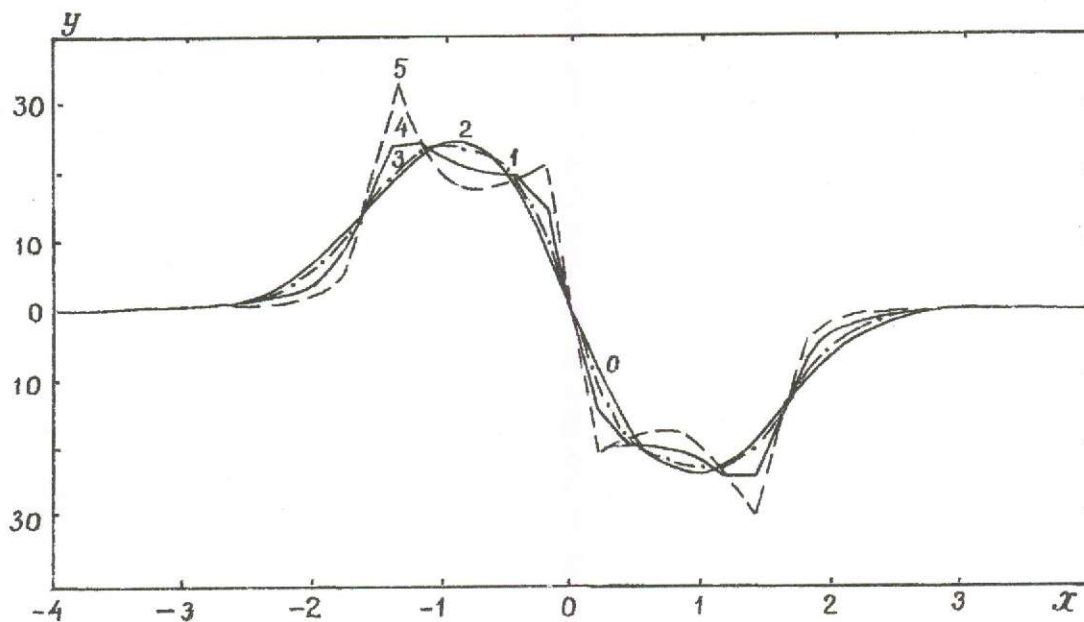


Рис. 5. Характеристики нормированной э.д.с. (Y) для коаксиальной установки с оптимальными соотношением геометрических параметров и частотой при различных относительных расстояниях ρ/R_{II} между осью установки и центром частицы:

X, Y см. рис. 1; значения ρ/R_{II} : 0 — 0; 1 — 0,2; 2 — 0,4; 3 — 0,67; 4 — 0,8; 5 — 0,9

частиц. Если учесть размеры частицы (в данном случае $a=0,1$ мм) и радиус поперечного сечения рамки, равный например 0,1—0,2 мм, то ясно, что эта область практически и является областью, через которую частица может пройти. Таким образом, при каком бы расстоянии от оси рамок не проходила проводящая частица внутри установки, наибольшее значение регистрируемой э.д.с. будет приблизительно везде одинаковым.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Для изучения металлоносности песчано-гравийных смесей, в которых полезный компонент представлен в виде отдельных мелких частиц с высокой электропроводностью (золото, серебро, платина и т. п.), предлагается индукционный метод обнаружения проводящих частиц размерами сотые доли миллиметра и более и предусмотрены наиболее технологичные варианты устройств для его реализации. В работах отечественных и зарубежных авторов, посвященных данному вопросу, аналогичные методы и устройства не обнаружены.

2. Проведенные теоретические расчеты аномальной э.д.с., которую можно было бы регистрировать с помощью возможных вариантов устройств для индукционного обнаружения проводящих частиц, позволили определить наиболее эффективный тип устройства — коаксиальную установку с разнесенными рамками и оптимальные со-

отношения между ее геометрическими параметрами.

3. Установленные нами оптимальные частоты электромагнитного поля для обнаружения частиц различных размеров с диаметром поперечного сечения 0,05 мм и более и удельной электропроводностью 10^7 — 10^8 См/м позволяют проектировать многочастотные приборы или комплекты приборов, способные надежно обнаруживать проводящие частицы при значительных вариациях их размеров и различной удельной электропроводности.

4. Техническое воплощение предложенных метода и устройства существенно повысит результативность и производительность работ на россыпных месторождениях как при разведке и оценке запасов, так и при добыче.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлинский А.И. Разделение минералов. — М.: Недра, 1975.
2. Методы минералогических исследований. — М.: Недра, 1985.
3. Тимофеев Н.И. Металлодетекторы — как элемент новой технологии при поисках и разведке россыпных месторождений благородных металлов // Мат-лы XI Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Москва — Дубна, 1997.
4. Светов Б.С. Теория, методика и интерпретация материалов низкочастотной индуктивной электроразведки. — М.: Недра, 1973.
5. Якубовский Ю.В. Индуктивные методы электроразведки. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.

УДК 549.283:553.41 (571.54/.55)

© Д.А. Куликов, А.А. Куликов, 1999

ВЛИЯНИЕ КРУПНОСТИ ЗОЛОТА НА ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫХ ЕГО СОДЕРЖАНИЙ В ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ РУДЕ ИРОКИНДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Д.А. Куликов, А.А. Куликов (ГИН СО РАН)

Количественно изучены параметры распределения золотин по крупности в золото-кварцевой руде. Использование статистической модели распределения золотин по крупности позволило оценить вероятность попадания золотин в навеску, показать влияние крупности золота на результаты анализа и установить зависимость определения действительных содержаний золота в золото-кварцевой руде от массы изученного материала и крупности золотин, попадающих в этот материал.

Влияние крупности золота на определение его содержаний в горных породах и рудах общеизвестно, и о необходимости предварительного извлечения крупного золота для правильной оценки их золотоносности сказано много [1—3, 7, 10—13, 15, 16]. Точное определение содержаний золота в минеральном сырье зависит также и от числа самых крупных частиц металла, попадающих в навеску [4, 11, 15, 16]. Существуют технико-методические рекомендации по обработке больших проб (5—10 кг) золоторудных месторождений с предварительным извлечением крупного золота [13]. О возможных систематических занижениях результатов анализа при наличии в золотоносных породах дисперсной формы золота (особенно его крупных фракций) и использовании навесок небольшой массы сообщили многие исследователи [5—7, 11].

Сведения о распределении золота по крупности приведены в работе [12] по золоторудным месторождениям Канады (данные Хейкока), в работе [9] по умеренно сульфидным рудам одного из месторождений Якутии (данные В.И. Зеленова) и малосульфидному месторождению в минерализованных зонах дробления сланцев (данные Б.Н. Ласкорина). Исследования были направлены на решение вопросов обработки рудного материала и извлечения из него золота. Основная масса золота в изученных рудах представлена частицами мельче 0,1 мм. В работе [8] показаны особенности и

различия распределения золота по крупности в золоторудных районах Приамурья.

Наиболее полное исследование распределения золота по крупности в одном из россыпных месторождений проведено П.Л. Каллистовым в работе [4], где проанализировано влияние асимметричного характера распределения числа и массы металла по крупности частиц золота на погрешности определения запасов золота в россыпях и отмечена возможность появления аналогичных погрешностей при анализе золоторудных проб с крупным золотом (0,5—2 мм и крупнее). Одновременно П.Л. Каллистов привел реальную схему практического изучения распределения рудного золота по крупности и оценки влияния крупности металла на результаты опробования золоторудных объектов. Однако фактических материалов по granulometрии золота в конкретных рудах и оценке влияния его крупности на результаты определения содержаний металла опубликовано очень мало.

Следует отметить, что до настоящего времени остаются дискуссионными или слабо разработанными вопросы определения действительных содержаний золота в породах и рудах, обоснования надежной массы проб и навесок, «ураганных и пустых» проб, потерь золота в процессе поисково-разведочных работ и эксплуатации, а также вопросы рудообразования и генезиса, связи коренных источников золота с россыпями и др. Отсутствие окончательных ответов на эти вопросы в какой-то степени

объясняется слабой изученностью неоднородности и неравномерности распределения золотин в минеральном сырье. Такое положение дел, возможно, обусловлено отсутствием необходимой технико-методической базы исследования вещества на микроколичественном уровне, а также сложностью и трудоемкостью выделения и исследования природного золота [2, 8].

В последнее время появились высокочувствительные и высокоточные технико-методические средства исследования микроколичеств вещества (микроаналитические весы, рентгеноспектральные микроанализаторы и др.). Их использование позволило нам изучить гранулометрический состав рудного золота, оценить некоторые параметры его распределения по крупности и на основе статистической модели показать их влияние на определение содержания металла в золото-кварцевой руде Ирокиндинского месторождения. Полученные результаты и рассмотрены в данной статье.

Каждая золотина индивидуальна, может находиться в любой точке опробуемого пространства рудного тела, случайно попасть в любую пробу или навеску. Оценка золотоносности конкретного золоторудного объекта на поисковых и разведочных стадиях его изучения производится по выборке рядовых проб, в которые отобран рудный материал определенной массы. Материал проб чаще всего полностью не анализируется, и после обработки только часть его поступает на анализ. В эту порцию (часть) анализируемого материала случайно могут попасть или не попасть любые по крупности золотины из имеющихся и, следовательно, каким-то аналитическим методом будет получено любое случайное значение содержания металла в руде — от «ураганного» до «нулевого».

Такая общая схема распределения золотин в рудном материале и получения содержания золота аналитическим методом в навеске позволяет выделить две случайные величины — число золотин разной крупности, которые случайным образом попадают в навеску, и, как следствие этого, — содержание золота в анализируемом материале, значение которого в единичном замере случайно. Чтобы иметь представление о случайной

величине, необходимо знать все ее численные значения и вероятности их появления.

Для изучения распределения числа золотин в рудном материале необходимо выделить все (особенно крупные) золотины без потерь из материала проб, представлятельно характеризующего руду. По данным гранулометрического (ситового) анализа извлеченных из руды золотин можно считать число золотин разной крупности, попадающих в навески разной массы, и оценить соответствующие значения содержания золота в этих навесках. На этой основе можно создать идеализированную статистическую модель, которая позволит оценить вероятность попадания в навеску золотин разной крупности и вероятность появления возможных значений содержания золота в конкретной выборке.

По результатам рядового разведочного опробования можно провести исследование распределения значений содержания золота в руде, полученных пробирным анализом, оценить вероятности их появления и проверить соответствие реального распределения содержания золота в выборке модельному, обусловленному влиянием крупности золота.

Из кварцевой жилы Юрасовская-2 было отобрано 11 проб руды, объединенных в одну пробу, общей массой 455,8 кг. Содержание сульфидов в жильном кварце (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит) составляет 0,3—0,5%. Материал проб дробился и измельчался до размера минеральных зерен — 1 мм. Из материала пробы на лотке в воде отмывалась тяжелая фракция (серый шлик), а затем на чашках в воде серый шлик доводился до сульфидного концентрата. Из сульфидного концентрата на чашках в бромформе выделялся золотой концентрат. Золотины в чистом виде или в сростках с другими минералами (кварцем, сульфидами) извлекались из золотого концентрата под бинокулярным микроскопом. Золото освобождалось от других минералов обработкой кислотами [2]. Все извлеченное золото подвергалось гранулометрическому анализу. Взвешивание золотин по классам крупности производилось на весах «Sartorius» (ГДР) с погрешностью определения массы $\pm 10^{-6}$ г. Проба золота в золотилах определялась на микрозонде MS-46 «Сатмеса».

1. Параметры распределения золотины по классам крупности в золото-кварцевой руде, данные по 11 пробам руды общей массой 455,8 кг

Классы крупности золотины, мм	Число золотины		Концентрация золотины в руде, шт./кг		Масса элементарной порции руды, кг/шт.	S _r (11), отн. ед.	Масса Au с учетом пробыности		Средняя масса Au в золотине, мг/шт.	Концентрация Au в 455,8 кг руды, г/т
	шт.	%	размах	средняя			мг	%		
+3...-5	1	0,00	0,00—0,02	0,002	455,8	3,32	78,0	1,27	78,0000	0,17
+2...-3	3	0,00	0,00—0,10	0,007	151,9	3,32	47,1	0,77	15,7000	0,10
+1...-2	242	0,06	0,00—5,83	0,531	2,0	2,04	1000,0	16,27	4,1322	2,19
+0,5...-1	1115	0,30	0,10—23,09	2,446	0,4	2,02	1169,3	19,02	1,0487	2,57
+0,25...-0,5	9698	2,57	1,53—100,02	21,277	0,05	1,47	2009,9	32,69	0,2072	4,41
+0,15...-0,25	24 140	6,40	3,03—224,70	52,962	0,02	1,34	1056,0	17,18	0,0437	2,32
+0,10...-0,15	45 463	12,06	3,23—387,36	99,743	0,01	1,30	463,7	7,54	0,0102	1,02
+0,074...-0,10	103 972	27,57	1,25—1471,20	228,109	0,005	2,24	172,3	2,80	0,0017	0,38
+0,045...-0,074	160 433	42,54	2,20—1887,02	351,981	0,003	1,76	135,8	2,21	0,0008	0,30
+0,025...-0,045	32 062	8,50	0,75—373,32	70,342	0,014	1,62	15,4	0,25	0,0005	0,03
Сумма	377 129	100,00	—	—	—	—	6147,5	100,00	—	13,49

Примечание. Золотины извлечены из рудного материала гравитационным методом; средняя проба Au в золотинах 68,72‰; S_r(11) — относительное среднеквадратическое отклонение концентраций золотины по классам крупности в 11 пробах.

Одновременно из жилы было отобрано 187 бороздовых проб, масса которых варьировала от 2 до 10 кг. Общая масса отобранного материала 824,5 кг. Из каждой пробы после обработки отквартовывалось 800 г материала на пробирный анализ. Анализ выполнялся из навесок 50 г, по 4—6 параллельным навескам в каждой пробе.

Среднее содержание свободного золота, извлеченного по описанной методике из объединенной пробы золото-кварцевой руды, составляет 13,5 г/т (табл. 1). В хвостах обогащения этой руды (кварцевый материал) пробирным анализом (187 определений) дополнительно зафиксировано содержание золота, равное 2,7 г/т. Значительная доля золота, не извлекаемого гравитационным методом из рудного материала, заключена в сульфидных породах. По методике, разработанной в ЦНИГРИ [14], из навески 20 г чистого сульфидного концентрата были выделены мелкие и тонкие золотины крупнее 25 мкм общей массой 3,2 мг, заключавшие, с учетом пробы металла (68,72%), 2,2 мг золота. Содержание выделенного золота в сульфидном концентрате составило 110 г/т, или в пересчете на рудную массу при содержании сульфидов 0,5% — 0,55 г/т. Следовательно, в материале проб, из которого извлечено свободное золото, должно быть не менее 3,3 г/т металла (около 20%).

Таким образом, общее содержание золота в объединенной пробе золото-кварцевой руды составило

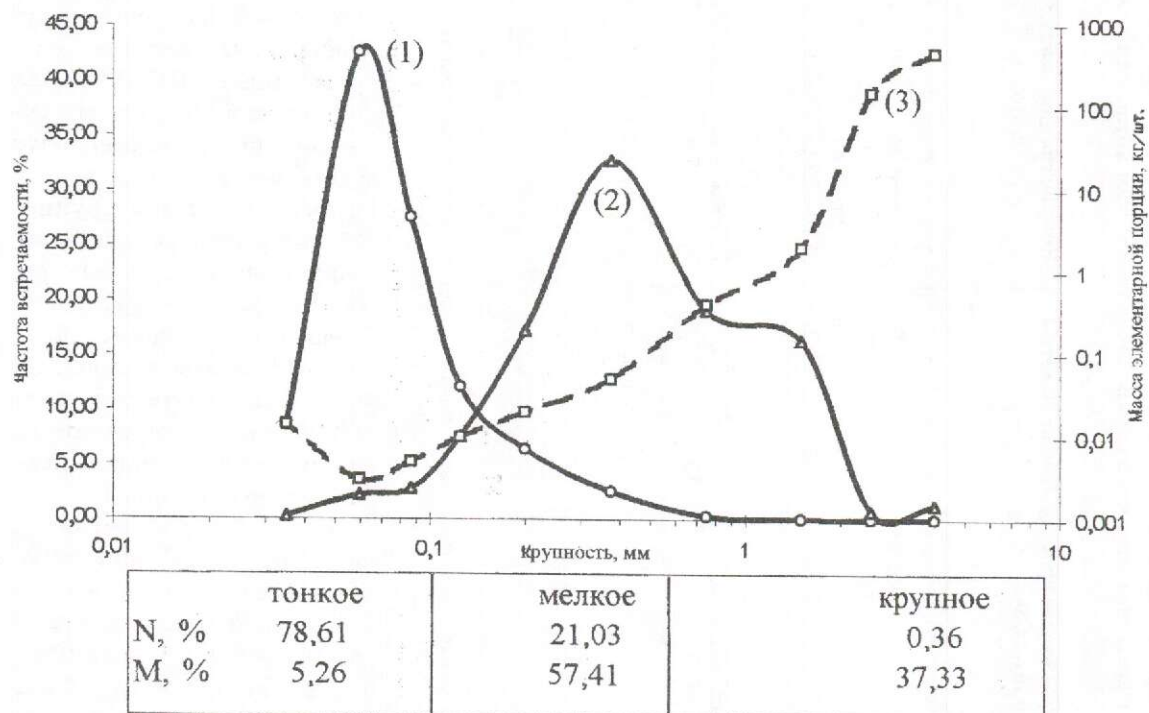
около 16,8 г/т. По результатам пробирного анализа 187-ти проб рудного материала среднее содержание золота оказалось равным 11,3 г/т при размахе значений от «следов» до 95,2 г/т.

Распределения числа золотин и массы металла в золотилах по их крупности показывают (см. табл. 1; рисунок), что значительное число золотин (78,61%) относится к классу тонкого золота (не крупнее 0,1 мм), содержащего 5,26% всей массы извлеченного (свободного) металла. Мелкое золото (0,1—0,5 мм) по числу золотин составляет 21,03%, а по массе металла, заключенного в этих золотилах, — 57,41%. На долю крупных золотин (крупнее 0,5 мм) приходится всего 0,36% от общего числа, но в них заключено 37,33% массы золота.

Зависимость числа золотин каждого класса крупности от массы проанализированного материала фиксируется концентрацией золотин (число золотин, приведенное к 1 кг руды, шт./кг). Установлено закономерное возрастание концентрации золотин с уменьшением их крупности от 0,002 шт./кг для золотин класса +3...—5 мм до 351,981 шт./кг для золотин класса

+0,045...—0,074 мм (см. табл. 1 и рисунок). Относительное уменьшение концентрации золотин в классе +0,025—0,045 мм обусловлено неполным их извлечением и несовершенством используемой технологии обработки материала проб и гравитационного выделения частиц золота этого класса крупности.

Несколько иная зависимость отмечается для распределения массы металла по крупности золотин. Основная масса золота (около 95%) заключена в мелких и крупных золотилах (+0,1...—5 мм). Максимальная доля концентрации металла (4,41 г/т) в общем содержании золота в руде (13,5 г/т) принадлежит к золотилам класса +0,25...—0,5 мм (см. табл. 1). Уменьшение числа золотин с увеличением их крупности обуславливает возрастание массы элементарной порции руды. Масса элементарной порции руды представляет собой величину обратную концентрации золотин (кг/шт.) и характеризует количество анализируемого материала руды, приходящегося на одну золотину определенного класса крупности при абсолютно равномерном распределении подобных золотин. Масса элементарной порции руды возрастает от 0,003 кг/шт.



Распределение числа золотин (1), массы металла (2), массы элементарной порции руды (3) по крупности частиц золота

для золотин класса крупности +0,045...—0,074 мм до 455,8 кг/шт. для золотин класса +3...—5 мм.

Известно, что неравномерность распределения золотин определенного класса крупности необходимо учитывать при отборе рудного материала в пробу. Исследования показали, что неравномерность распределения концентраций золотин разных классов крупности разная (см. табл. 1). Самые низкие значения относительного среднеквадратического отклонения (1,30—1,47 отн. ед.) определены для мелкого золота, а самые высокие (3,32 отн. ед.) — для золотин крупнее 2 мм. Высокие значения неравномерности распределения тонкого золота, достигающие 2,24 отн. ед. для класса +0,074...—0,10 мм, видимо, обусловлены значительным размахом концентраций золотин в 11 пробах золото-кварцевой руды.

На основе данных гранулометрического анализа выделенного золота построена статистическая модель распределения золотин по крупности при последовательном сокращении материала объединенной пробы наполовину, которая показывает, что если бы золото каждого класса крупности при квартовании можно было разделить идеально пополам, включая и деление отдельных золотин, то в любой массе отквартованного рудного материала определяемые содержания золота оказались бы одинаковыми (табл. 2, последняя колонка). Однако вследствие ковкости золотины в процессе обработки пробы плохо измельчаются и, как отмечал П.Л. Каллистов [3], «в силу этого измельчение пробы, имеющее целью восстановить число частиц в ней, уменьшенное предыдущими приемами сокращения, не может полностью восстановить количества золотинок. Число золотин убывает с каждым приемом сокращения пробы и к концу процесса обработки становится слишком малым. При дальнейшем сокращении такой пробы неизбежна высокая ошибка. Ошибки, связанные с крупностью зерен золота, могут иметь место, главным образом, в последних стадиях обработки проб, измельченных до 3—2 мм и ниже, а также при взятии лабораторной навески».

В процессе обработки и сокращения материала пробы крупные золотины, при незначительном их числе, могут и не попасть в

небольшую навеску. По данным модельных построений в последовательно отквартованный материал попадают все более мелкие золотины. Например, чтобы зафиксировать золотину со средней массой золота 15,72 мг (+2...—3 мм), нужно проанализировать около 114 кг руды, а определяемое содержание золота составит ~13,4 г/т (см. табл. 2, предпоследняя колонка). Для обнаружения золотин класса +0,25...—0,5 мм (средняя масса золота в золотине 0,21 мг) требуется взять ~0,055 кг материала, а определяемая концентрация золота будет близка к 7,9 г/т. При этом в навеску ~0,055 кг попадет не только золотина крупностью +0,25...—0,5 мм, но и все золотины мельче 0,25 мм в пропорциональных количествах (см. табл. 2). Одна золотина класса крупности +0,045...—0,074 мм (средняя масса золота в золотине 0,0008 мг) будет находиться в ~0,002 кг рудного материала, но в этом случае будет зафиксирована концентрация золота, равная 0,46 г/т. Заметное снижение определяемых содержаний золота отмечается при анализе рудного материала массой 0,5—0,9 кг и еще более резкое снижение при анализе навесок менее 0,055 кг.

Представленная выше идеализированная модель предусматривает абсолютно равномерное распределение золотин в анализируемом материале и их идеальное квартование, но при естественных условиях в навеску могут случайно попасть любые по крупности золотины. Исследования параметров распределения золота по крупности (см. табл. 1) и построенная на их основе статистическая модель (см. табл. 2) позволили рассчитать вероятность попадания золотин в навеску 50 г, оценить появление возможных содержаний золота в анализируемом материале и сопоставить их с полученными по реальной выборке (табл. 3). Расчеты показывают, что золотины мельче 0,5 мм могут попасть в каждую навеску массой 50 г, тогда как вероятность попадания крупных золотин (крупнее 0,5 мм) менее 100%. Причем вероятность попадания золотин крупностью +0,5...—1 мм равна 12,2%, а золотин крупностью +3...—5 мм — на три порядка ниже (0,011%). При попадании в навеску крупных золотин определяемые содержания золота оказываются выше его среднего значения в руде (16,8 г/т) и могут достигать «ураганных» значений (1,5 кг/т).

3. Сопоставление расчетных содержаний золота в золото-кварцевой руде с фактическими, полученными по пробирному анализу в 187 пробах

Классы крупности золоти- тин, мм	Объединенная проба золо- то-кварцевой руды, 455,8 кг		Содержания Au, рассчитанные по статистиче- ской модели на навеску 0,05 кг, мг/кг				Выборка, 187 проб			
	Число зо- лотин, шт.	Вероят- ность по- падания золотины в навеску 0,05 кг, %	Средняя масса Au в золотине («от — до»), мг	При стан- дартном наборе золоти- ны	В хвос- тах обога- щения	При попадании дополнительно одной золоти- ны («от — до»)	Сумма («от — до»)	Размах со- держаний Au в пробах по уровням его концентра- ций («от — до»), мг/кг	Фактиче- ское число проб с со- держанием Au соответ- ствующего уровня, шт.	Вероятность появления проб с со- держанием Au соответ- ствующего уровня, %
+3...—5	1	0,011	78,00	6,9	3,3	1560	1570,2	0	0	
+2...—3	3	0,033	15,70	6,9	3,3	314	324,2	0	0	
-1...—2	242	2,65	4,13	6,9	3,3	82,6	92,8	6	3,2	
+0,5...—1	1115	12,2	(2,1—5,5)	6,9	3,3	(42,0—110,0)	(52,2—120,2)	21	11,2	
			1,05			21	31,2			
+0,25...—0,5	9698		(0,77—2,05)	6,9	3,3	(15,4—41,0)	(25,6—51,2)			
+0,15...—0,25	24 140		0,21	6,9	3,3	4,2	14,4			
+0,10...—0,15	45 462		0,04	6,9	3,3	0,9	11,1			
+0,074...—0,10	103 972	100	0,01	6,9	3,3	0,2	10,4			
+0,045...—0,074	160 433		0,00	6,9	3,3	0,03	10,2	160	85,6	
+0,025...—0,045	32 062		0,00	6,9	3,3	0,02	10,2			
			0,00			0,01	10,2			
								Следы — 25,3		

* Стандартные наборы золотинок см. табл. 2.

Взвешивание золотинок в классах крупности +0,5...—1 и +1...—2 мм позволило оценить колебание массы золота в золотинок, рассчитать размах возможных значений концентраций золота при их попадании в навеску 50 г и выделить уровни концентраций металла соответствующих классов крупности золотинок (см. табл. 3). По результатам пробирного анализа к отмеченным уровням содержания золота относится определенное число проб выборки, вероятность появления которых близко соответствует вероятности попадания золотинок соответствующей крупности в навеску 50 г по статистической модели. Близость вероятностей, по-видимому, можно объяснить причинной связью определяемых пробирным методом содержания золота в рудном материале и особенностями распределения в нем частиц золота по крупности.

Таким образом, результаты исследований показывают, что золото в золото-кварцевой руде представлено частицами разной крупности, и их распределение по крупности может быть количественно оценено концентрацией золотинок, неравномерностью распределения концентраций золотинок и др.

Каждый класс крупности золотинок характеризуется собственной

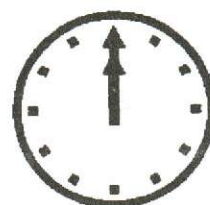
концентрацией металла и включает определенную долю от общего его содержания в руде. Согласно статистической модели распределения золотинок по крупности, в небольшие по массе порции анализируемой руды попадают золотины тонких классов крупности, а с увеличением массы материала в него последовательно попадают мелкие, а затем — крупные золотины, охватывая все больший диапазон крупности. В связи с этим концентрация золота, определяемая в руде, возрастает и приближается к своему верхнему предельному значению. Однако незначительные приращения концентрации металла при приближении к верхнему предельному значению связаны с резким увеличением массы анализируемой порции руды. Данная модель позволяет определить вероятность попадания в навеску числа золотинок разной крупности и оценить вероятность появления высоких значений содержаний золота в конкретной выборке с позиций влияния крупности золотинок на определяемые содержания золота. Распределение содержаний золота в пробах выборки и оценка вероятностей появления проб с разными уровнями концентраций металла в рудном материале вполне сопоставимы с рассчитанными по статистической модели.

Полученные результаты подтверждают отмеченное ранее многими исследователями влияние крупного золота на результаты определяемых содержаний золота в минеральном сырье. Чтобы оценить это влияние на конкретном золоторудном объекте, необходимо изучить параметры распределения самородного золота по его крупности.

Авторы выражают благодарность А.Г. Миронову, В.Е. Григорьевой, С.В. Канакину, Н.С. Карманову за помощь в работе и полезное обсуждение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев Н.В. Опробование // Поиски и разведка полезных ископаемых. М.-Л., 1940. С. 294—465.
2. Зеленев В.И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. — М.: Недра, 1989.
3. Каллистов П.Л. Методы экспериментального определения рациональных схем обработки проб // Советская геология. 1938. Т.8. № 10. С. 98.
4. Каллистов П.Л. Асимметрия распределения некоторых свойств золота и связанные с нею погрешности определения запасов // Мат-лы по геологии золота и платины. М., 1948. Вып. 9. С. 58—79.
5. Каллистов П.Л. Опробование при поисках и разведке месторождений золота в конгломератах // Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., 1969. С. 161—166.
6. Козин В.З. Опробование и контроль технологических процессов обогащения. — М.: Недра, 1985.
7. Куликов А.А., Куликова А.Б. Техничко-методические основы опробования горных пород на золото. — М.: Наука, 1988.
8. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. — М.: Наука, 1977.
9. Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985.
10. Опробование руд коренных месторождений золота / В.П. Кувшинов, Ю.А. Бакулин, В.Н. Иванов и др. — М.: ЦНИГРИ, 1992.
11. Петров В.Г. Крупнообъемное опробование при геохимических исследованиях на золото // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1982. Вып. 578.
12. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений / В.М. Крейтер, В.В. Аристов, И.С. Вольнский и др. — М.: Госгеол-издат, 1958.
13. Савосин Н.И., Саклаков В.А. Методические рекомендации по обработке геологических проб золоторудных месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 1981.
14. Хоменко Г.А. Методика химико-аналитического изучения платиновых металлов и золота в медно-никелевых сульфидных рудах и использование фазового и фракционного анализов // Тр. ЦНИГРИ. 1973. Вып. 108. С. 151—166.
15. Ingamells C.O. Evaluation of skewed exploration data — the nugget effect // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. Vol. 45. P. 1209—1216.
16. Sample size and meaningful gold analysis / H.E. Clifton, R.E. Hunter, F.J. Swanson et al. // Geol. Surv. Prof. Pap. 1969. Vol. 4. № 625.



© С.М. Саблуков, 1999

7-я МЕЖДУНАРОДНАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ, ЮАР, г. Кейптаун, 12—17 апреля 1998 г.

С.М. Саблуков (ЦНИГРИ МПР России)

На заключительном заседании 6-й ИКС в г. Новосибирске (август 1995 г.) было объявлено решение Оргкомитета о проведении очередной 7-й ИКС в ЮАР в 1999 г. Позднее сроки проведения конференции были скорректированы на 1998 г., поскольку в этом году исполнилось 25 лет со времени проведения 1-й ИКС (г. Кимберли, ЮАР, 1973 г.), и 7-я ИКС должна быть юбилейной.

7-я ИКС проходила с 12 по 17 апреля 1998 г. в Университете г. Кейптауна. Число участников превысило 530 человек. Большинство из них, естественно, представляли страну проведения конференции — ЮАР. Но и другие страны были представлены достаточно полно. Одной из самых многочисленных была делегация Российской Федерации (около 40 человек). Это сотрудники Объединенного института минералогии, геологии и геофизики СО РАН, Якутского филиала СО РАН, Компании «Алмазы России—Саха» («АЛРОСА»), ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, ЦНИГРИ, МГУ, Иркутского института земной коры, а также представители частных российских компаний и российские представители зарубежных фирм. Значительная часть участников конференции — это не научные работники, а бизнесмены, приехавшие на конференцию для выяснения ситуации в алмазной геологии и заключения контрактов.

Программа конференции предусматривала проведение устных и стендовых докладов. Устные доклады (96 докладов!) проходили по тематическим секциям, которые вели известные ученые-алмазники мира.

Вулканология (Председатели — Д.Б. Доусон, С. Хаггерти)

Большая часть докладов посвящена петрографии и петрологии пород, переход-

ных от кимберлитов к мелилититам, а также присутствию мелилита в кимберлитовых породах Южной Африки и г. Архангельска (Е.М.В. Скиннер, И.Л. Махоткин, Р. Митчелл). В докладе И.Л. Махоткина и Е.М.В. Скиннера (Де Бирс) кимберлиты г. Архангельска рассматриваются как породы промежуточного типа между кимберлитами «оранжеитами», лампроитами и мелилититами (или, как называют их сотрудники Де Бирс, — «мелноитами»). В докладе этих же авторов описываются находки мелилита в южноафриканских кимберлитах (известных уже 100 лет), хотя на это указывал еще Дю Тойт. Отдельные доклады посвящены геологии и геохимии кимберлитовых трубок недавно открытой системы Венеция, ЮАР (А.Г. Сегги), кимберлитов Гренландии (Р. Митчелл), а также модели близповерхностного образования кимберлитовых трубок Канады (М. Фильз, Б.Х. Скотт-Смит).

Алмазы (Председатели — Д.Б. Доусон, С. Хаггерти, Н.В. Соболев, Д. Харрис)

Вступительный обобщающий доклад «Алмазоносная формация в мантии Земли» сделал О. Навон. Большинство докладов этой секции посвящено детальным исследованиям внутреннего строения алмазов на основании определения С-N-изотопных отношений и катодоллюминесцентных характеристик микроалмазов (П.Д. Кинни); алмазов из кимберлитов системы Венеция (Д.Н. Робинсон); алмазов из кимберлитов трубки Сан-Луис, Бразилия (М.Т. Хатчисон); эклогитовых алмазов из кимберлитов Якутии (Г.П. Буланова). Некоторые доклады посвящены минеральным включениям в алмазы кимберлитов системы Венеция (К.С. Вилд-жоен), кимберлитов Летсенг-ла-Тераи, Ле-

сото (П. Мак Дад); определению возраста алмазов с помощью получения Re-Os-изотопных характеристик включений сульфидов в алмазах Сибири (С.Х. Ричардсон). Л. Ромбоутс сделал доклад о методике определения предельного содержания (или размеров) алмазов в объекте по характеристикам изменения размеров микроалмазов. Ряд докладов посвящен изучению физических свойств и изотопных характеристик микроалмазов из метаморфических пород Кокчетавы (К. Де Корт); сравнению морфологических и физических особенностей микроалмазов мантийного и корового происхождения (В.С. Шацкий), а также характеристике нового источника микроалмазов в кварц-полевошпатовых породах Саксонских Рудных гор, Германия (Х.Д. Массон).

Канада (Председатели — Р. Митчелл, В.Л. Гриффин)

В этой секции сделаны сообщения о новых алмазоносных кимберлитовых трубках района Лас де Грас Слэйв кратона в провинции Северо-Западные Территории — кимберлитов Диавик (Д.Л. Бургесс), комплекса Тли Кви Чо (Б.Д. Дойл), трубки Йерихо (Х.О. Кокенбо), а также о слабоалмазоносных кимберлитах нового кимберлитового района Буффало Хиллс на севере провинции Альберта (С.М. Карлсон). Два доклада сделаны о результатах детального изучения мантийных ксенолитов из кимберлитового района Лас де Грас, Слэйв кратон (Н.Д. Пирсон), а также о стратиграфии и термальном режиме верхней мантии Слэйв кратона на основании изучения мантийных ксенолитов в кимберлитах (М.Г. Копылова).

Исследование месторождений (Председатели — Р. Митчелл, В.Л. Гриффин)

Доклады секции посвящены научным разработкам, которые могут быть использованы при поисках и разведке месторождений алмазов. Сделаны доклады об использовании данных о содержании натрия в гранатах эклогитового парагенезиса (К.Е. Квадлинг), а также клинопироксенового термометра для хромдиопсида из лерцолитов (В.Р. Тэйлор) для оценки потенциальной алмазоносности кимберлитов. Серия докладов посвящена проблемам строения литосферы, рассматриваемым с позиций закономерностей распределения микроэлементов в минералах из мантийных

ксенолитов: структура литосферы и мантийных зон, Слэйв кратон, Канада (В.Л. Гриффин); региональные вариации горячих мантийных струй кратона Танзания (К.М. Тайнтон); корово-мантийное взаимодействие на примере состава ксенокристов гранатов (Х. Грюттер).

Тектоника (Председатели — Д.Г. Пирсон, С.И. О'Рейли)

Многие доклады этой секции близки по тематике к докладам предыдущей. Сделаны доклады о четырехмерном картировании субконтинентальной литосферной мантии (С.И. О'Рейли); о тектонических аспектах связи кимберлитов, алмазов и пород верхней мантии (Х.Х. Хелмштедт); о кимберлитах как продуктах глубинной субдукции (Т.Е. Мак Кандлесс); о провоцировании эндогенных эксплозий импактными процессами и природе алмазов, расплавов и флюидов в кольцевых структурах на примере Пучеж-Катунских дислокаций (Н.А. Южко); о структурной позиции и петрогенезисе меловых кимберлитов кратона Каапваль, Южная Африка (А.Е.В. Фрайз) и района Паранатинга Центральная, Бразилия (Д.К. Гринвуд).

Геохимия магмы (Председатели — Д.Г. Пирсон, С.И. О'Рейли)

На заседаниях секции представлены доклады по минералогии и геохимии кимберлитов и родственных пород Финляндии (Х.Е. О'Брайен), района Кимберли, Западная Австралия (Б.А. Виатт); лампрофиров Новой Англии (С.К. Смит) и ультрамагнезиальных фанерозойских коматиитов Северо-Восточной Испании (Р.Х. Никсон). Р.Е. Хармер доложил о карбонатитовых магмах в мантии и их отношении к образованию кимберлитов, «оранжеитов» и лампроитов. Отдельные доклады посвящены проблеме определения возраста кимберлитов и родственных пород ^{40}Ar - ^{39}Ar методом (Д. Филлипс), а также изучению Hf-Nd-изотопных систематик кимберлитов для определения типа их мантийного источника (Г.М. Новелл).

Геофизика и эксперимент (Председатели — Е. Костлин, П. Вилли)

Собственно геофизических докладов было относительно немного. В них сообщалось о результатах сейсмического эксперимента и изучения сейсмического строения

континентальной литосферы Южной Африки (Д.Е. Джеймс), применении аэромагнитных и аэроэлектромагнитных методов для поисков кимберлитов (С.Д. Килги), погребенных кимберлитовых трубок и алмазоносных россыпей (П.Б. Леггатт), применении скважинной геофизики при разведке и добыче месторождений алмазов (Г.Р. Сэлф).

Результаты экспериментальных исследований приведены во многих докладах: фугитивность кислорода в муассанитсодержащих силикатных системах и глубинные режимы верхней мантии Земли (М. Гоббелс), (Е. Воерманн); эффект роста скорости образования азотных дефектов в алмазах (Н.В. Соболев); эксплозивное взаимодействие внедряющегося кимберлитового расплава с водой (В. Лоренц); процессы плавления в литосферной мантии в платформенной и неплатформенной тектонической обстановках (Д.С. Муссельвайт).

Ксенолиты (Председатели — К.Б. Смит, Н. Шимицу, Р. Рудник, П.Х. Никсон)

Самая большая часть докладов конференции посвящена изучению деталей строения и состава мантийных ксенолитов разных регионов мира: из кимберлитов системы Венеция, ЮАР (Д. Стифенхофер); кимберлитов трубки Мир, Якутия (М.Ф. Роден); кимберлитов Финляндии (П. Пелтонен); кимберлитов о-ва Сомерсет и Баффин, Канада (Д. Жао); плато Колорадо, США (Д. Руиз); кимберлитов Мбужи-Майи, Касан, Конго (Д. Демайф) и др. Два доклада посвящены Re-Os-изотопным характеристикам алмазосодержащих включений эклогитов и перидотитов из кимберлитов Ньюландс, ЮАР (А.Х. Мензис) и перидотитов из кимберлитов и лампроитов поля Аргайл, Австралия (С. Грахам), а также U-Pb-изотопной геохронологии метасоматических цирконов из мантийных ксенолитов шт. Монтана, США и Танзании (Р. Рудник). Интересные доклады сделаны по алмазосодержащим ксенолитам из кимберлитов: распределение REE в гранатах из алмазов и алмазосодержащих перидотитов (Т. Стачел); трехмерная петрография алмазосодержащих эклогитов трубки Удачная (Р.А. Келлер); две генерации алмазов в ксенолитах эклогитов (З.В. Спечиус).

Представлено 263 стендовых доклада по всем проблемам алмазной геологии (в широком смысле) и по всем регионам мира. Они были более разнообразны и зачастую более информативны и интересны, чем устные. Остановимся только на наиболее интересных.

Российские ученые сделали доклады о двух новых высокоалмазоносных трубках Якутии — Ботуобинской и Нюрбинской, их вещественном составе, геологии, геохимии (В.П. Корнилова) и возрасте (Э. Шамшина); о новом типе алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Е.М. Веричев и др.); о новом типе алмазоносных магматитов Урала — «туффизитах» (Л.И. Лукьянова); о разных типах алмазов г. Архангельска и Тимана (Г.П. Кудрявцева); о новых ультраосновных магматических породах Якутии (Н.В. Владыкин). Впервые представлены доклады о типах мантийных источников и классификации кимберлитов Якутии на основе изучения их Nd-Sr-Pb-изотопных характеристик, о подтверждении принадлежности практически всех изученных кимберлитов Якутии к кимберлитам группы-1 и только двух трубок нового Накынского поля (Ботуобинской и Нюрбинской) — к кимберлитам группы-2, что подчеркивает уникальность кимберлитов этих двух новых трубок для всей Якутской алмазоносной провинции (С.И. Костровицкий, В.П. Корнилова).

Особое место на конференции занимали доклады о высокоалмазоносных магматических породах некимберлитового состава: минеттах Канады (Ф.В. Каминский), плагиоклаз-актинолитовых породах Канады (Г. Томас), оталькованных перидотитах Гайаны (Д. Летэндр, Б. Байлей), а также хромшпинелидсодержащих минеттах Канады (Б. Кьярсгаард). Результаты изучения новых типов некимберлитовых коренных источников алмазов, открытых в течение последних пяти лет, заставляют вспомнить о четвертьвековом юбилее постановки этой проблемы Ф.В. Каминским и по-новому взглянуть на потенциальные экономические возможности источников алмазов подобного типа.

Много докладов посвящено новым кимберлитам разных регионов: алмазоносным силлам Венесуэлы (Д. Чаннер), трубкам

Бразилии (Е. Эдлер), кимберлитам, мантийным ксенолитам и алмазам разных районов Канады, Африки, Австралии, Китая, Индокитая и др., а также особенностям строения мантии Земли по данным изучения распределения микропримесей в глубинных минералах кимберлитов (В.Л. Гриффин, С.И. О'Рейли).

На заключительном заседании конференции проведена лотерея — разыгрывались прекрасный алмаз и роскошная книга об алмазах. Первый жребий пал на В.П. Афанасьева, но его не оказалось в зале, второй — на С.К. Симакова, но и его тоже не было в зале! И эти призы, к сожалению, достались иностранцам — это к вопросу о пользе посещения заседаний конференции.

Культурная программа конференции включала посещение мыса Доброй Надежды, Столовой горы, нависающей над г. Кейптауном, виноградников Стеллензихт с дегустацией лучших сортов вин и других достопримечательностей. Ряд представителей российской делегации посетили Англо-Американскую лабораторию в г. Йоханесбурге (алмазное подразделение которой в настоящее время передано Де Бирс), где они ознакомились с методикой работ и техническими возможностями научной аппаратуры. Было организовано также посещение музея первой шахты золотого месторождения Витватерсранд и музея первой кимберлитовой трубки «Кимберли» (Big Hole).

Кимберлитовые конференции — исключительные события для алмазной геологии, если учитывать тщательную подготовку к

ним ученых, широчайшее разнообразие и полный охват мыслимых и немислимых рассматриваемых проблем алмазной геологии, получение новейшей информации по всем направлениям алмазной геологии, оперативность опубликования новейших достижений и результатов исследований, полный демократизм в отношении публикации материалов-тезисов, возможность непосредственного общения и обсуждения наболевших вопросов и проведения новых проектов совместных научных работ как с коллегами из России и стран всего мира, так и с представителями деловых кругов.

Международные кимберлитовые конференции напоминают Олимпийские Игры. Как и Олимпийские Игры, они проводятся один раз в четыре года, так же как на Олимпийских Играх, здесь встречаются единомышленники и старые «друзья-соперники», действует тот же олимпийский принцип — «главное не побеждать, а участвовать» (хотя негласно оценка докладов по каждому из «видов алмазной программы» все-таки проходит), то же незабываемое впечатление непрерывного праздника.

Следующая 8-я ИКС должна состояться в 2002 г. в Канаде. Посещение конференции исключительно полезно для любого геолога-алмазника, а то, что это реально для нас даже в последние годы, показывает то обстоятельство, что Н.В. Соболев привез на конференцию 12 сотрудников, в том числе и молодых ученых. Хочется надеяться, что руководство института в очередной раз окажется на высоте и сумеет организовать поездку сотрудников на 8-ю Международную кимберлитовую конференцию.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



К СЕМИДЕСЯТИЛЕТИЮ А.Ф.ПОСТЕЛЬНИКОВА

27 января 1999 года Андрею Федоровичу Постельникову исполнилось 70 лет.

А.Ф.Постельников в 1948 году окончил с отличием Московский индустриальный техникум и поступил на геофизический факультет МГРИ. В 1957 году защитил диссертацию по рудному каротажу.

С января 1958 года А.Ф.Постельников работал в ЦНИГРИ, где проявил себя как блестящий организатор научных исследований и опытно-конструкторских разработок. Многие из ныне работающих в ЦНИГРИ геофизиков обязаны ему своим творческим ростом.

Основные направления научной деятельности Андрея Федоровича — природа, механизм, теория и практика метода вызванной поляризации в полевом и скважинном варианте, разработка методики и техники спектрометрического нейтронного и гамма-каротажа для количественной оценки содержания в рудах меди, свинца, никеля и железа. Под руководством А.Ф.Постельникова создана новая аппаратура метода вызванной поляризации МАИ-ВП.

А.Ф.Постельников активно участвовал в создании и внедрении в производство новых электромагнитных технологий рудной электроразведки, а также в разработке комплекса электромагнитных и радиоволновых методов в аэро-, наземных и подземных (скважинных) модификациях. Им были организованы успешные поиски золоторудных месторождений методом комплексной электроразведки в Примагданье и Красноярском крае, в Кызыл-Кумах, на Дальнем Востоке и в Восточном Казахстане, на Кольском полуострове и при поисках алмазов в Якутии и на северо-востоке Русской платформы.

А.Ф.Постельников имеет 65 научных публикаций и 25 авторских свидетельств



на изобретения. Он награжден медалями ВДНХ, «Ветеран труда» и др., Значком «Отличник разведки недр».

Сердечно поздравляем Андрея Федоровича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, счастья, благополучия и успехов в труде.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

© Х.А. Беспаяев, 1999

АКАДЕМИК К.И. САТПАЕВ И МИНЕРАГЕНИЯ КАЗАХСТАНА — К СТОЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ

Х.А. Беспаяев (ГИН Республики Казахстан)

«У нас в республике ведущим направлением развития геологической науки стала металлогения. Все остальные направления геологической науки развиваются в гармоничном единстве с металлогенией и для металлогении на основе творческого содружества с практикой».

Академик К.И. Сатпаев

В эпоху обновления и перестройки всех звеньев современной действительности с чувством огромной благодарности и безграничного уважения вспоминаются имена первых советских геологов, благодаря упорному и вдохновенному труду которых в исторически короткие сроки произошли коренные изменения дореволюционных представлений о геологическом строении территории Казахстана и природных богатствах его недр.

Большая роль в геологическом изучении и промышленной оценке месторождений, постановке и проведении прогнозно-поисковых работ в Казахстане принадлежит К.И. Сатпаеву и первому поколению советских геологов-разведчиков, трудом которых были заложены основы выявления богатств недр, получившие в дальнейшем интенсивное развитие.

Каныш Имантаевич Сатпаев — это эпоха в геологии Казахстана, в широком смысле этого слова, начиная от геологических, гидрогеологических и геофизических съемок и до комплексного изучения минерального сырья. Геолог-практик, а в последующем крупный ученый и государственный деятель Каныш Имантаевич органически срачивал науку с запросами практики, развивал комплексные научные исследования и организовывал разработку крупных народнохозяйственных проблем. Тезис «нет практики без науки, а науки без практики» составлял его жизненное кредо, что

позволяло ему на высоких государственных и академических уровнях обоснованно защищать интересы геологической службы и геологической науки в Казахстане. Именно этот тезис определял постановку совместных крупных работ геологами-учениками и геологами-производственниками, сыгравших решающую роль в расширении минерально-сырьевой базы республики.

Крупным научным достижением геологической науки в 50-х годах стало успешное завершение большим коллективом геологов под руководством и при творческом участии К.И. Сатпаева работ по составлению металлогенических и прогнозных карт Центрального Казахстана, Рудного Алтая и Калба-Нарымского пояса.

Основные принципы металлогенического анализа, разработанные К.И. Сатпаевым, получили дальнейшее развитие в исследованиях Института геологических наук. В 1968—1983 гг. под руководством академиков А.К. Каюпова, Ш.Е. Есенова, А.А. Абдулина учеными института совместно с геологами-производственниками были выполнены работы по региональному металлогеническому анализу всей территории Казахстана в м-бе 1:500 000. Результаты этих исследований изложены в 11-томной монографии «Металлогения Казахстана». При этом на базе системно-формационного метода авторами была разработана научная основа выделения и систематики рудных формаций с определением их содержания

и установлением естественных эволюционных рядов. Уточнение закономерностей проявления и размещения эндогенных рудных месторождений позволило выявить их связь с определенными тектономагматическими комплексами; соответственно, было обосновано выделение так называемых металлогенических формаций или комплексов. Составленные карты металлогенических комплексов Казахстана в м-бах 1:500 000 и 1:1 000 000 и проведенное на их основе металлогеническое районирование позволили оценить рудоносность палеозой и выявить металлогеническую специализацию структурно-формационных зон, новые типы геологических и рудных формаций, перспективных на открытие промышленных месторождений полезных ископаемых. Новая систематика металлогенических формаций — ключ для разработки теоретических основ рудогенеза и надежная основа прогнозных построений — интенсивно разрабатывалась учеными ВСЕГЕИ и ЦНИГРИ и была основным вопросом Всесоюзного металлогенического совещания (г. Алма-Ата, 1983 г.).

В последние годы совместно с Министерством природных ресурсов РК ведутся работы по программе «Большой Алтай». На первом этапе институтом совместно с геологами Китая завершены исследования по Рудному Алтаю, включая Казахстанскую и Синьцзянскую части. Получены новые представления о геологическом строении, рудоносности и потенциальных перспективах крупнейшего металлогенического пояса, охватывающего территорию от Чингиза на западе до Горного Алтая на востоке. От этих комплексных исследований, выполняемых с формационно-геодинамических позиций, мы ожидаем получить новые данные об особенностях геологического развития региона, металлогении и, как следствие, — новые оценки потенциальных перспектив его тектонических блоков (или структурно-формационных зон) на различные виды полезных ископаемых (свинец, цинк, медь, золото, платиноиды, редкие металлы, редкие земли и др.).

Большие научные и практические результаты получены в области изучения нефтегазоносности осадочных бассейнов на основе комплексного анализа геолого-гео-

физических и геохимических данных и моделей развития подобных бассейнов, имеющих в мировой практике. Составлены картографические материалы, отражающие закономерности формирования осадочных бассейнов Казахстана и главных нефтегазоносных комплексов, строение и развитие земной коры, распространение и оценку возможностей практического использования разнообразных попутных компонентов, присутствующих в нефтяных и угольных скоплениях. Составлены карты прогноза нефтегазоносности с выделением зон различной плотности запасов углеводородов.

В настоящее время завершается работа по систематизации и обобщению материалов по всем видам полезных ископаемых, включая водные ресурсы и техногенное сырье Республики Казахстан. Результаты исследований обобщены в 32 справочниках-монографиях, содержащих необходимые сведения о всех промышленных объектах, оценку их потенциальных перспектив. Полученный фактический материал и его интерпретация на современном уровне представляют одну из основных частей минералогических исследований разных уровней.

Большим коллективом геологов составлена сводная геологическая карта Казахстана м-ба 1:1 000 000. Она является итоговым документом, обобщающим результаты региональных исследований за более чем 70-летний период функционирования геологической службы республики. Впервые показаны разные формы надвиговых структур, олистостромы и зоны меланжа. На площади Прикаспийской впадины сняты плиоценовые и четвертичные соляные куполов. Использование радиологических данных позволило уточнить возраст магматических образований в ряде районов, а находки конодонтов и спорово-пыльцевых комплексов обеспечили определение возраста ранее немых толщ.

Закономерности размещения полезных ископаемых, прогноз и оценка перспектив структур Казахстана были приоритетными в научной деятельности Каныша Имантаевича. Эти направления сохранили свою актуальность и являются стержневыми для

работ Института геологических наук имени К.И. Сатпаева. Наряду с традиционными металлогеническими исследованиями, они включают изучение закономерностей размещения и прогноз нефтегазовых проявлений, а с завершением составления карты альпийской тектоники — экзогенной минерализации Казахстана.

В последние годы исследования переориентированы на изучение особенностей металлогении отдельных блоков и увязку их с разнотипными и разномасштабными геодинамическими явлениями. Изучена металлогения срединных массивов, островных дуг, рифтов, вулканических поясов и коллизионных зон с офиолитовым магматизмом.

В докембрийских срединных массивах Казахстана обнаружены мелкие скопления медно-никелевых руд в расслоенных перидотит-пироксенит-порфириновых интрузиях златогорского типа, кимберлиты и лампроиты Кокшетауского срединного массива, диатремы «Чебачь» и «Аккаин», сложенные бесполовошпатовыми щелочно-ультраосновными и вулканогенно-кластическими лампроитовыми туфами. Допалеозойский и мезозойский щелочно-ультрамафитовый магматизм на территории РК, несомненно, представляет интерес и перспективен для выявления практически ценных скоплений ювелирных алмазов.

Другая группа полезных ископаемых связана с коровыми преобразованиями пород срединных массивов. Это крупнейшие месторождения метаморфогенных алмазов Кумдыколь и Шалкар в Кокшетауском массиве. Весьма крупными объектами являются месторождения золота (Васильковское), олова (Сырымбет), урана (Грачевское), вольфрама (Аксоран).

В зонах островодужного типа находятся все промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения Алтая и Предчингизья, крупнейшие скопления железных руд Валерьяновской зоны в Торгае и Пневско-Холзунской на Алтае, золоторудные месторождения Степнякской группы месторождений в Северном Казахстане. Промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения Алтая (Лениногорское, Малеевское, Николаевское), Предчингизья (Абыз) и крупные скопления же-

лезных руд Холзунского месторождения приурочены к эйфель-франскому уровню, железные руды Валерьяновской зоны (Качарское, Соколовское) — к среднему визе, а золоторудные месторождения Степнякской зоны (Аксу, Бестюбе) и богатые золотом колчеданные месторождения Чингиза (Мизек, Сувенир, Акбастау) — к верхнему ордовика — нижнему силуру.

В практическом отношении особое место в металлогении Казахстана занимают рифтогенные структуры, которые несут крупные скопления свинца, цинка, бария, меди, марганца и железа. В рифтовых структурах, расположенных на океанической коре с основным магматизмом, известны только крупные скопления порфириновых молибденово-медных руд (Боцеколь) и среднемасштабные колчеданные, медные и медно-цинковые месторождения (Мугоджары — 50 лет Октября, Приорское).

Для рифтов, заложенных на коре континентального типа, характерны щелевые раздвиги с эпизодическими проявлениями вулканитов трахит-трахибазальт-базальтовой формации и широким развитием карбонатных пород. В рифтогенных структурах с докембрийским цоколем открыты единичные стратиформные месторождения промышленных колчеданно-свинцово-цинковых (Текели) и баритовых (Чиганак) руд, образованных в ордовике. Рифтогенные структуры с каледонским основанием в фаненское время являлись ареной мощного рудообразования и формирования крупных стратифицированных скоплений свинца, цинка, бария, марганца и железа (Шалкия, Миргалымсай, Ушкатын, Каражал).

Сопряженные с рифтообразованием девонские и позднепалеозойские вулканоплутонические пояса несут крупные скопления молибденово-медных руд порфирирового типа (Коньрат, Коунрад, Актогай, Айдарлы), золотые (Акбакай), золото-серебряные (Архарлы, Таскора), свинцово-цинковые (Родниковое) и урановые (Мирное, Аксуек) месторождения.

По типам месторождений, их ассоциаций с магматизмом, петрохимическим, геохимическим и другим критериям позднепалеозойский Балхаш-Илийский пояс — практически полный аналог мезозойского Охотско-Чукотского золото-серебряного

пояса на востоке России. Однако казахстанские пояса изучены весьма слабо. Балхаш-Илийский и Жарминский пояса, несомненно, весьма перспективны для поисков месторождений, богатых золотом и серебром.

По особенностям формирования и рудоносности к числу специфических следует отнести структуры коллизионного типа с офиолитовым магматизмом (Уралтауская, Чарская, Жалаирнайманская, Северо-Балхашская и др.). Мафит-ультрамафитовые мигматиты в этих зонах часто представляют собой серпентинитовый меланж. Для всех протоинтрузивных массивов характерна хромитовая минерализация, достигающая крупных масштабов в Кемпирсайской группе месторождений Уралтауской зоны. Перспективы выявления промышленных хромитовых залежей ограничены и связаны с Даульским массивом в Мугоджарах, перекрытым мощным мезозойско-кайнозойским чехлом.

Работы по прогнозу нефтегазоносности осадочных бассейнов Казахстана на базе комплексного анализа геолого-геофизических и геохимических данных велись в двух направлениях. Первое из них предусматривает комплексные исследования по обоснованию геолого-геохимических моделей бассейнов с учетом современных геодинамических концепций и геохимических данных по нефтям и породам. Второе направление базируется на материалах первого, но носит прикладной характер с оценкой нефтегазоносного потенциала осадочных бассейнов и входящих в их состав районов и зон.

В рамках этих работ завершены исследования по осадочным бассейнам Западного Казахстана и в конце текущего года предполагается полностью завершить оценку нефтегазоносного потенциала осадочных бассейнов Восточного Казахстана. Важно отметить, что в Западном Казахстане сконцентрировано около 95% ресурсов углеводородов, а в Восточном — около 5%. Вероятности новых крупных открытий связываются с Казахстанским сектором Каспийского моря.

На территории Казахстана известны крупные экзогенные скопления урана, алюминия, золота, титана, железа, бора,

различных солей и многих других полезных ископаемых.

Особое место в стабильном развитии Казахстана в третьем тысячелетии должно принадлежать геологии. Среди огромного разнообразия ее задач главными являются следующие.

1. Анализ геодинамической эволюции территории Казахстана как с позиции тектоники плит, так и с позиции зарождающейся нелинейной геодинамики.

2. Построение двух- и трехмерных физико-геологических моделей различных горизонтов земной коры и литосферы, аномальных зон расслоенности верхних горизонтов консолидированной коры. Особое внимание при этом уделяется выявлению глубинного строения потенциально кимберлитоносных районов Казахстана, в частности, в пределах и по периферии Кокшетауской глыбы, что требует глубинного картирования периферийных частей «жестких» высокоомных литосферных блоков, зон аномально неоднородных верхов мантии и повышенной расслоенности верхней части земной коры.

3. Сбор, анализ и обобщение доступных данных по геотраверсам Казахстана («Базальт», «Батолит», «Меридиан-Тенгиз», «Рубин», «Алейский», «Туркестанский») и международным геотраверсам через Центральную Азию и сопредельные территории России и КНР.

4. Определение закономерностей локализации и прогнозирования новых типов месторождений цветных металлов на основе анализа палеорифтовых структур Казахстана. Для этого целесообразно изучение двух типов палеорифтовых структур: раннепалеозойских континентальных рифтов, перерожденных в океанические рифты; среднепалеозойских и мезозойских континентальных рифтов, не претерпевших полного разрыва литосферы и сохранивших рифтовую природу (палеорифтовые системы с полиметаллическим оруденением, субокеанические рифтовые системы Чингиза и Урала, меж- и внутриконтинентальные рифтовые системы — Байконурская и др., рифтовые зоны редуцированного развития, рифтовые структуры мезозоя).

5. При проведении работ по проблеме «Металлогения докембрия Казахстана» необходимо уточнить металлогенические особенности докембрийских блоков (Кокшетауский, Улытауский, Шуйский, Иссык-Кульский, Актау, Джунгарский, Мугоджарский выступы) и их перспективы на обнаружение нетрадиционных для Казахстана типов месторождений. Особое место в решении проблемы занимает изучение Кокчетавского массива — одного из регионов развития пород с метаморфизмом ультравысоких давлений в условиях субдукции и коллизии континентальных плит, выделенных как особый геодинамический тип в последнее десятилетие.

6. Построение на основе сейсмических данных сети глубинных разломов и оценка их роли в формировании месторождений.

7. Важнейшая задача по научному обеспечению воспроизводства и расширения минерально-сырьевой базы Казахстана — создание новой минерагенической карты Казахстана м-ба 1:1 500 000, являющейся дальнейшим развитием идей и подходов К.И. Сатпаева.

В столетний юбилей со дня рождения научная общественность, геологи Казахстана и многих стран мира отдадут дань глубокого уважения и благодарности выдающемуся ученому и организатору науки, первому президенту Академии наук Казахстана Канышу Имантаевичу Сатпаеву.

Правительство Казахстана увековечило память К.И. Сатпаева, присвоив его имя городу в Джезказганской области, АО «Джезказганцветмет», Институту геологических наук Академии наук Республики Казахстан, ряду населенных пунктов и средних школ, улицам в Алма-Ате, Балхаше, Атырау, Кызылорде, Караганде, Семипалатинске.

Учреждена премия Академии наук Республики Казахстан имени академика К.И. Сатпаева за выдающиеся достижения в области естественных наук. Его именем названа малая планета в созвездии Тельца, минерал сатпаевит, ледник и горная вершина Джунгарского Алатау, особый сорт сирени.

В 1995 г. был учрежден Международный фонд К.И. Сатпаева по материальному стимулированию выдающихся деятелей науки и способной учащейся молодежи.

Безусловно, научное наследие академика К.И. Сатпаева еще долгие годы будет служить путеводной звездой для многих поколений казахстанских геологов и ученых. Авторитет и слава академика К.И. Сатпаева огромны не только в Казахстане, но и во многих странах мира. Имя его по праву стоит рядом с именами великих мира сего. Комиссия Организации Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры приняла решение о праздновании в 1999 г. памятной даты — 100-летия со дня рождения К.И. Сатпаева — под своей эгидой.

ПАМЯТИ ИГОРЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА ШУВАЛЬСКОГО (12.09.1921—14.01.1999)

14 января 1999 года после непродолжительной болезни ушел из жизни замечательный человек, старейший сотрудник ЦНИГРИ, много вложивший в развитие института, его достижения, в создание атмосферы доброжелательности и интеллектуального подъема.

Окончив в 1946 г. геологоразведочный факультет МГРИ, Игорь Александрович поступил на работу в трест «Золоторазведка», который в 1953 г. был реорганизован в Московскую экспедицию «Главзолото». В этот период И.А. Шувальский работал начальником геолого-поисковых партий в Северном Казахстане, на Дальнем Востоке и в Забайкалье, участвуя в составлении прогнозных карт и проведении работ по поискам золота и платины.

С 1956 г. Игорь Александрович работал в ЦНИГРИ начальником группы издательских и картосоставительских работ, затем начальником Центральной тематической экспедиции, а с 1965 г. и до выхода на пенсию заместителем начальника отдела геологии института, объединявшего несколько сотен человек и выполнявшего работы во всех регионах страны. Под его руководством и при непосредственном участии созданы шлиховые карты важнейших золотonosных областей страны — Урала, Сибири, Дальнего Востока.

Игорь Александрович был талантливым организатором, активно содействующим выполнению научных разработок на самом высоком уровне; весьма плодотворной была его деятельность по планированию и финансированию исследований ЦНИГРИ, по организации работ многочисленных полевых партий. Уделяя много внимания молодым специалистам, он пристально следил за их ростом, помогая им словом и делом, а главное своим доброжелательным отношением.

Игорь Александрович был любимцем и душой коллектива, всегда улыбающимся, поднимающим настроение шуткой, остро-



умной пословицей. Обладая большим жизненным и организационным опытом, он умел создавать дружелюбную атмосферу в отделе, да и во всем институте. Уже выйдя на пенсию, он не порывал связи с институтом, принимал активное участие во всех мероприятиях, связанных с жизнью столь дорогого ему коллектива.

За многолетний труд и активную общественную деятельность Игорь Александрович награжден правительственными наградами и почетными знаками.

Ушел из жизни великий труженик, отзывчивый человек, надежный друг и товарищ.

Ученый Совет ЦНИГРИ, дирекция института, коллеги по работе скорбят о безвременной кончине вместе с семьей, близкими, друзьями и товарищами Игоря Александровича Шувальского.

**ЦНИГРИ**

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ТЕХНОЛОГИЯ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (ЖМО) МИРОВОГО ОКЕАНА

Месторождения ЖМО — конкреций и кобальтомарганцевых корок уже доступны для освоения!

ЦНИГРИ — ведущая организация в России в области технологического изучения глубоководного сырья.

За 10 лет работы по проблеме освоения месторождений ЖМО специалисты ЦНИГРИ выполнили технологическую оценку конкреций различных районов Тихого и Индийского океанов, рудных корок и гайотов Магеллановых гор, нагорья Маркус-Неккер и др.

Универсальная комбинированная технология ЦНИГРИ проверена в полупромышленных условиях и обеспечивает комплексную переработку уникаль-

ного сырья с получением высококачественных продуктов для различных отраслей промышленности и сельского хозяйства с извлечением в товарные продукты: 90—97% никеля и кобальта, 85—95% меди, 95—98% марганца.

Уникальные свойства ЖМО используются для решения экологических задач — очистки промышленных газов и обезвреживания сточных вод промышленных предприятий.

Технология ЦНИГРИ отличается оригинальностью, отмечена призовым местом в Международном конкурсе, проведенном СО «Интерокеанметалл» и медалями выставок.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б», ЦНИГРИ
Тел./факс: (095) 313-18-18, 113-68-22

Уважаемые читатели! Дорогие коллеги!

Приближается знаменательная для геологов нашей страны дата — **300-летие горно-геологической службы**. В русской истории это не рядовое событие, ибо мощь России, как великой державы, ее авторитет определялись и до сих пор определяются, в первую очередь, достижениями геологической науки и практики, результатами деятельности предприятий минерально-сырьевого комплекса.

Мировая и российская общественность готовится к встрече третьего тысячелетия и XXI века. Все эти события имеют общемировое значение и отмечаются на государственном уровне.

В связи с этим редакции журналов «*Минеральные ресурсы России*», «*Отечественная геология*», «*Геология нефти и газа*», «*Руды и металлы*» обращаются к читателям с просьбой ответить на следующие вопросы.

1. Кого из деятелей российской геологической и горно-геологической службы следует включить в число десяти наиболее выдающихся за 300 лет?

2. Какие наиболее важные достижения, определившие современный уровень геологической науки и практики, вы отнесли бы к первой десятке по значимости за 300 лет?

3. Какие наиболее важные открытия в российской геологии за 300 лет могут быть отнесены к первой десятке?

Ответы на эти вопросы просим направить в любой из названных журналов не позднее 1 октября сего года. На базе статистической обработки ваших ответов будут составлены и опубликованы соответствующие ранжированные перечни, будет также опубликован список экспертов — всех специалистов, приславших ответы на предложенные вопросы. Вместе с ответами на вопросы убедительно просим указать следующие данные о себе: фамилия, имя, отчество; ученая степень; ученое звание; членство в РАН; членство в РАЕН и других специальных академиях; место работы и занимаемая должность.

Примечание. Себя лично и свои разработки просьба в перечни не включать — Вас и Ваши достижения отметят другие.

