

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



4/2009

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Зам. главного редактора А.И.КРИВЦОВ
Зам. главного редактора Н.И.НАЗАРОВА

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН
С.Ф.СТРУЖКОВ



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

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

Москва ЦНИГРИ 2009

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 01.07.09 г.
Подписано в печать 13.07.09 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 313-43-47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2009

Прикладная металлогения**Applied metallogeny**

Кислов Е.В., Гусев Ю.П., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А.

Титаноносность Западного Забайкалья

5

Kislov E.V., Gusev Yu.P., Orsoev D.A., Badmatsyrenova R.A.

Ti potential of Western Transbaikalia

Рундквист Т.В., Припачкин П.В.

К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский полуостров

15

Rundqvist T.V., Pripachkin P.V.

On geology and Pt potential of the eastern part of the Monchegorsk pluton, Kola Peninsula

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений**Geological exploration and prospecting: Techniques and methods**

Барышев А.Н.

Использование моделей рудно-магматических систем при прогнозе, поисках и оценке рудных районов, узлов и полей

25

Baryshev A.N.

The ore magmatic system models: Implications in exploration for and evaluation of ore trends, clusters, and fields

Строение рудных месторождений**Architecture of ore deposits**

Копылов М.И.

Модели оловорудных систем в сводовых поднятиях и вулканотектонических структурах юга Дальнего Востока

33

Kopylov M.I.

Models of Sn ore systems localized in domes and volcano-tectonic structures in the south Far East, Russia

Санин В.Н.

Модель золоторудных проявлений в структурах Майско-Лебедской площади, Республика Алтай

42

Sanin V.N.

A model of the lode gold occurrences in the Maisk-Lebedsk area, Altai Republic, Russia

Строение месторождений алмазов**Features of the diamond deposits**

Барышев А.С., Егоров К.Н.

О совершенствовании методики поисков перекрытых коренных источников алмазов

55

Baryshev A.S., Egorov K.N.

On development of the exploration methods aimed at concealed bedrock diamond deposits

Игнатов П.А., Новиков К.В., Толстов А.В., Разумов А.Н.

Морфология кимберлитов Майского месторождения в Накынском поле Якутии по результатам компьютерного моделирования

62

Ignatov P.A., Novikov K.V., Tolstov A.V., and Razumov A.N.

Kimberlite morphology of the Maisk deposit, Nakyn diamond field, Sakha-Yakutia, as displayed by the computer modeling results

Голубева Ю.Ю., Щербаклова Т.В., Колесникова Т.И.

Особенности вещественного состава кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская, Зимнеберезное поле

66

Golubeva Yu. Yu., Shcherbakova T.V., and Kolesnikova T.I.

TsNIGRI-Arkhangelskaya kimberlite pipe, the Zimny Bereg field: Mineralogical and chemical features of kimberlite

Хачатрян Г.К.

Азотные и водородные центры в алмазе, их генетическая информативность и значение для решения прогнозно-поисковых задач

73

Khachatryan G.K.

Nitrogen and hydrogen centers in diamond: Genetical information they bear and possible implications in exploration

Поздравляем с юбилеем

Our congratulations

Голубева Ю.К.

81

Golubev Yu.K.

Зарубежный опыт

Foreign experience

Соотношение «запасы–добыча» металлов в мировой горнорудной индустрии на 2009 г.

82

Reserves vs. Production ratio in the world mining industry 2009

Памяти Е.М.Ершова

84

In memorium E.M.Ershov



ТИТАНОНОСНОСТЬ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Е.В.Кислов (Геологический институт СО РАН), Ю.П.Гусев (ФГУП «Бурятгеоцентр»), Д.А.Орсоев, Р.А.Бадмацыренова (Геологический институт СО РАН)

Значительные запасы месторождений титана, несмотря на развитую металлургию, в Российской Федерации не осваиваются. Коренные ильменит-титаномагнетитовые руды Западного Забайкалья с перспективными объектами различной степени изученности в Южно-Муйском, Селенгинском, Курбино-Еравнинском и Восточно-Саянском рудных районах заслуживают оценки и освоения. Первоочередной интерес представляют Витимконский, а также Арсентьевский, Хаильский и Хаактыг-Ойский базит-ультрабазитовые массивы, специализированное изучение которых может привести к созданию новых крупных баз титановой промышленности на востоке страны.

Титан относится к остродефицитным металлам в Российской Федерации. Основные области его применения: производство малотоксичных белил, красок и лаков, в том числе для самолетостроения (более 50%), пластмасс (20%), бумаги (15%), титановых сплавов для авиационной, ракетно-космической и другой техники. Производство и потребление титана в мире растет на 3% в год. В настоящее время объем ежегодного мирового потребления TiO_2 составляет около 4 млн. т, металлического титана — 80–90 тыс. т.

Основная часть концентратов титана добывается из россыпных месторождений прибрежной зоны Мирового океана. Наиболее крупные из них: Ричардс-Бей (ЮАР) с запасами 36 млн. т и средним содержанием TiO_2 2,5%; Энниба (Австралия) — 13,5 млн. т, TiO_2 3%; Вим-150 (Австралия) — 13 млн. т, TiO_2 1,3%; Чаввара (Индия) — 22,6 млн. т, TiO_2 10,7%; Оском (Индия) — 11,6 млн. т, TiO_2 4,83%.

Из коренных источников титана в эксплуатации находятся ильменит-магнетитовое месторождение Теллес (Норвегия) с запасами 32 млн. т и средним содержанием TiO_2 18,0% (с 1960 г. разрабатывается открытым способом), ильменит-гематитовое месторождение Аллард-Лейк (Канада) — 27 млн. т, TiO_2 34% (с 1951 г. разрабатывается открытым способом), титаномагнетитовое месторождение Паньчжихуа (Китай) — 42 млн. т, TiO_2 4,7–5%. Ильме-

нит-магнетитовое месторождение Отомяки в Финляндии (2,2 млн. т, TiO_2 13,0%) осваивалось подземным способом до глубины 580–675 м. Разрабатываются открытым способом месторождения в коре выветривания карбонатитов Тапира и Каталан-1 (Бразилия) с запасами около 40 млн. т при среднем содержании TiO_2 22,4%.

В 2005 г. произведено 2826 тыс. т ильменитового концентрата и 376 тыс. т рутилового, что соответствует 1900 тыс. т TiO_2 . Первое место по производству титановых концентратов занимает Австралия — 32% объема мирового производства, за ней следуют ЮАР — 21,3%, Канада — 15,6%, Норвегия — 10,8%. В странах СНГ эксплуатируется только Малышевское (Самотканское) месторождение на Украине.

Цены на титановые концентраты в ретроспективе были относительно стабильны. Однако активный рост мировой потребности в титане, стимулируемый оживлением авиационной промышленности, может привести к некоторому росту цен и на титановые концентраты.

До 1990 г. доля СССР в общемировом производстве титановой продукции составляла более 60%, что превосходило аналогичное производство США, Японии, Англии, Франции, Германии вместе взятых. Россия, оказавшись после 1991 г. наследницей мощной перерабатывающей промышленности, лишилась горнодобывающего сектора и попала в

зависимость от поставок из Украины ильменитового и рутилового концентратов. Выход найден в организации поставок концентрата из ЮАР и инвестиций в организацию разработки россыпей в Индии. Потребности России для выпуска титановой продукции оцениваются в 500–600 тыс. т TiO_2 в год [10]. Стоимость текущего импорта составляет 80–100 млн. дол. [11].

Госбалансом РФ учтено 23 месторождения титана. По разведанным запасам этого металла Россия занимает второе место в мире [3]. В россыпных месторождениях сосредоточено 60% запасов, в коренных — 40%. По качеству они уступают зарубежным как по содержанию полезного компонента, так и по сложности технологического передела. До настоящего времени ни одно из собственно титановых месторождений, по существу, не вовлечено в эксплуатацию. На Туганском (Томская область, россыпное), Тарском (Омская область, россыпное) и Чинейском (Читинская область, коренное) объектах проводится лишь опытно-промышленная добыча. Попутно добывается и перерабатывается на титан лопаритовый концентрат Ловозерского месторождения (Мурманская область) — 1–2 тыс. т в год, что составляет около 0,1% мирового производства [10].

Намечается отработка Куранахского коренного месторождения в Амурской области. Лицензированные месторождения (Большой Сейим, Амурская область; Юго-Восточная Гремяха, Мурманская область), запасы которых не учтены госбалансом, по качеству руд могут представлять наибольший интерес по сравнению с другими объектами. Преобладающая часть прогнозных ресурсов (более 50%), позволяющих значительно расширить минерально-сырьевую базу титана, находится на Дальнем Востоке в малоосвоенных регионах. Комплексные ильменит-апатит-титаномагнетитовые руды сосредоточены в месторождениях, которые изучались и оценивались на апатит (например, Кручининское, Читинская область). Большие запасы титана сосредоточены в титаномагнетитовых месторождениях (Чинейское; Подлысанское, Красноярский край; Копанское, Челябинская область; Пудожгорское, Республика Карелия; Базарбайское, Оренбургская область), не относящихся к перспективным из-за невозможности рентабельного извлечения титана [11]. Многие объекты отличаются невысокими содержаниями титана (Харловское месторождение, Алтайский край — 5,9% TiO_2 ; Мало-Тогульское месторождение, Иркутская область — 5,7% TiO_2). Перовскит-титаномагнетитовые месторождения Африканда (Мурманская область) и Жидойское (Иркутская область) невелики по ресурсам.

Однако, несмотря на значительный дефицит титана в России и большой объем работ, проведенных в прошлые годы на титановых проявлениях Западного Забайкалья, ни одно из них не упоминается в федеральных сводках перспективных объектов [2, 3, 9, 10]. В то же время, в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы на территории Западного Забайкалья (Республика Бурятия) широко развиты базит-ультрабазитовые массивы, с которыми связаны многочисленные ильменит-титаномагнетитовые проявления. Но в последние десятилетия эти объекты почти не привлекали внимание геологов.

Специализированные поиски титановых месторождений на территории Бурятии практически не проводились. В 1952–1960 гг., когда возникла необходимость расширения сырьевой базы отечественной промышленности титана, работы на титан были проведены в небольшом объеме в бассейне р. Курба в окрестностях Хаильского месторождения и в районе хребта Моностой на Арсентьевском месторождении. На юге Бурятии в районе г. Кяхта было околонушено поле рутилоносных кварцитов и силлиманитовых сланцев.

Изучение рыхлых отложений Байкала на титановые россыпи в 1954–1955 гг. показало повышенные концентрации ильменита, рутила и сфена на участках развития пород архейского кристаллического комплекса и магматических пород основного состава. В бассейне р. Курба, по долинам р. Курба, ее притоков рек Саналей, Нельга и Хайла, А.Ф. Китайником в 1955 г. отмечены протяженные участки аллювиальных россыпей с повышенным содержанием ильменита.

В Северном Прибайкалье титановая минерализация отмечена А.П.Рихвановым в Нюрундуканском массиве, Н.М.Ивченко и В.А.Гомоновым — в Бираканском в 1958 г. в ходе ГСР-50. В.Н.Руденко в 1964 г. открыл титановую минерализацию в Слюдинском и Орколиканском габброидных интрузивах. При проверке рекомендаций Левомамской партии (В.В.Балханов, 1962 г.) В.П.Сафронов в 1964–1966 гг. обнаружил титановое оруденение Левомамского массива. Г.И.Поликарпов в 1965 г. при оценке никеленосности Правомамского базитового плутона в его южном эндоконтакте установил вкрапленную титаномагнетитовую минерализацию. В.П.Сафронов в 1964–1966 гг. и Н.М.Мошкин в 1965–1966 гг. выявили титановое оруденение в Бираминском габброидном массиве. В дальнейшем было детально изучено геологическое строение интрузивов района, прежде всего Слюдинского, дана предварительная оценка состава и запасов обнаруженных титаномагнетитовых руд А.И.Трепалиным

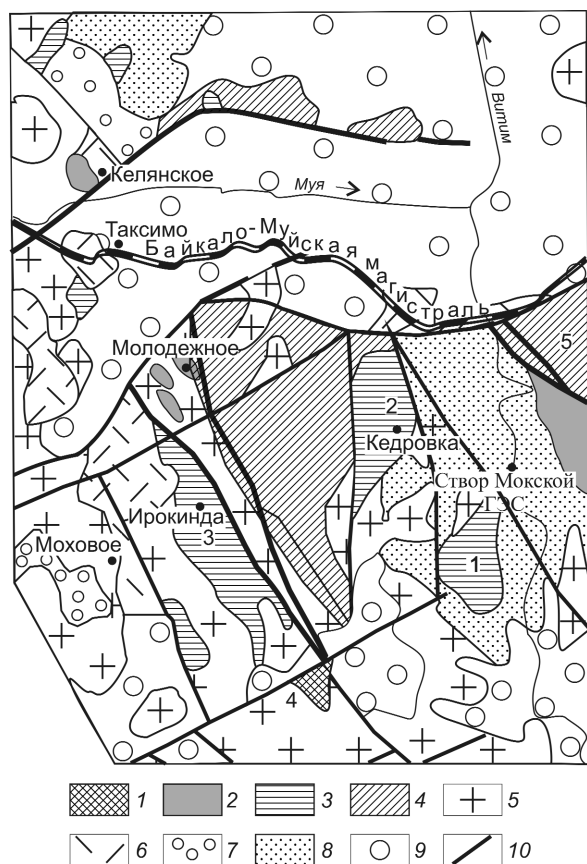


Рис. 1. Схема размещения титаноносных ультрамафит-мафитовых массивов Южно-Муйского района, с использованием материалов П.А.Балыкина:

1 — дунит-троктолит-габбровые массивы; 2 — гипербазитовые тела; 3 — высокотитанистые габбровые массивы с ильменит-титаномагнетитовой минерализацией; 4 — архейские высокометаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи; 5 — гранитоиды; 6 — метавулканиды; 7 — карбонатные породы; 8 — апотерригенные породы; 9 — мезокайнозойские континентальные терригенные отложения; 10 — глубинные разломы; массивы: 1 — Витимконский, 2 — Кедровский, 3 — Ирокиндинский, 4 — Маринкинский, 5 — Шаманский

в 1967 г. и В.П.Сафроновым в 1967–1968 гг. Эти работы были завершены А.Г.Крапивинным и В.А.Митрохиным в 1977 г.

Несмотря на многочисленные находки, Северо-Байкальский район не может считаться перспективным в отношении титанового оруденения. Так, в пределах Слюдинского интрузива зафиксировано только одно тело богатых ильменит-титаномагнетитовых руд: в сплошных и сидеронитовых рудах среднее содержание TiO_2 19,06%, в густовкрапленых — 10,8% [8]. Этот небольшой (10×2,5 км) массив расположен в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории, где запрещена

добыча полезных ископаемых. В непосредственной близости находятся имеющие рекреационное значение Слюдинские озера и берег о. Байкал. Правомамский, Левомамский, Майгундинский, Курлинский, Холоднинский, Углокитский, Бираканский, Орколиканский интрузивы небольшие по размерам. Массивные ильменит-титаномагнетитовые руды в них не зафиксированы. Часть массивов также расположена в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории, что априори выводит их из объектов, перспективных на разработку металлических руд.

В Южно-Муйском районе на северо-востоке Бурятии (рис. 1) при ГСР-200 в 1962 г. Г.А.Кибановым и В.И.Давыдовым обнаружено ильменит-титаномагнетитовое оруденение в Витимконском массиве. Ими положительно оценены перспективы на титановое оруденение Ирокиндинского и Кедровского габброидных плутонов.

Витимконский габброидный массив находится в 30 км юго-восточнее пос. Ирокинда. Он входит в состав Байкало-Муйского базит-гипербазитового пояса и залегает в рифейских кремнисто-карбонатных отложениях и метаморфизованных вулканитах. Оруденение изучали Н.П.Андреев в 1964 г. и Э.Л.Прудовский в 1968 г. Наиболее полно массив описан М.И.Грудининым [4], Э.Г.Конниковым [8], Ю.П.Козловым в 2003 г.

В плане Витимконский массив имеет слабо вытянутую в северо-восточном направлении овальную форму, общая площадь его около 90 км² при максимальной длине 14 и ширине 7 км (рис. 2). Внутренняя структура массива характеризуется слабоасимметричным строением. Его юго-западный эндоконтакт представлен главным образом мелано- или мезократовыми габброидами, которые нередко гранитизированы. Здесь же иногда встречаются дайки диабазов. К центру массива меланократовые разности постепенно сменяются более лейкократовыми, вплоть до анортозитов. В левобережной части р. Витимкон присутствуют мезократовые габброиды с небольшими обособлениями мелано- и лейкократовых разностей. Здесь широко проявлена гранитизация пород массива, обусловленная воздействием на первичные породы гранитных расплавов, нередки дайки и жилы диабазов и габбро-диабазов. В центральной части массива преобладают мезократовые разности габброидов, а ядро сложено лейкократовыми разностями с большими полями габбро-анортозитов и анортозитов. Развиты тела габбро-пегматитов различных размеров и переменной мощности. Процессы гранитизации проявлены значительно слабее и также тесно связаны с жилами и небольшими интрузирующими телами гранитоидов. Площадь

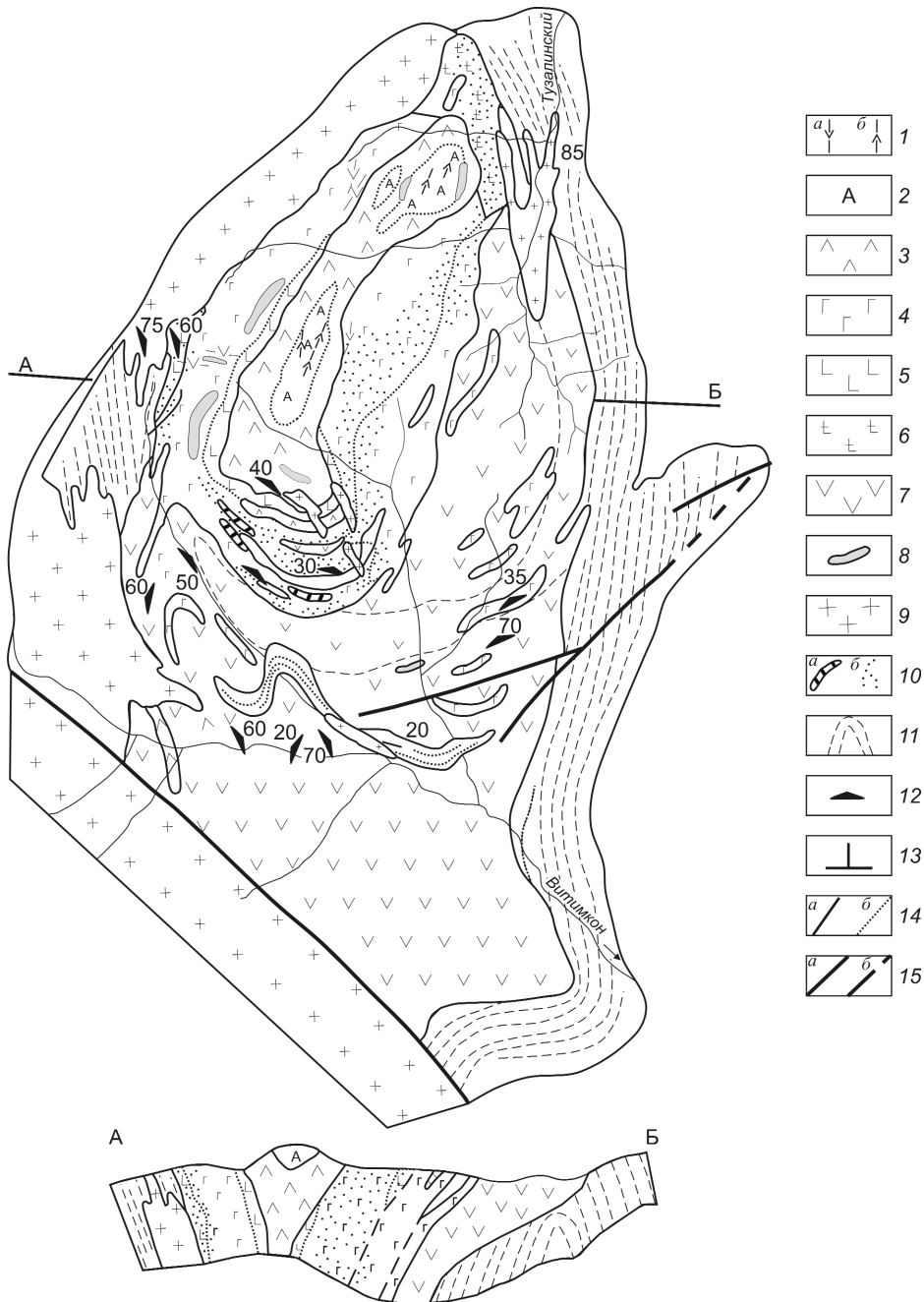


Рис. 2. Схема геологического строения Витимконского массива, по Э.Г.Конникову, 1978, с дополнениями авторов:

магматические породы: 1 — дайки диабазов (а) и диоритовых порфиритов (б), 2 — анортозиты, 3 — лейкогаббро, 4 — габбро-нориты и габбро, 5 — пегматоидные габбро, габбро-пегматиты, 6 — порфиroidные габбро, 7 — мелкозернистые габбро и габбро-диабазы, 8 — плагиоперидотиты, 9 — мелкозернистые гранофировые граниты; 10 — титаномагнетитовые руды (а — сплошные, б — вкрапленные); 11 — вмещающие кристаллические сланцы и амфиболиты; ориентировка полосчатости: 12 — в габброидах, 13 — кристаллизационной сланцеватости во вмещающих породах; 14 — резкие (а) и постепенные (б) геологические границы; тектонические нарушения: 15 — установленные (а) и предполагаемые (б)

ное соотношение в массиве пород ультраосновного (плагиоперидотитов, горнблендитов) и основного составов 1:50 и менее.

В Витимконском массиве установлены вкрапленные и сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды. Последние не обнаруживают тесной свя-

**1. Прогнозные ресурсы титана, ванадия и железа по известным рудопроявлениям
Витимконского массива**

| Рудопроявления | Параметры, м | Ресурсы P ₂ , млн. т | Среднее содержание, % | | | Ресурсы P ₂ , млн. т | | |
|-----------------------|-----------------|------------------------------------|-----------------------|-------------------------------|-------------------|---------------------------------|-------------------------------|-------------------|
| | | | TiO ₂ | V ₂ O ₃ | Fe _{общ} | TiO ₂ | V ₂ O ₃ | Fe _{общ} |
| Магнитное | 3500×900 | 1039,5 | 8,08 | 0,133 | 15,3 | 84,0 | 1,3772 | 159,0 |
| Верхне-Новокушнинское | 2500×500 | 412,5 | 8,0 | 0,135 | 12,8 | 33,0 | 0,5569 | 52,8 |
| Верхне-Тузалинское | 2000×200 | 132,0 | 8,0 | 0,07 | 21,76 | 10,6 | 0,0924 | 28,7 |
| Северное | 500×80 | 13,2 | 7,5 | 0,12 | 12,38 | 0,99 | 0,01584 | 1,63 |
| Левое-Тузалинское | 1800×200 | 108,0 | 5,4 | 0,1 | 12,01 | 5,8 | 0,108 | 13,0 |
| Верхне-Зоринское | 500×200 | 33,0 | 7,0 | 0,1 | 13,51 | 2,3 | 0,033 | 4,5 |
| Нижне-Зоринское | 1000×400 | 132,0 | 7,0 | 0,1 | 13,51 | 9,2 | 2,3153 | 17,8 |
| Итого | | 1870,2 | | | | 145,9 | 2,3153 | 277,4 |

зи с зонами разрывных нарушений, пространственно несколько разобщены с вкрапленными рудами и располагаются на флангах зоны вкрапленного оруденения или за ее пределами. Массивные руды, сложенные в основном ильменитом и содержащие TiO₂ 12–14% и более, образуют линзовидные тела субмеридионального направления, согласные с направлением полосчатости интрузива и зоны вкрапленного оруденения. Две северные линзы прослеживаются по простиранию на 1000 и 1200 м каждая, а южная, обнажающаяся в левом борту руч. Новая Якша, имеет длину 1700 м. Мощности тел сплошных руд колеблются от 3 до 10 м, в раздувах — десятки метров. По падению рудные тела согласны с внутренней структурой вмещающих габбро-норитов. Границы рудных тел с габброидами резкие, но иногда устанавливаются только по опробованию.

Прогнозная оценка Витимконского массива выполнена ФГУП «Бурятгеоцентр» в 1999 г. при ГДП-200. Выделено семь проявлений ильменитовых и ильменит-титаномагнетитовых руд с содержанием TiO₂ от 3 до 14% вкрапленного, густовкрапленного и массивного сложения в трахитоидных габбро и габбро-анортозитах. Оруденение комплексное — железо-ванадий-титановое с небольшим количеством сульфидных минералов. Прогнозные ресурсы только одного Магнитного рудопроявления, посчитанные до глубины 300 м, превышают 1,5 млрд. т руды, а до глубины 200 м — 1 млрд. т (табл. 1). Содержание P₂O₅ в рудах Витимконской группы проявлений не превышает 0,14%, что позволяет применять упрощенную и более дешевую технологическую схему получения ильменитового и магнетитового концентратов. Необходимо дополнительное изучение руд на скандий, платиновые металлы, медь, кобальт.

Кедровский массив расположен на границе архейской Муйской глыбы с протерозойскими терригенно-карбонатными образованиями кедров-

ской свиты. Это один из немногих крупных анортозит-габбровых плутонов региона, сведения о рудоносности которого весьма ограничены [6]. Он занимает площадь около 160 км². В массиве можно выделить две крупные пластины — северную и южную.

Северная — апикальная, залегающая, по-видимому, в виде аллохтона, — сложена мелко- и среднезернистыми сильно измененными (серицитизированными, соссюритизированными, амфиболитизированными и эпидотизированными) преимущественно лейко- и мезократовыми габбро, габбро-диоритами и диоритами с редкими реликтами клинопироксена и плагиоклаза. В габброидах и особенно диоритах нередко присутствуют биотит и кварц, из аксессуарных и рудных минералов встречаются ильменит, титаномагнетит, апатит и сфен.

Южная часть массива имеет более пестрый состав, представлена довольно сложной дифференцированной серией пород, менее подверженной постмагматическим преобразованиям и сложенной габбро, габбро-норитами, а также горизонтами анортозитов (до 100 м и более), рудными ильменит-титаномагнетитовыми анортозитами и габбро-анортозитами. В подчиненном количестве встречаются оливковые габбро, троктолиты, жилообразные обособления габбро-пегматитов и небольшие линзы пироксенитов.

Анортозиты, габбро-анортозиты и рудные анортозиты распространены преимущественно в западной части массива. Для них характерны плавные переходы одних разновидностей в другие и неравномерное такситовое распределение темноцветных минералов, что вызывает значительные затруднения в картировании горизонтов собственно анортозитов или габбро-анортозитов. По составу Кедровский массив близок к Чинейскому габбро-анортозитовому плутону в Каларо-Джугджурской структуре.

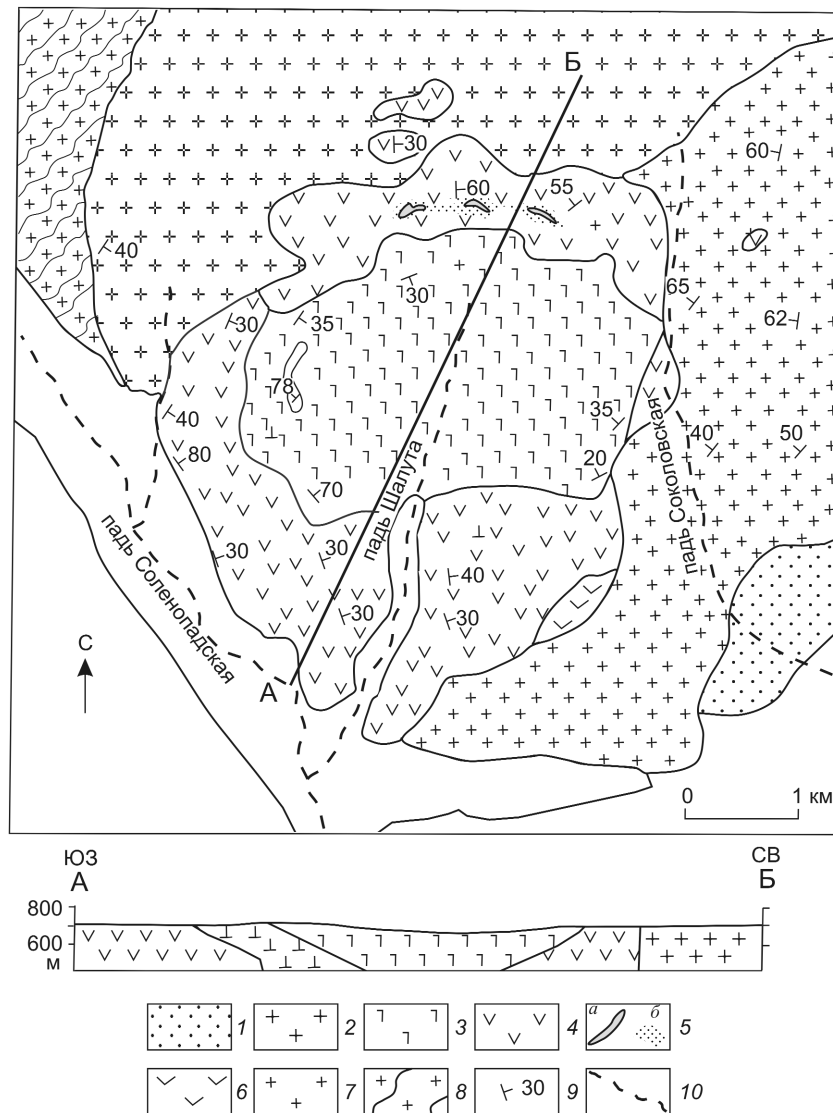


Рис. 3. Схематическая петрографическая карта Арсентьевского габбро-сиенитового массива, по О.А.Богатикову, 1965, с дополнениями и изменениями авторов:

1 — четвертичные отложения; 2 — сиениты; 3 — анортозиты, лейкогаббро; 4 — трахитоидные оливиновые габбро, мезогаббро, диоритизированные габбро, монцодиориты; 5 — ильменит-титаномагнетитовые руды (а — массивные, б — вкрапленные); 6 — габбро, керсутитовые габбро, пироксениты; 7 — диориты, гранодиориты, монциты; 8 — гранито-гнейсы; 9 — элементы залегания трахитоидной структуры пород; 10 — распадки

Сульфидные минералы в породах массива встречаются гораздо реже, чем ильменит и титаномагнетит. Содержание последних иногда достигает 15 об. % (рудные анортозиты). Исключение составляют редкие гнезда шарообразной формы магматических сульфидов в габбро-анортозитах. Это довольно крупные (5–10 см в диаметре) обособления пирротина и халькопирита с незначительным количеством пентландита. В массиве, кроме того, отмечены золотоносные кварцевые жилы. В непосредственной близости разрабатывается Кедровское зо-

лоторудное месторождение, представленное убого сульфидными и сульфидо-кварцевыми жилами.

Ирокиндинский массив расположен в Южно-Муйском хребте по правобережью одноименной реки, левого притока р. Тулдунь, образуя крупный останец в поле гранитоидов позднего рифея. Он протягивается в северо-западном направлении почти на 40 км от р. Тулдунь до верховья р. Мудирикан, правого притока р. Муя. Общая площадь массива примерно 150 км².

Строение массива гетерогенно [5, 14]. Большую его часть составляют офитовые амфиболовые габбро-нориты, габбро и габбро-диабазы, метаморфизованные практически повсеместно в зеленосланцевой фации, а в эндоконтактных частях интенсивно гранитизированные. Среди титанистых высокожелезистых габброидов встречаются мелкие расслоенные тела, сложенные плагиолерцолитами, оливиновыми габбро-норитами, троктолитами, безоливиновыми габбро, габбро-норитами и норитами с различной степенью меланократовости. Эти породы прослеживаются на восточном фланге массива в виде небольших (первые сотни метров) изометричных выходов. С ними связаны проявления и месторождения сульфидных Cu-Ni руд (Чайский, Гасан-Дякитский, Ньюрундуканский массивы в Северном Прибайкалье и Маринкин массив в Муйском районе). В пределах массива закартированы золотоносные кварцевые жилы, часть из которых обрабатывается.

Таким образом, на сравнительно небольшой территории находятся Витимконский массив с перспективными ильменит-титаномагнетитовыми проявлениями, титаноносные Ирокиндинский и Кедровский интрузивы, ряд мелких тел — Бурдуковский, Муйский массивы. Экономико-географическая ситуация благоприятна: обрабатываются Ирокиндинское и Кедровское золоторудные месторождения, ведутся подготовка к строительству на р. Витим Мокской ГЭС, подготовка к эксплуатации Мохового оловянного и Молодежного хризотил-асбестового месторождений, перспективны проявления хромита в пределах Шаманского гипербазитового массива, Келянское сурьмяно-ртутное месторождение.

В Селенгинском рудном районе титановое оруденение связано с породами моностойского комплекса, к которому относятся Арсентьевский, Оронгойский, Зуйский и, возможно, Иройский габбро-сиенитовые массивы, расположенные в хребте Моностой (предгорья хр. Хамар-Дабан юго-западнее г. Улан-Удэ). Титановое оруденение этих плутонов отметил В.А.Обручев еще в 1885–1895 гг., указавший на шпиль магнитного железняка в габбро-норитах Арсентьевского массива. В 1956–1958 гг. Д.Д.Сагалуев провел геологическую съемку м-ба 1:200 000, а поисково-разведочные работы выполнили Е.С.Пинчук в 1956 г., К.Б.Булнаев в 1957 г., В.Н.Гусельников в 1957 г., Н.М.Ивченко и Л.Г.Извеков в 1959 г. В 1967 г. на Арсентьевском и Оронгойском массивах поисково-оценочные работы завершены Э.Л.Прудовским. Этим интрузивам и оруденению, связанному с ними, посвящены работы С.М.Смирнова и А.И.Перельгиной [13], О.А.Богаатикова [1 и др.] и других исследователей.

Арсентьевский массив расположен на юго-восточном склоне хребта Моностой в его центральной части, в 4–5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой, расположенных на левом берегу р. Селенга. В плане он имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 км² (рис. 3).

Массив сложен в южной части породами габброидной, в северной — сиенитовой серий. Габброиды образуют переходный ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов, перидотитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически зональном строении интрузива. Центральная часть его занята анортозитами, окаймленными лейкократовыми габбро и трахитоидными оливиновыми габброидами. Судя по магнитометрической съемке, интрузив продолжается в юго-западном направлении еще на несколько сотен метров. В целом габброидная часть интрузива в разрезе имеет, по-видимому, форму пологой асимметричной воронки с центром, несколько смещенным к югу. Сиениты относятся к более поздним образованиям. В пределах массива широко развиты жилы гранитных пегматитов и габбро-пегматитов, дайки пород кислого и среднего составов.

В пределах северной полосы расслоенных габбро (рудная зона 1) выделены два участка, обогащенных рудными минералами. Наиболее изученный восточный участок располагается на левом склоне пади Шулута и водоразделе падей Шулута и Аргалты. Условно его границами считаются магистральные каналы 25 на востоке и 9 на западе. В западной части полосы габброидов в районе магистральных каналов 10 и 30 располагается другой участок. Рудоносные габброиды локализованы южнее центральной части массива на водоразделе падей Шулута и Соленопадская и далее переходят на левый склон пади Шулута. Они изучены слабо, имеются лишь мелкие, единичные горные выработки, проведена магнитометрическая съемка м-ба 1:5000.

На месторождении выделяются титаномагнетит-ильменитовые руды трех основных типов: вкрапленные, густовкрапленные и массивные (сливные). В массивных рудах содержание рудных минералов 80–90%, в густовкрапленных — 50–60%, во вкрапленных — не более 40% (обычно 15–20%).

Основная масса вкрапленных руд приурочена к безпатитовым феррогаббро, которые развиты среди наиболее сильно дифференцированных пород, где чередуются лейкогаббро и нормальное габбро с переходами к феррогаббро. Густовкрапленные руды локализованы в апатитовых феррогаббро, апатитовых косвитах и казанскитах, а также рудных

2. Содержание основных компонентов в рудах Арсентьевского месторождения

| Текстурный тип руды | TiO ₂ | FeO | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | P ₂ O ₅ | V |
|---------------------------------|------------------|-------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|-----------|
| Вкрапленный и густо-вкрапленный | 4–8 | 6–14 | 3–11 | 11–16 | 0,20–3,34 | 200–620 |
| Массивный (сливной) | 12–16 | 25–31 | 32–41 | 6–8 | 0,05–0,31 | 1400–1600 |

Примечание. TiO₂, FeO, Fe₂O₃, Al₂O₃, P₂O₅ — мас. %, V — г/т. Анализы выполнены в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ).

оливинитах. Тела массивных руд обычно тяготеют к участкам развития косвитов и казанскитов и нередко окружены ореолом вкрапленных руд. Эти руды, как правило, имеют резкие контакты с вмещающими габбро. На контактах обычно наблюдаются небольшие (до 3–5 м) зоны рассланцевания, а габброиды сильно амфиболизованы.

Преобладающая форма тел массивных и густовкрапленных руд линзовидная и жилообразная, реже изометричная или угловатая с многочисленными апофизами. Размеры тел также разнообразны: длина по простиранию колеблется от нескольких до 50–60 м, мощность — от десятков сантиметров до 3–10 м.

Руды Арсентьевского массива относятся к железо-титан-ванадиевым с повышенным содержанием фосфора (табл. 2). Массивные титаномагнетит-ильменитовые руды почти повсеместно обогащены Zn (200–500 г/т) и Co (73 до 112 г/т), в целом характеризуются низкими концентрациями Cr (21–36 г/т), Sr (60–210 г/т) и особенно Ni, содержание которого на уровне чувствительности анализа.

Главные рудные минералы — ильменит и титаномагнетит. Сульфиды играют резко подчиненную роль. Во вкрапленных рудах титаномагнетит и ильменит присутствуют примерно в равных количествах, в густовкрапленных и массивных рудах титаномагнетит в 2–3 раза преобладает над ильменитом. Количество сульфидов не превышает 2% и лишь в единичных случаях доходит до 8–10% от общей суммы рудных минералов.

Оронгойский массив расположен в крайней северо-западной части хребта Монистой в 5 км к юго-западу от устья р. Оронгой и в 2 км к востоку от пос. Нижний Убукун. Плутон занимает площадь около 20 км², имеет овальную, слегка вытянутую в широтном направлении форму. По многим петрографическим параметрам сходен с Арсентьевским, но в составе данного массива преобладают лейкократовые разности габброидной серии пород. Вся средняя часть интрузива образована анортозитами, в которых встречаются ксенолиты лейкогаббро. Анортозиты в виде полосы пере-

менной мощности (1–2 км) прослеживаются в субширотном направлении, на их долю приходится около 70% площади массива. В крайней северной части плутона наблюдаются порфиридные эссекиты (щелочные роговообманковые габбро). К югу эти породы сменяются зоной мелкозернистых пироксен-керсутитовых габбро. Крайняя западная часть массива и полоса между анортозитами и зоной пироксен-керсутитовых габбро сложена трахитоидными лейкогаббро. Оливиновые габбро распространены крайне ограниченно. Они отмечены в юго-восточной части интрузива, где образуют неправильной формы участок с нечеткими контурами среди трахитоидных мезо- и лейкогаббро. Породы ультраосновного состава (серпентинизированные оливиниты) в виде нескольких мелких (до 150 м в поперечнике) округлых тел закартированы в восточной части массива среди анортозитов и трахитоидных лейкогаббро. Контакты ультрабазитов с вмещающими породами очень четкие и нередко тектонизированы. Ближе к северной периферии плутона габброиды прорваны щелочными сиенитами, в которых встречаются ксенолиты габбро. Оронгойский массив, как и Арсентьевский, рассечен дайками и жилами пород кислого состава. Все разновидности габброидов в том или ином количестве содержат вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита. Отмечены линзовидные тела густовкрапленных и небольшие по мощности жилы сплошных руд среди роговообманково-пироксеновых габбро.

Зуйский массив расположен в центральной части хребта Монистой. Его обнаженная габброидная часть занимает площадь около 8 км². Преобладают сильно дифференцированные габбро с отчетливо выраженными трахитоидностью и полосчатостью. Наиболее распространены оливиновые габбро с послойным обогащением титаномагнетит-ильменитовой минерализацией, переходящие в феррогаббро. Для центральной части массива характерны грубополосчатое строение и наличие участков, обогащенных рудным компонентом. Периферическая часть сложена тонкополосчатыми мезократовыми габбро, участками переходящими в лейкократовые

разности. Содержание TiO_2 в мелковкрапленной руде от 7 до 11%.

Иройский массив — крупный габбро-сиенитовый интрузив с рассеянной вкрапленностью магнетита, ильменита и титаномагнетита. Наиболее обогащены отдельные мелкие тела пироксенитов, иногда переходящие в сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды. Отмечена незначительная примесь ванадия. Рудные тела с повышенным содержанием титана обнаружены на водоразделе ключей Глубокий и Высокий — левых притоков р. Иро.

Арсентьевский массив отличает выгодное географическое положение в экономически развитом Селенгинском районе. Он находится недалеко от автотрассы Улан-Удэ — Кяхта, вблизи реки и населенных пунктов, в том числе г. Гусиноозерска со свободными кадрами горно-рудной специальности. Благоприятно положение и Оронгойского плутона близ г. Улан-Удэ. Зуйский и Иройский интрузивы нуждаются в более детальном изучении и оценке титанового оруденения.

В **Курбинском рудном узле** (предгорья хр. Улан-Бургасы северо-восточнее г. Улан-Удэ) наибольший интерес представляет *Хаильский массив* [12] предположительно позднепротерозойского возраста. Он находится в южных отрогах хр. Улан-Бургасы, в районе р. Хаил, левого притока р. Курбы. Изучен на стадии общих поисков м-ба 1:50 000. Первое упоминание о Хаильском месторождении принадлежит В.А.Обручеву, оценившему его в 1885–1895 гг. как непромышленное. В 1927 г. П.Н.Бутырин оконтурил выходы титаномагнетитовых пород горными выработками. После продолжительного перерыва детальные поисково-разведочные работы в комплексе с магнитометрией возобновлены в 1952–1953 гг. В.Н.Антипиным, в 1955 г. А.Ф.Китайником.

Площадь изометричного интрузива около 6 км². Центральная часть сложена габбро, габбро-норитами и оливиновыми габбро, периферическая — амфиболитизированными габброидами и пироксеновыми диоритами. Рудные габбро представлены габбро-норитами и габбро с повышенной (до 20–30%) вкрапленностью титаномагнетита, иногда переходящей в сидеронитовые руды. Ильменит-титаномагнетитовые руды образуют пластообразную залежь. К основным рудным минералам относятся магнетит и ильменит; характерно повышенное содержание ванадия. Выделены три фазы минерализации: магнетит, ильменит, пирит → халькопирит → гематит, гидроксиды железа. В массивных рудах содержание железа 40%, TiO_2 7%.

Установлены повышенные концентрации ильменита в аллювиальных отложениях бассейнов рек

Курбы, Хаила, Абаги и Нельги. Подсчитаны запасы TiO_2 категории C_2 в рыхлых отложениях долины р. Хаила и оконтурены пять участков, перспективных для поисков ильменитсодержащих россыпей. Содержания ильменита >10 кг/м³, есть попутный циркон.

Определенный интерес представляет *Атарханский массив* [12] на левобережье одноименного правого притока р. Абаги. Интрузивное тело довольно сложной конфигурации площадью 2,8 км² сложено в основном амфиболитизированными габбро и габбро-норитами. Количественно им подчинены неизмененные габбро-нориты, нориты, оливиновые и рудные габбро; крайне редко встречаются небольшие по площади обособления серпентинизированных амфиболитизированных плагиоперидотитов. Рудные габбро (габбро и габбро-нориты с повышенной до 20–30% вкрапленностью титаномагнетита) отмечены в западной части массива. Судя по данным магниторазведки, они, по-видимому, слагают несколько маломощных горизонтов северо-восточного простирания.

Благоприятна экономико-географическая ситуация — наличие дороги, населенных пунктов, реки.

В **Восточно-Саянском рудном районе** (юго-запад Бурятии) ильменит-титаномагнетитовые руды обнаружены в Хаактыг-Ойском и Жомболокском массивах.

Хаактыг-Ойский массив в верховьях р. Хаактыг-Ой (правый приток р. Ия) обнаружен в 1963 г. Барышевым и Суворовым при проверке аэромагнитной аномалии. Он располагается в зоне сочленения Бирюсинской глыбы и Утхумского грабена [15]. Это концентрически-зональный интрузив с преобладанием оливиновых габбро с повышенным содержанием титаномагнетита и ильменита. Рудная вкрапленность свойственна также габбро-пироксенитам, габбро-перидотитам, титаномагнетитовым габбро. Ильменит-титаномагнетитовые руды, содержащие 30–80% рудных минералов, участвуют в магматической расслоенности. Выявлено шесть линзовидных рудных тел широтной ориентировки. Протяженность рудных тел 100–850 м (суммарная 2700 м), средняя мощность 47 м. Содержания железа 21,2–34,5% (среднее 29,5%), TiO_2 5–9% (среднее 7%), V_2O_5 0,2–0,25% (среднее 0,36%). Количество апатита в оливиновых габбро достигает 6%, в титановых рудах его значительно меньше. Прогнозные ресурсы составляют 5940 млн. т руды. Сходные массивы с ильменит-титаномагнетитовым оруденением отмечены в верховьях рек Пелиг-Хем и Большой Дажан (правые притоки р. Ия) и на левобережье р. Хойто-Ока.

Жомболокский массив [7] располагается в верховьях р. Жом-Болок, по ее левым притокам — рекам Бурсук и Кадыр-Ос и далее к северу до истока р. Хойто-Ока. Его площадь не менее 50 км². Это останец среди гранитоидов. Характерны «слои» и «линзы» габброидов, содержащие до 20–25% ильменита и титаномагнетита, а также незначительное количество сульфидов. Содержания TiO₂ до 6,8%. Апатит менее распространен, но иногда его концентрации достигают 16,6%. Интрузив схож с Хаактыг-Ойским массивом.

Район пока экономически не освоен, ведется разработка золоторудных месторождений. Вблизи, хотя и за пределами Бурятии, находятся разведываемые Манско-Саянская и Бирюсинская медь-никелевые рудные зоны.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что перспективные титаноносные объекты расположены в нескольких районах Западного Забайкалья с разной степенью хозяйственной освоенности и экономического развития. В Республике Бурятия первоочередной интерес представляют Витимконский, Арсентьевский, Хаильский и Хаактыг-Ойский массивы. Наиболее перспективен Витимконский интрузив. При его поисковом геолого-геофизическом изучении вполне вероятно выявление нескольких значительных по размерам рудных тел, сложенных массивными богатыми рудами с содержанием TiO₂ 12–14% и более. Ценность Витимконской группы рудопроявлений в том, что в составе руд существенно преобладают свободные зерна ильменита. В этом случае возрастает эффективность и удешевляется технологический передел руд, повышается возможность получения как высококачественного ильменитового концентрата, так и второго по значимости продукта передела — титаномагнетитового концентрата.

Расположение Витимконского массива в 70 км от железнодорожной станции Таксимо, в 30 км от Ирокиндинского и Кедровского золоторудных рудников, в 17 км западнее намеченной к строительству Мокской ГЭС на р. Витим, наличие высококвалифицированной свободной рабочей силы и быстро развивающаяся инфраструктура зоны БАМ позволяют оптимистично рассматривать освоение Муйского рудного района Бурятии и считать его альтернативным Чинейскому и Куранахскому рудным районам. На базе этих трех рудных районов реально создание современного самого мощного в России горно-металлургического комплекса по получению не только титановых и железокислотных пигментов, но и чугуна, высококачественного шлака и легированной ванадием стали, попутно — скандия и других полезных компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богатилов О.А.* Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. — М.: Наука, 1966.
2. *Быховский Л.З., Тигунов Л.П., Зубков Л.Б.* Освоение сырьевой базы титана — актуальная задача горной промышленности // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2001. № 4. С. 25–36.
3. *Быховский Л.З., Калиш Е.А., Пахомов Ф.П., Тигунов Л.П.* Актуальные проблемы повышения инвестиционной привлекательности месторождений титана России // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 14–18.
4. *Грудинин М.И.* Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. — Новосибирск: Наука, 1979.
5. *Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В.* Ультраосновные и основные породы Южно-Муйской глыбы и ее обрамления (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 32–38.
6. *Грудинин М.И., Мазукабзов А.М., Демин И.А.* Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Средневитимская горная область) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. № 4. С. 77–86.
7. *Жомболокский массив* — новое проявление титаноносных габброидов в Восточном Саяне / В.Е.Ковалевский, В.И.Богнибов, А.И.Глотов и др. // Базитовые комплексы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1983. С. 26–56.
8. *Конников Э.Г.* Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1978.
9. *Машковцев Г.А.* Современное состояние минерально-сырьевой базы отечественной металлургии // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2007. № 5. С. 16–25.
10. *Машковцев Г.А., Кременецкий А.А.* Минерально-сырьевая база черных и легирующих металлов России // Разведка и охрана недр. 2008. № 3. С. 11–21.
11. *Покалов В.Т., Михайлов Б.К.* Черные металлы: состояние минерально-сырьевой базы и перспективы ее развития // Руды и металлы. 2002. № 3. С. 42–45.
12. *Прудовский Э.Л., Летягин В.С., Грудинин М.И.* Габброидная формация Центральной Бурятии // Палеозойские магматические формации Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972. С. 109–125.
13. *Смирнов С.М., Перельгина А.И.* О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 6. С. 3–12.
14. *Цыганков А.А., Конников Э.Г.* Геохимические типы и геодинамические условия становления габброидных комплексов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового комплекса // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 19–30.
15. *Шабалин Л.И.* Дифференцированный титаноносный габброидный массив Хаактыг-Ой // Магматические формации Сибири. Новосибирск, 1977. С. 80–89.

УДК 552.321.5:553.491(470.21)

© Т.В.Рундквист, П.В.Припачкин, 2009

К ВОПРОСУ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ПЛАТИНОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Т.В.Рундквист, П.В.Припачкин (Геологический институт КНЦ РАН)

По данным глубокого бурения с применением метода кумулюсной стратиграфии в пределах краевой восточной части Мончегорского плутона предлагается новая трактовка геологического строения территории. В связи с этим потребуются существенный пересмотр перспектив ее платиноносности.

Начиная с 30-х годов XX в. восточная часть Мончегорского плутона изучалась многими исследователями (Т.Н.Иванова, Е.К.Козлов, В.С.Докучаева, Е.В.Шарков, В.В.Шолохнев, В.Ф.Смолякин, Т.Л.Гроховская, Ю.Н.Нерадовский, Е.П.Шелепина, В.Н.Климентьев, В.С.Войтехович, Г.Ф.Бакаев, В.Н.Иванченко и др.). Однако в силу удаленности и плохой обнаженности этой территории она оставалась более слабо изученной относительно западной и центральной частей Мончегорского плутона.

Согласно современным представлениям [6], восточная часть Мончегорского плутона рассматривается как результат кристаллизации пород в самостоятельной магматической камере. На эрозионном срезе она представлена массивами Нюд-Поаз (МНП) и Вурэчуайвенч (МВ) (рис. 1). Изотопный U-Pb возраст пород МНП по циркону соответствует 2493 ± 7 млн. лет [7], пород МВ по циркону и бадделиту — 2497 ± 21 млн. лет [6].

Во время совместных поисковых работ на металлы платиновой группы в пределах субширотной ветви Мончегорского плутона, которые проводились при участии ОАО «ЦКЭ», ОАО «ПАНА» и Печенгской ГРЭ Кольской ГМК в 1999–2002 гг, пробурены четыре скважины (1880–1883) глубиной от 502,5 до 740 м, пересекающие подошву интрузии. Глубокое бурение было предпринято в целях доизучения внутреннего строения плутона и возможного обнаружения зон сульфидного и платинометаллоносного оруденения на более глубоких уровнях его разреза.

В пределах МНП пробурены скважины 1882 и 1880 (см. рис. 1). Массив представляет собой чашеобразное тело, имеющее в разрезе форму симметричной мульды с падением крыльев под углами от 40–45 до 20–25° и выполаживанием к осевым частям. Его мощность в центральной части достигает 600–800 м. В придонной части он сложен кварцсо-

держащими габбро-норитами и норитами мощностью до 50 м, которые вверх по разрезу сменяются меланократовыми норитами с линзами и прослоями оливинсодержащих пород (гарцбургитов и норитов) и в самой верхней части — мезо-лейкократовыми норитами и габбро-норитами [6]. Разрез осложнен наличием пород так называемого «критического» горизонта, который развит лишь в западной части массива, а на восток не протягивается. Многочисленные разрывные нарушения, наиболее крупные из которых имеют субмеридиональное простирание, делят МНП и прилегающий к нему с юго-востока МВ на несколько тектонических блоков, смещенных в направлении север – юг. Массив Нюд-Поаз пересечен глубокими скважинами в центральной (1882) и северо-восточной (1880) частях.

Скважина 1882 (рис. 2), пробуренная вблизи вершины г. Нюд, от подошвы моренных отложений и до глубины 157 м пересекла толщу мезократовых норитов (энстатит-плаггиоклазовые кумулаты, с редкими выделениями интеркумулусного авгита, составляющими не более 7% от объема породы). В интервале 157–292 м среди мезократовых норитов, аналогичных вышележащим, встречаются прослой более лейкократовых разностей с содержанием плаггиоклаза до 65% от объема породы. Мезократовые нориты, составляющие главную массу пород данного интервала, нередко содержат единичные зерна оливина в виде вростков внутри энстатита. Кроме того, здесь отмечаются маломощные линзы пород, коррелирующиеся, вероятно, с образованиями «критического» горизонта Нюда; эти породы представлены лейкократовыми тонкозернистыми трахитоидными норитами, тонко- и мелкозернистыми трахитоидными габбро и полосчатыми разнородными габбро-норитами. На глубине 292 м скважина вошла в мощную зону меланократовых норитов (энстатитовые кумулаты), где в подчиненном коли-

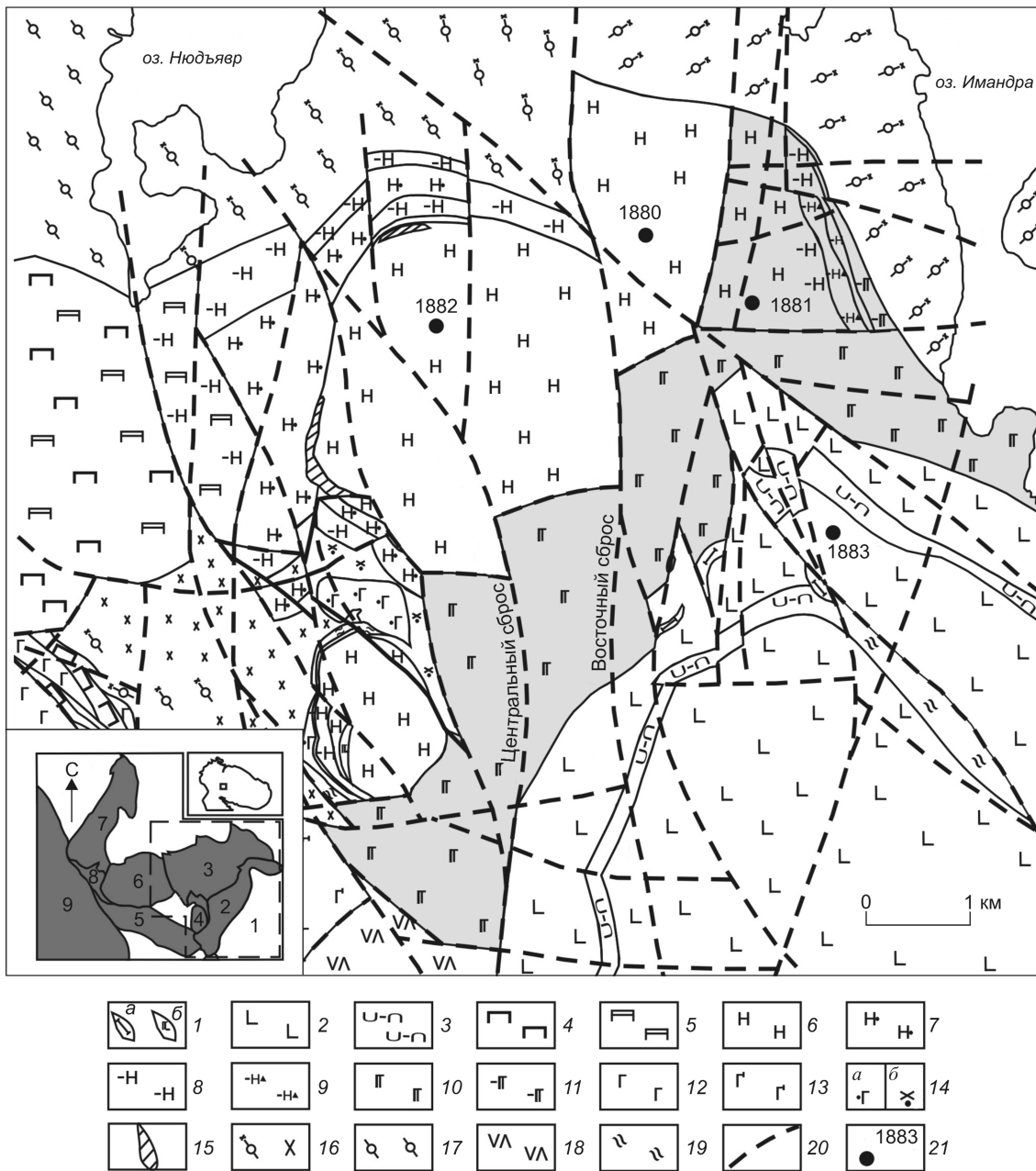


Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Мончегорского плутона, по В.С.Войтехович и др., 2002, с упрощениями:

1 — породы дайкового комплекса (а — серпентинизированные перидотиты, б — мегагаббро-долериты); вулканогенно-осадочные породы Имандра-Варзугской зоны карелид; 2 — метабазальты, эпидот-амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы, 3 — туфоалевролиты с прослоями кварцитов; породы Мончегорского интрузивного раннепротерозойского комплекса: 4 — пироксениты, 5 — плагиоклазовые пироксениты, 6 — нориты, 7 — оливиновые нориты, 8 — нориты пойкилитовые, 9 — нориты с титаномagnetитовой минерализацией, 10 — габбро-нориты, лейкократовое габбро и анортзиты, 11 — габбро-нориты пойкилитовые, 12 — габбро, 13 — лейкократовое габбро, 14 — кварцевые габбро (а), диориты (б), 15 — гибридные породы «критического» горизонта Нюда; породы метаосадочного архейского комплекса: 16 — диорито-гнейсы, метадиориты, 17 — гранат-биотитовые гнейсы, 18 — метариодациты арваренской свиты; 19 — зоны расщелачивания пород различного генезиса; 20 — разрывные нарушения; 21 — скважины и их номера; на врезке — схема Мончегорского рудного узла: 1 — вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга, массивы и блоки Мончегорского и Мончетундровского комплексов; 2 — предгорий Вурэчуайвенч, 3 — Нюд-Поаз, 4 — Верхний Нюд, 5 — Южносопчинский, 6 — Сопча, 7 — Ниттис-Кумужья-Травяная, 8 — Дунитовый блок, 9 — Мончетундровский; серым фоном выделены массив предгорий Вурэчуайвенч и прилегающий к нему блок массива Нюд-Поаз

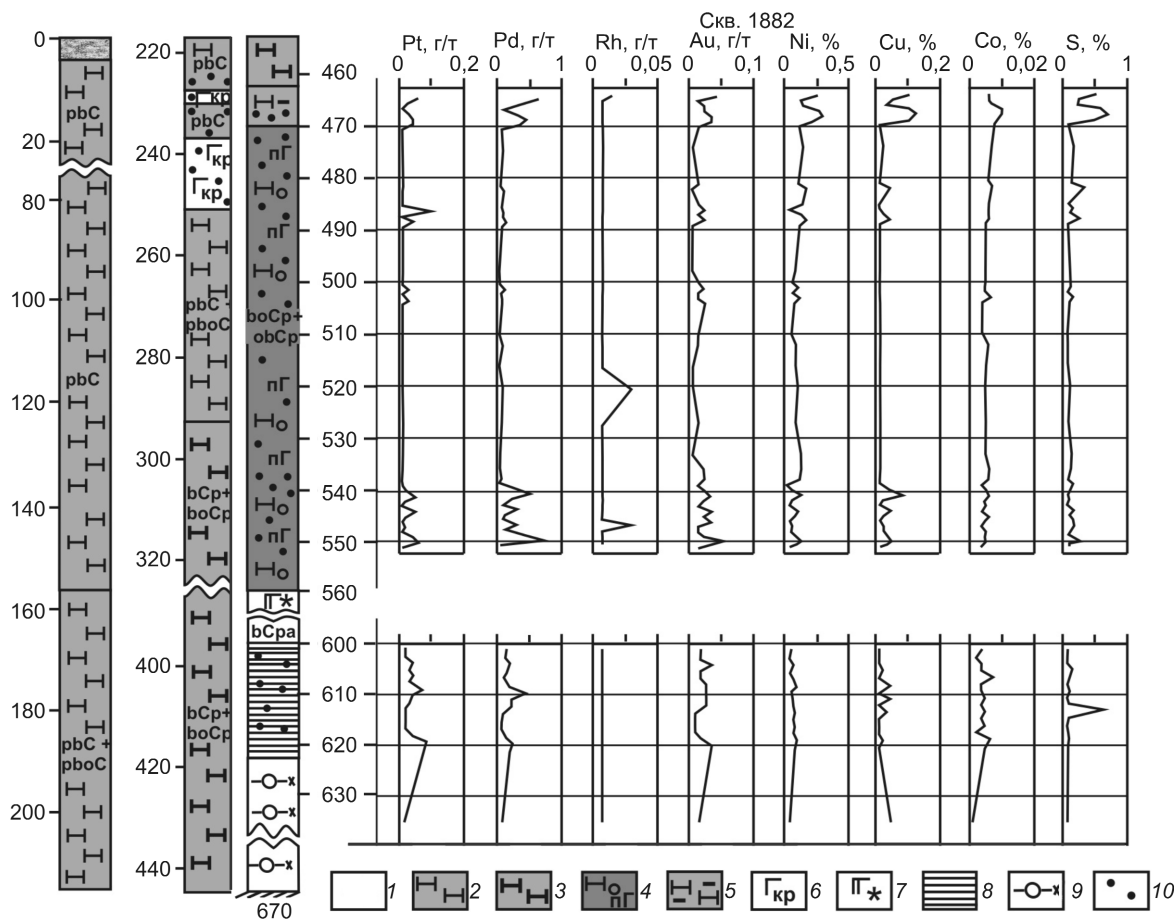


Рис. 2. Геологическая колонка по скважине 1882 (массив Нюд-Поаз) и результаты опробования в интервалах 465–551 и 600–635 м:

1 — четвертичные отложения; 2 — нориты мелко-среднезернистые мезократовые; 3 — нориты среднезернистые меланократовые с прослоями оливиновых и оливинсодержащих меланократовых норитов; 4 — оливиновые нориты и плагиоклазовые гарцбургиты, среднезернистые меланократовые; 5 — нориты мелко-среднезернистые мезократовые, оталькованные; 6 — породы «критического» горизонта (лейкократовые тонкозернистые трахитоидные нориты, тонко- и мелкозернистое трахитоидное габбро и полосчатые разнозернистые габбро-нориты); 7 — габбро-нориты разнозернистые мезократовые эндоконтактовые; 8 — плагиоклаз-амфиболовые, кварц-амфиболовые, кварц-хлоритовые сланцы (по габброидам); 9 — диорито-гнейсы мелкозернистые окварцованные; 10 — сульфидное вкрапленное оруденение; кумулат: pbC — энстатит-плагиоклазовый, pbCa — энстатит-плагиоклазовый с интеркумулусным авгитом, pboC — оливин-энстатит-плагиоклазовый, bCr — энстатитовый с интеркумулусным плагиоклазом, boCr — оливин-энстатитовый с интеркумулусным плагиоклазом, obCr — энстатит-оливиновый с интеркумулусным плагиоклазом, bCr+ — энстатитовый с интеркумулусными плагиоклазом и авгитом, pCa — плагиоклазовый с интеркумулусным авгитом, pCaq — плагиоклазовый с интеркумулусными авгитом и кварцем, pabC — энстатит-авгит-плагиоклазовый, pCab — плагиоклазовый с интеркумулусными авгитом и энстатитом

честве присутствуют оливиновые и оливинсодержащие нориты. В интервале 470–560 м пересечена толща оливиновых норитов и плагиогарцбургитов (оливин-энстатитовые и энстатит-оливиновые кумулаты). Нижняя 20-метровая часть толщи сильно амфиболлизирована. В интервале 560–599,7 м вскрыта зона эндоконтактовых мезократовых разнозернистых габбро-норитов (энстатитовые кумулаты с интеркумулусными плагиоклазом и авгитом). Интервал 599,7–623,6 м представлен плагиоклаз-амфиболовыми, кварц-амфиболовыми и кварц-хлоритовы-

ми сланцами по основным породам, а ниже скважина вышла в окварцованные и биотитизированные диорито-гнейсы. Таким образом, в этой достаточно хорошо изученной части МНП разрез скв. 1882 аналогичен ранее описанному [4].

В данной скважине зафиксировано несколько мощных зон бедной вкрапленной сульфидной минерализации. В толще мезократовых норитов сульфидная минерализация связана с прослоями пород «критического» горизонта Нюда, однако содержание цветных и благородных металлов здесь низкое.

Содержание благородных и цветных металлов в наиболее богатых интервалах скважин 1880–1883

| Скважины | Интервал опробования | | Pt | Pd | Rh | Au | Ni | Cu | Co | S |
|----------|----------------------|--------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| | от | до | | | | | | | | |
| 1880 | 394,9 | 395,4 | 0,12 | 0,72 | 0,02 | 0,04 | 0,11 | 0,050 | 0,006 | 0,09 |
| | 395,4 | 396,0 | 0,17 | 1,66 | 0,05 | 0,06 | 0,22 | 0,120 | 0,008 | 0,39 |
| | 406,0 | 407,0 | 0,05 | 0,63 | 0,03 | 0,04 | 0,12 | 0,110 | 0,011 | 0,38 |
| | 413,2 | 413,8 | 0,09 | 1,02 | 0,02 | 0,05 | 0,19 | 0,180 | 0,008 | 0,43 |
| | 415,8 | 416,8 | 0,12 | 0,64 | 0,03 | 0,04 | 0,16 | 0,059 | 0,006 | 0,11 |
| | 417,8 | 418,3 | 0,08 | 0,81 | 0,02 | 0,02 | 0,16 | 0,087 | 0,008 | 0,28 |
| | 418,3 | 419,1 | 0,06 | 0,62 | 0,02 | 0,02 | 0,16 | 0,100 | 0,007 | 0,09 |
| | 419,1 | 420,2 | 0,11 | 1,27 | 0,02 | 0,05 | 0,22 | 0,210 | 0,007 | 0,48 |
| | 421,3 | 421,7 | 0,27 | 2,46 | 0,07 | 0,14 | 0,45 | 0,220 | 0,008 | 0,41 |
| | 423,2 | 424,2 | 0,15 | 1,38 | 0,03 | 0,06 | 0,26 | 0,160 | 0,010 | 0,34 |
| | 425,8 | 426,8 | 0,15 | 1,83 | 0,04 | 0,07 | 0,26 | 0,150 | 0,006 | 0,30 |
| | 426,8 | 427,5 | 0,14 | 1,85 | <0,02 | 0,06 | 0,30 | 0,120 | 0,012 | 0,31 |
| | 427,5 | 428,5 | 0,10 | 1,08 | 0,03 | 0,03 | 0,27 | 0,075 | 0,010 | 0,49 |
| | 438,1 | 438,25 | 0,17 | 1,47 | 0,04 | 0,06 | 0,26 | 0,230 | 0,006 | 0,66 |
| 438,8 | 439,4 | 0,09 | 0,95 | 0,03 | 0,04 | 0,10 | 0,100 | 0,002 | 0,30 | |
| 1881 | 350,0 | 350,8 | 0,09 | 0,98 | 0,02 | 0,05 | 0,22 | 0,21 | 0,007 | 0,74 |
| | 364,0 | 365,0 | 0,06 | 0,48 | <0,02 | 0,05 | 0,31 | 0,26 | 0,008 | 1,39 |
| | 365,8 | 366,2 | 0,07 | 0,72 | 0,03 | 0,08 | 0,49 | 1,00 | 0,016 | 5,48 |
| | 366,2 | 367,2 | 0,06 | 0,48 | <0,02 | 0,04 | 0,15 | 0,21 | 0,008 | 1,17 |
| | 367,2 | 368,4 | 0,06 | 0,40 | <0,02 | 0,05 | 0,25 | 0,08 | 0,01 | 1,90 |
| | 368,4 | 368,8 | 0,06 | 0,65 | 0,03 | 0,04 | 1,48 | 0,10 | 0,046 | 14,66 |
| | 371,8 | 372,4 | 0,17 | 1,12 | 0,02 | 0,07 | 0,03 | 0,29 | 0,007 | 1,71 |
| | 372,4 | 373,0 | 0,08 | 0,69 | <0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,15 | 0,001 | 0,33 |
| | 375,2 | 376,6 | 0,08 | 0,84 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,20 | 0,005 | 0,66 |
| 379,6 | 380,6 | 0,04 | 0,56 | <0,02 | 0,04 | 0,06 | 0,10 | 0,005 | 0,51 | |
| 1882 | 464,1 | 465,1 | 0,07 | 0,65 | 0,02 | 0,05 | 0,24 | 0,10 | 0,006 | 0,43 |
| | 468,1 | 469,1 | 0,05 | 0,46 | <0,02 | 0,04 | 0,28 | 0,16 | 0,010 | 0,69 |
| | 469,1 | 470,1 | 0,05 | 0,34 | <0,02 | 0,04 | 0,20 | 0,08 | 0,009 | 0,40 |
| | 486,1 | 487,1 | 0,11 | 0,08 | <0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,006 | 0,07 |
| | 541,2 | 542,2 | 0,06 | 0,51 | <0,02 | 0,04 | 0,12 | 0,08 | 0,006 | 0,01 |
| | 549,2 | 550,2 | 0,05 | 0,43 | <0,02 | 0,03 | 0,10 | 0,04 | 0,005 | 0,19 |
| | 550,2 | 551,2 | 0,07 | 0,73 | <0,02 | 0,06 | 0,08 | 0,03 | 0,005 | 0,07 |
| 1883 | 476,0 | 477,2 | 0,16 | 1,14 | <0,02 | 0,06 | 0,08 | 0,10 | 0,007 | 0,30 |
| | 477,2 | 478,2 | 0,43 | 0,36 | <0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,27 | 0,005 | 0,49 |
| | 478,2 | 479,3 | 0,07 | 0,65 | <0,02 | 0,04 | 0,06 | 0,05 | 0,005 | 0,13 |
| | 479,3 | 480,3 | 0,17 | 1,28 | 0,02 | 0,06 | 0,09 | 0,09 | 0,007 | 0,26 |

Примечание. Содержание Pt, Pd, Rh, Au, Ni, Cu, Co определено атомно-абсорбционным, S — весовым анализами в лаборатории анализа благородных металлов Геологического института КНЦ РАН Л.В.Филлипычевой, И.Б.Карановой, Н.П.Калугиной, Е.В.Исаевой, Т.В.Ивониной.

В интервале 226,9–250,4 м в одной из проб отмечены максимальные для этой зоны содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) и цветных металлов: Pt 0,08 г/т, Pd 0,11 г/т, Ni 0,13%, Cu 0,08%. Толща оливиновых норитов и плагиогарцбургитов на всем пересечении ее скважиной содержит бедную сульфидную вкрапленность. Повышенное содержание ЭПГ наблюдается главным образом вблизи верхней и нижней границ толщи в интервалах 464,1–470,1 и 545,2–552,2 м (таблица; см. рис. 2). Еще одна зона бедной сульфидной минерализации находится в интервале 599,7–615,7 м в приконтактовых рассланцованных породах основного состава. В

одной из проб определено содержание Pt 0,07 г/т, Pd 0,26 г/т при концентрации Ni 0,07%, Cu 0,01%.

Скважина 1880 (рис. 3), пробуренная на южном склоне г. Поаз, пересекла монотонную толщу мезократовых мелко-среднезернистых норитов (энстатит-плагиоклазовые кумулаты, содержащие 3–5% интеркумулусного авгита), переходящих в участках с содержанием авгита 10–15% в габбро-нориты. Монотонность толщи нарушается пересекающимися ее дайками метагаббро-долеритов. С глубины 315,1 м и до глубины 348,7 м в ее составе появляются слои меланократовых норитов и оливинсодержащих пироксенитов. В горизонте хро-

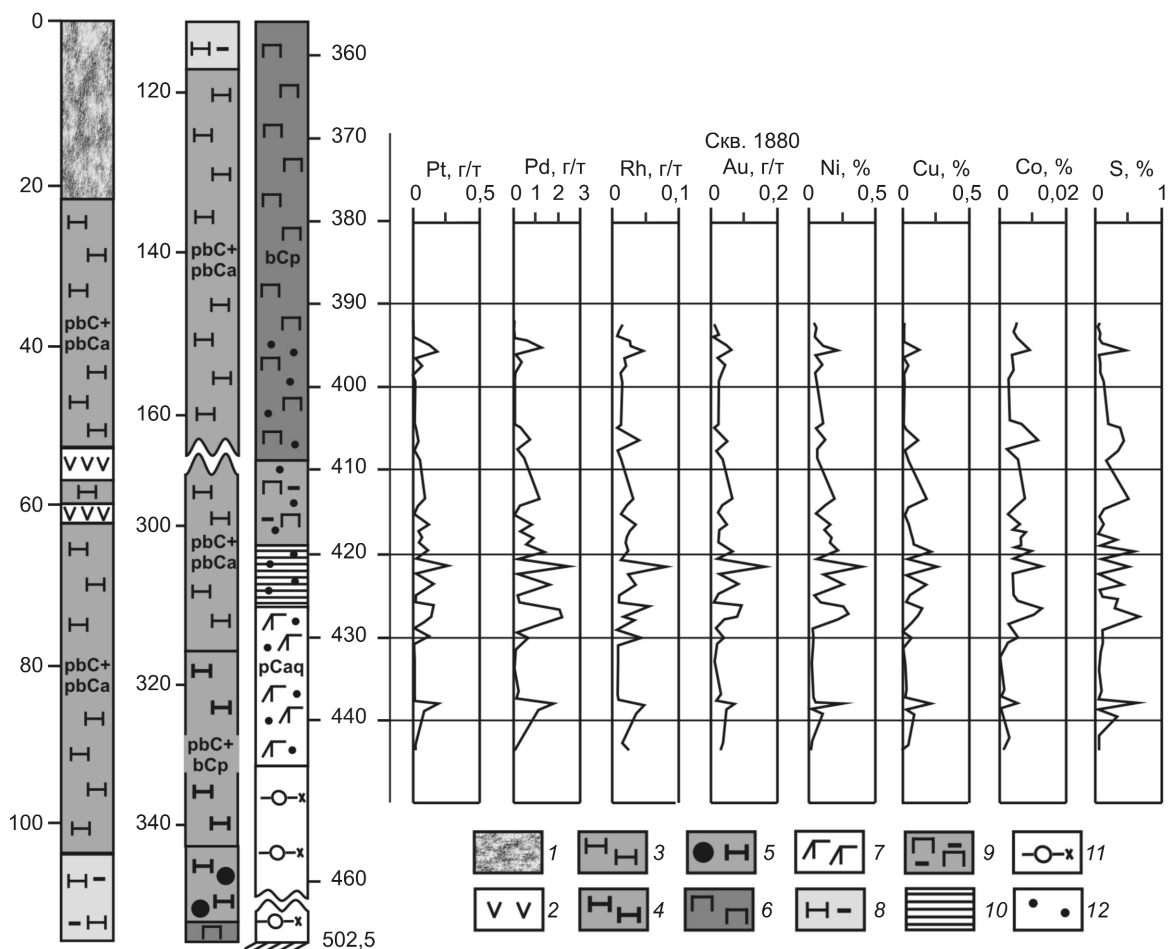


Рис. 3. Геологическая колонка по скв. 1880 (массив Нюд-Поаз) и результаты опробования в интервале 394–445 м:

1 — четвертичные отложения; 2 — породы дайкового комплекса (метагаббродолериты); 3 — нориты мелко-среднезернистые мезократовые; 4 — нориты мелко-среднезернистые мезократовые с прослоями меланократовых норитов и оливинсодержащих пироксенитов; 5 — хромитсодержащие нориты мелкозернистые меланократовые; 6 — мелко-среднезернистые меланократовые нориты и пироксениты; 7 — кварцевое метагаббро среднезернистое лейко-мезократовое; 8 — интенсивно оталькованные мезократовые нориты; 9 — интенсивно оталькованные меланократовые нориты и пироксениты; 10 — тальк-хлоритовые и хлорит-амфиболовые породы; 11 — диорито-гнейсы мелкозернистые окварцованные; 12 — сульфидное вкрапленное оруденение; остальные усл. обозн. см. рис. 2

митсодержащих меланократовых норитов (342–348,7 м) содержание хромита участками достигает 3% объема породы. Этот горизонт, по-видимому, отмечался ранее в близлежащей скв. 1216 (данные архивной документации ОАО «ЦКЭ»). Ниже 348,7 м и до глубины 420 м в разрезе резко преобладают меланократовые нориты и пироксениты (энстатитовые кумулаты). С глубины 409,2 м эти породы интенсивно оталькованы. Мощная тектоническая зона прослеживается до глубины 427,5 м, причем в верхней ее части породы представлены оталькованными пироксенитами, а с глубины около 420 м — хлорит-амфиболовыми разностями, что обычно более характерно для метагаб-

бро. В интервале 425,7–445,5 м выделяется слой кварцевого метагаббро (плагноклазовый кумулат), нижняя граница которого, по-видимому, соответствует подошве МНП. Породы сильно биотитизированы, окварцованы, хлоритизированы, амфиболлизированы и тектонически раздроблены (сохраняются лишь отдельные участки с реликтовой габбровой структурой). Контакт массива с подстилающими кварцевыми гнейсо-диоритами постепенный. В целом разрез скважины также соответствует известному разрезу МНП. Происхождение слоя кварцевого метагаббро в приподошвенной части массива пока остается проблематичным и требует дополнительных исследований.

В приподошвенной части массива (391,4–445,4 м) пересечена мощная зона сульфидного и платинометального оруденения (см. рис. 3 и таблицу), связанная как с норитами, так и с лейкогаббро. Наиболее высокие содержания цветных и благородных металлов отмечены в средней части зоны, приуроченной к контакту двух контрастных типов пород, затусшеванному метаморфическими преобразованиями.

Таким образом, в разрезах по скважинам 1880 и 1882, пересекающим МНП, на глубоких горизонтах выявлены зоны сульфидной и платинометальной минерализации с содержанием суммы ЭПГ и Au до 2,94 г/т (см. таблицу).

Скважина 1883 пробурена для изучения МВ на его северо-восточном фланге (см. рис. 1), где он перекрыт вулканогенно-осадочными породами зоны Имандра-Варзуга.

По данным бурения МВ представляет собой пластовое тело, погружающееся в юго-восточном направлении под углом 20–30° [1] под образования Имандра-Варзугской зоны карелид. В этом районе детально описаны конгломераты с гальками пород основного состава, залегающие в основании разреза вулканогенно-осадочных отложений и древние коры выветривания по породам основного состава [2]. Вертикальная мощность МВ составляет 600–700 м, единичными глубокими скважинами он прослежен по падению на 3 км [1].

В нижней части разреза массив сложен мезократовыми габбро-норитами, в верхней — переслаиванием мезократовых габбро-норитов с лейкократовыми кварцевыми габбро-норитами, лейкогаббро и анортозитами [1, 5]. Породы интенсивно сосюритизированы, амфиболизованы и хлоритизированы. В пределах МВ выявлен протяженный риф, содержащий вкрапленное сульфидное медно-никелевое и платинометальное оруденение. Рудные тела пластообразной и линзообразной формы приурочены к лейкократовым габбро-норитам и анортозитам. В 2008 г. запасы месторождения Вурэчуайвенч подсчитаны и приняты на государственный баланс.

Относительно взаимоотношения МВ и МНП в настоящее время существуют несколько точек зрения. По мнению В.Н.Иванченко [1], МВ представляет собой краевую зону МНП. В.Ф.Смолякин с соавторами [6] на основании петрохимических и изотопно-геохимических данных аргументированно показывают, что разрез МВ наращивает разрез МНП, но подчеркивают небольшое несовпадение трендов эволюции состава пород обоих массивов. Авторы указывают, что для МНП главными факторами дифференциации были кристаллизация и аккумуляция сначала оливина, а затем ортопироксена, а для МВ — совместная кристаллизация пироксе-

нов и плагиоклаза, которая осложнялась гравитационным фракционированием и диффузионным дорастанием кумулатов. При этом названные исследователи соединяют моноклинально залегающий МВ с верхней частью мульдообразного МНП в единое тело [6]. На наш взгляд, более обоснованно представление о МВ как продукте отдельного, наиболее позднего магматического импульса. При детальном изучении разреза скв. 1226 (юго-западный фланг массива) нами зафиксирован резкий переход от габбро-норитов МВ через четырехметровую зону дробления и милонитизации к нижележащим норитам и пироксенитам, сходным с породами МНП [5]. Последние, по-видимому, относятся или к тектоническому отторженцу «Верхний Нюд» (см. рис. 1), или к обнаруженному вблизи этого участка (по данным бурения и гравиметрического моделирования) ранее неизвестному погребенному крупному массиву пород основного состава. В центральной части и на северо-восточном фланге породы МВ залегают непосредственно на архейских диорито-гнейсах [1].

Скважина 1883, пробуренная вблизи северо-восточной оконечности МВ, от подошвы моренных отложений и до глубины 385 м пересекла толщу вулканогенно-осадочных пород свиты Имандра-Варзуга, представленных разнообразными кварц-хлорит-эпидот-карбонат-амфибол-биотитовыми сланцами и metabазальтами. На глубине 385 м скважина вошла в породы массива, которые интенсивно сосюритизированы, амфиболизованы, карбонатизированы и хлоритизированы. Определение их исходных типов и кумулатов выполнено на основе морфологических различий псевдоморфоз в тех случаях, когда сохранялась первичная структура. В строении массива фиксируются три зоны. В интервале 385–432 м породы представлены преимущественно кварцевыми метаанортозитами (плагиоклазовые кумулаты). Содержание кварца 10–20% объема породы, он заполняет интерстиции между полностью сосюритизированными призматическими кристаллами плагиоклаза. В интервале 432–520 м вскрыт пласт лейкократовых среднезернистых габбро и кварцевых габбро (плагиоклазовые кумулаты) с прослоями анортозитов и лейкократовых габбро-норитов. На глубине 520–604 м пересечены сильно метаморфизованные лейкократовые габбро-нориты (плагиоклазовые кумулаты с интеркумуляусными авгитом и энстатитом), ниже которых залегают окварцованные, карбонатизированные, участками милонитизированные диорито-гнейсы.

Отдельные маломощные зоны с сульфидной колчеданной минерализацией в толще вулканогенно-осадочных пород палеорифтовой структуры

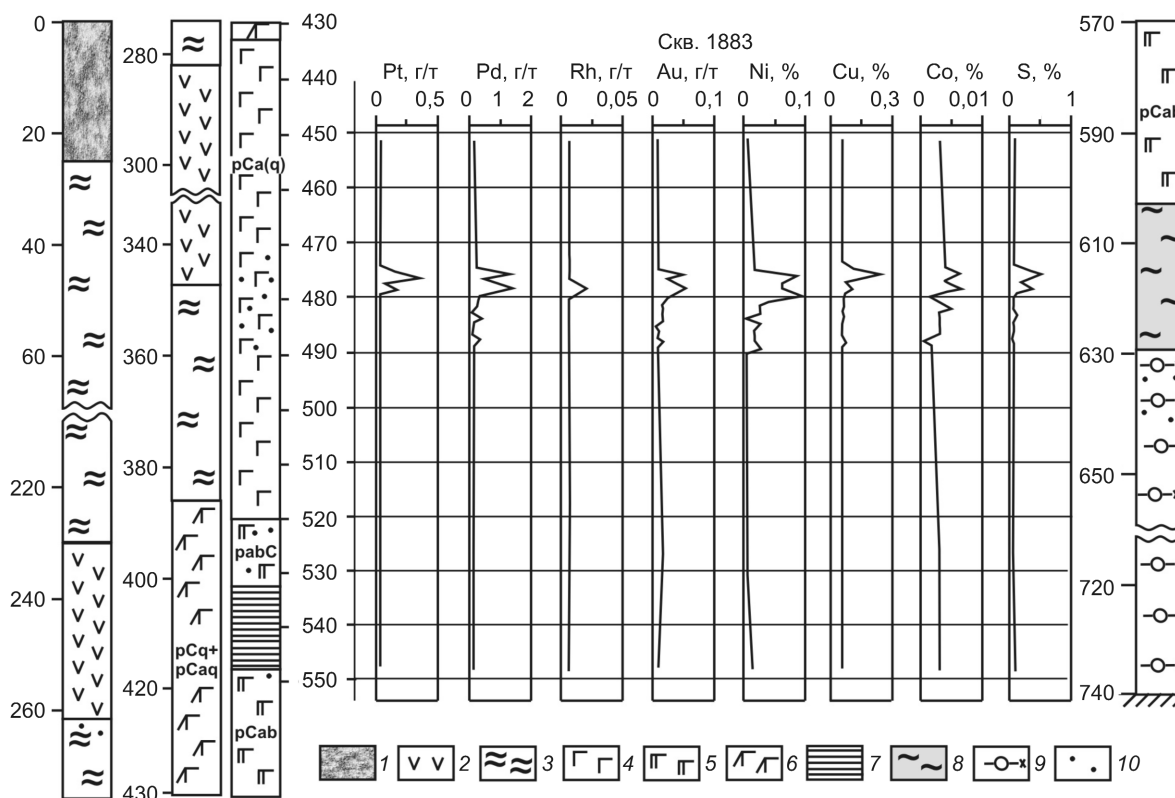


Рис. 4. Геологическая колонка по скв. 1883 (массив предгорий Вурэчуайвенч) и результаты опробования в интервале 450–548 м:

1 — четвертичные отложения; вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга: 2 — metabазальты, 3 — эпидот-амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы; 4 — габбро и кварцевое габбро среднезернистое лейкократовое, амфиболлизированное и сосюритизированное; 5 — габбро-нориты среднезернистые лейкократовые, амфиболлизированные и сосюритизированные; 6 — анортозиты и кварцевое габбро мелкозернистое, карбонатизированное, 7 — амфибол-хлорит-клиноцоизитовые породы; 8 — милонитизированные, окварцованные диорито-гнейсы; 9 — диорито-гнейсы мелкозернистые; 10 — сульфидное вкрапленное оруденение; остальные усл. обозн. см. рис. 2

Имандра-Варзуга встречаются на глубине 263 м, в интервалах 310–312, 318–323 м. Содержание Ni не превышает 0,01%, Cu 0,02%, ЭПГ и золота также не выше фоновых. Зона сульфидной и платинометальной минерализации зафиксирована в интервале 474–490 м в лейкократовых среднезернистых габбро (рис. 4; см. таблицу). Сульфиды образуют гнездовую вкрапленность, зерна имеют сложные извилистые границы, более крупные окружены роем мельчайших вкрапленников. Ниже по разрезу в небольших зонах сульфидной минерализации (521–522, 527, 549, 635–636, 638–640, 701 м) повышенные содержания цветных и благородных металлов не обнаружены.

Скважина 1881 заложена в восточной краевой части Мончегорского плутона (рис. 5) на склоне г. Поаз, в пределах небольшого тектонического блока треугольной формы, отнесенного на всех геологических картах к МНП. С запада блок ограничен раз-

рывными нарушениями, с востока контактирует с вмещающими диорито-гнейсами, на юге граничит с МВ. От подошвы моренных отложений и до глубины 265,6 м здесь залегают мелко-, среднезернистые мезократовые габбро-нориты (авгит-энстатит-плаггиоказовые кумулаты). В интервале 138,0–138,5 м отмечен прослой сосюритизированных анортозитов, в интервале 265,6–275,4 м — тектоническая зона с интенсивно милонитизированными породами. Ниже по разрезу до глубины 346 м породы представлены лейкократовыми среднезернистыми габбро-норитами (плаггиоказовые кумулаты с авгитом и энстатитом в интеркумулусе), которые сосюритизированы, хлоритизированы и амфиболлизированы вплоть до амфибол-клиноцоизитовых сланцев. В интервале 346–412 м вскрыты плаггиоказовые породы, вероятно, представляющие собой сильно переработанные лейкократовые габбро и анортозиты. Плаггиоклаз в них составляет не менее 50% объема и, судя по еди-

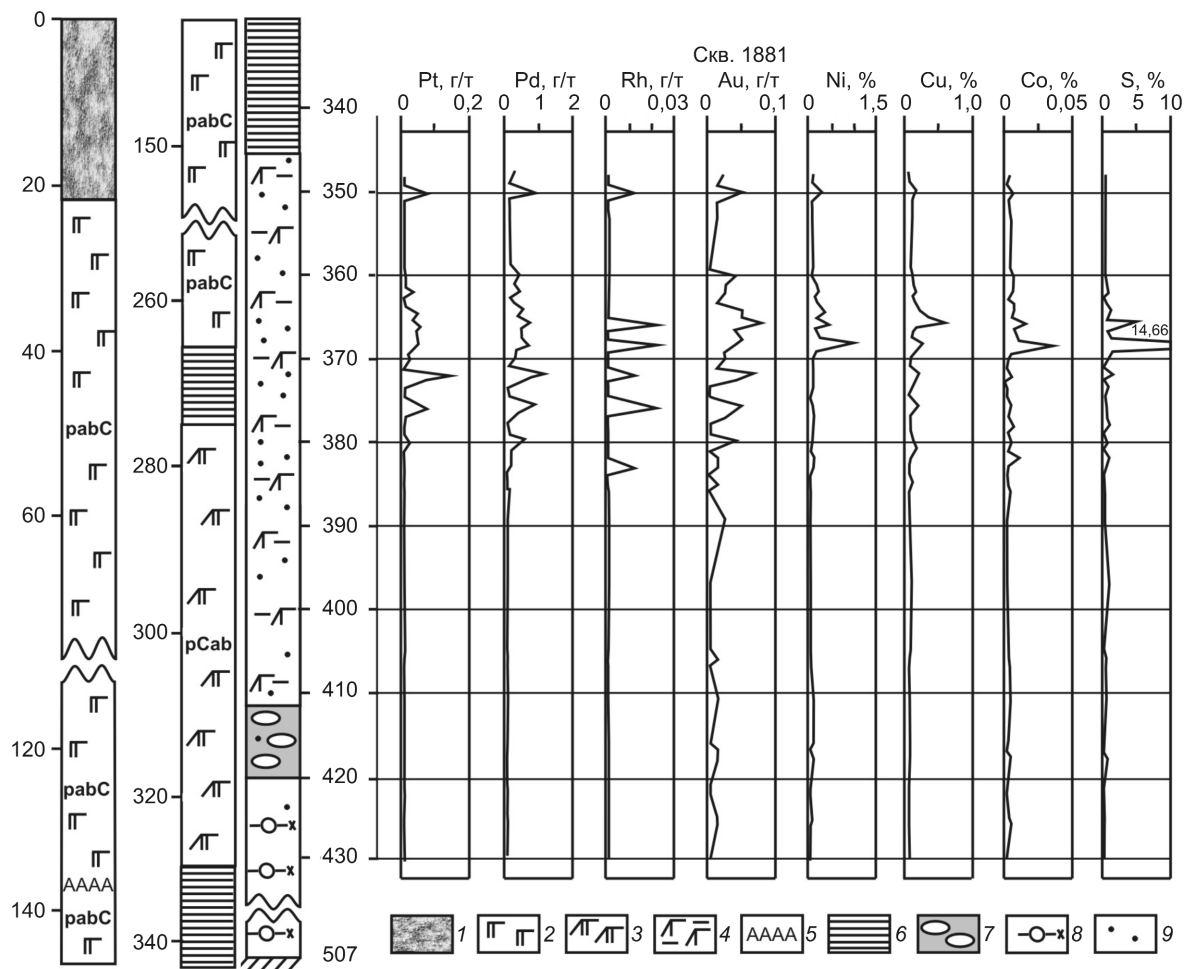


Рис. 5. Геологическая колонка по скв. 1881 и результаты опробования в интервале 348–430 м:

1 — четвертичные отложения; 2 — габбро-нориты мелко-среднезернистые мезократовые; 3 — габбро-нориты среднезернистые лейкократовые, интенсивно сосюритизированные, хлоритизированные, амфиболитизированные; 4 — металейкогаббро и метаанортозиты; 5 — прослой сосюритизированных мелкозернистых анортозитов; 6 — амфибол-клиноцоизитовые сланцеватые породы и милониты по мафитам; 7 — брекчия с обломками кристаллов андезина и тонкозернистым кварц-биотит-хлоритовым цементом; 8 — диорито-гнейсы мелкозернистые окварцованные; 9 — сульфидное вкрапленное оруденение; остальные усл. обозн. см. рис. 2

ничным замерам, представлен андезином. В интервале 412–420 м наблюдается постепенный переход к диорито-гнейсам. В верхней части этого интервала плагиоклазовые породы брекчированы, обломки сцементированы тонкозернистой биотит-хлоритовой массой, содержащей также ильменит и кварц. Ниже отметки 420 м залегают диорито-гнейсы с кварцевыми, скаполит-карбонатными и хлоритовыми прожилками.

Нетрудно заметить, что геологический разрез по скв. 1881 коренным образом отличается от разреза центральной части МНП. Главное отличие заключается в том, что в скв. 1881 совершенно отсутствуют нориты, составляющие главную долю всех пород МНП.

В скв. 1881 зона сульфидной и платинометаллической минерализации связана с плагиоклазовыми породами и находится в интервале 348–386 м (см. рис. 5; таблицу). Ниже этой зоны в многочисленных тонких прослоях с сульфидной вкрапленностью (390, 396–397, 404–406, 410–411, 417–418, 424–426 м) содержание цветных и благородных металлов не превышает фоновое.

Сравнительный анализ показывает, что геологический разрез, пересеченный скв. 1881, ближе по строению к разрезу МВ, чем к разрезу МНП (рис. 6). Скв. 1881 пересекает породы, представленные преимущественно авгит-энстатит-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми кумулатами. Кумулаты такого типа не встречаются в МНП, где распространены

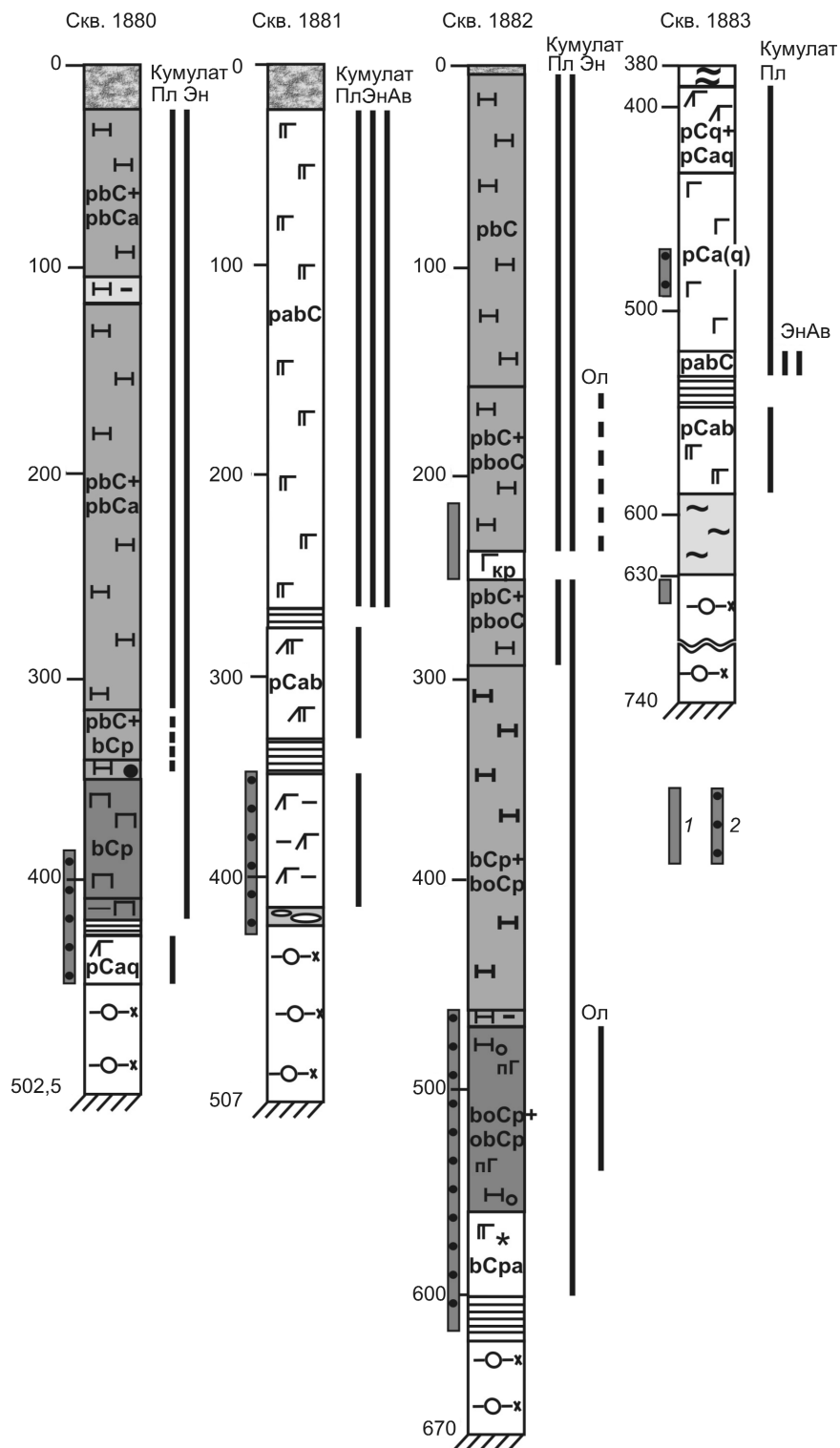


Рис. 6. Сопоставление геологических колонок скважин 1880–1883 и схемы распределения минералов кумулу-са по глубине:

минералы кумулуca: пл — плагиоклаз, эн — энстатит, ав — авгит, ол — оливин; зоны оруденения: 1 — сульфидного, 2 — сульфидного и платинометального; остальные усл. обозн. см. рис. 2–5

почти исключительно энстагит-плагноклазовые и энстагитовые разновидности. Традиционно на схемах геологического строения в этой части Мончегорского плутона как в научной литературе [3, 4], так в производственных отчетах ОАО «ЦКЭ» (В.В.Шолохнев, 1972 г., В.С.Войтехович и др., 2002 г.) показаны нориты. Однако результаты наших исследований позволяют пересмотреть эти представления. Треугольный тектонический блок в краевой восточной части Мончегорского плутона (или его южная половина), отделенный от западной части МНП мощной тектонической зоной, по составу слагающих его кумулатов близок к МВ и, возможно, является частью последнего.

Если принять это предположение, то граница между двумя массивами выпрямляется, а строение восточной краевой части Мончегорского плутона в целом выглядит более закономерным, на что обращали внимание и предыдущие исследователи (Ж.А.Федотов, устное сообщение).

Выводы, сделанные на основе изучения разрезов методом кумулюсной стратиграфии, подтверждаются положением в разрезе горизонта с вкрапленной сульфидной медно-никелевой и ЭПГ-минерализацией. По скв. 1881 этот горизонт (348–386 м), по-видимому, может быть продолжением платиноносного рифа, прослеженного в юго-западной и центральной частях МВ. Сульфидная и ЭПГ-минерализация зафиксирована в пределах данного блока и на поверхности (В.С.Войтехович и др., 2002 г.). Если подтвердится справедливость данной трактовки строения восточной краевой части Мончегорского плутона, то протяженность платиноносного рифа МВ может увеличиться на 2 км, что приведет к существенному приросту запасов месторождения. В целом же геологическое строение восточной краевой части плутона нуждается в дополнительном изучении. Актуальные вопросы,

требующие разрешения, — количество, последовательность образования и потенциальная рудоносность магматических фаз, обусловивших формирование наблюдаемых в настоящее время интрузивных тел.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта «Научная школа академика Ф.П.Митрофанова».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В.* Основные черты геологического строения месторождения Вурэчуайвенч // Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии / Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы — основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция). Апатиты, 2008. С. 82–87.
2. *Имандра-Варзугская зона карелид* (геология, геохимия, история развития). – Л.: Наука, 1982.
3. *Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С.* Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. – Л.: Наука, 1967.
4. *Козлов Е.К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. – Л.: Наука, 1973.
5. *Припачкин П.В., Рундквист Т.В.* Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 61–68.
6. *Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение.* Ч. 1. – Апатиты: КНЦ РАН, 2004.
7. *Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P.* Isotope data on the age and genesis of the layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. № 1–4. P. 197–205.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.078

© А.Н.Барышев, 2009

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОДЕЛЕЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ПРИ ПРОГНОЗЕ, ПОИСКАХ И ОЦЕНКЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ, УЗЛОВ И ПОЛЕЙ

А.Н.Барышев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Показана специфика принципа выделения рудно-магматических систем при металлогеническом анализе в отличие от принципов формационного подхода. Обоснована возможность совершенствования методологии прогнозно-металлогенических исследований на основе использования свойств рудно-магматических систем, которым в настоящее время уделяется недостаточно внимания.

Практикой металлогенических и прогнозно-металлогенических исследований выработана система пространственных таксонов, в которой каждый из таксонов определенного ранга объединяет рудные проявления и контролирующие их размещение геологические объекты. Относительно изометричная или линейно вытянутая форма геологических объектов и соответствующих металлогенических таксонов во многом определяется условиями подъема глубинных масс Земли в обстановке гравитационной неустойчивости. Металлогеническое следствие подъема масс — плавление протолита в области декомпрессии, что влечет за собой магматизм и рудообразование. При малой гравитационной неустойчивости подъема масс осуществляются в виде линейно вытянутых валов с развитием над ними рифтогенов, а при большой — в виде относительно изометричных в плане ячеек. Степень гравитационной неустойчивости характеризуется первым и вторым критическими числами Рэлея [3]. Помимо указанного объективного фактора, форма металлогенического таксона может зависеть от субъективного принципа, которым руководствуется исследователь, объединяя части геологической среды, например сходные по строению части смежных вулканических структур центрального типа (ячей), в единое геологическое тело (зону). На основании этого выделяются относительно изометричные (металлогенические провинции, области, рудные узлы) и линейно вытянутые (металлогенические пояса, зоны) таксоны. Зоны выделяются и как обра-

мления ячейистых таксонов. Рудные районы, поля, месторождения выделяются по прагматическим принципам и могут иметь любую форму.

Принцип выделения металлогенических систем, иначе таксонов, зависит также от масштаба и целей металлогенических исследований (таблица).

Несомненно, что при выделении и анализе металлогенических систем в мелком и среднем масштабах важнейшим является формационный принцип, проверенный практикой, когда оперируют геологическими, магматическими формациями и формациями рудных месторождений, решая задачи специальной металлогении.

При исследованиях в крупном и детальном масштабах, как правило, переходят на анализ более тесных связей руд с окружающей средой, т.е. опираются на зависимости, детерминированные факторами рудообразования, генезисом руд, их признаками, помня о формационной принадлежности изучаемых частных систем. Иначе говоря, переходят от формационных (стохастических, вероятностных) систем на детерминированные, каковыми являются рудно-магматические.

Рудно-магматическая система (РМС) — система магматического тела и всех связанных с ним образований, формирующих в итоге руды. Разница в принципах выделения упомянутых двух видов систем существенная. Формация объединяет парагенетические, наиболее сходные по составу латеральные части геологической среды, которые могут принадлежать частям нескольких смежных РМС.

Таксономия, цели и принципы выделения металлогенических систем

| Таксоны и их примерная протяженность | | | | |
|---|--|--|--|---|
| Цель выделения таксона | Прогнозная | | Прогнозно-поисковая | Поисково-оценочная |
| | региональной (комплексной) металлогении | региональной и специальной металлогении | поисков | промышленной оценки |
| Принцип выделения Масштаб | Общетектонический | Формационный (формации и их комплекс) | Фациальный, геологической структуры рудно-магматической системы | Геолого-экономический с рудно-формационной типизацией |
| Обзорный 1:1 500 000 и мельче Мелкий 1:1 000 000 | Металлогеническая провинция, пояс (1–2 тыс. км); ее фрагмент — субпровинция (~0,6 тыс. км) | | | |
| Мелкий 1:500 000 Средний 1:200 000 | | Металлогеническая область (до 300 км); структурно-металлогеническая, металлогеническая зона; ее фрагмент — рудный район (~30–100 км) | | |
| Средний 1:100 000 Крупный 1:50 000 (1:25 000) | | | Магματοгенно-рудный узел (до 30 км); его фрагмент — рудное поле (рудная зона) (до 10 км) | |
| Детальный 1:10 000 1:2000 | | | | Месторождение; его фрагмент — рудное тело |
| Прагматический выход (оценка ресурсов) | Металлогенический потенциал | Металлогенический потенциал, ресурсы P_3 | Ресурсы P_3 (всего узла) и P_2 | Ресурсы P_1 , запасы C_2 |
| Типы систем | Стохастические, отражающие пространственные статистически вероятностные связи | | Детерминированные | |
| | | | генетическими и парагенетическими связями | экономическими требованиями |

Рудно-магматическая система объединяет части единой генетической ячейки, начиная от очага выплавления магм, через все проявления, связанные с этим очагом, в том числе руды и околорудные метасоматиты. Одной РМС низшего порядка могут принадлежать ограниченные по латерали части нескольких геологических и рудных формаций, относящихся к одному эволюционному (вертикальному) ряду, т.е. если эти части отражают закономерную смену пород и руд в процессе функционирования одного магматического очага. Их анализ важен при комплексном изучении и оценке региональной и общей металлогении.

В практике прогноза укоренилась методология перехода от рудного района непосредственно к рудному полю. Выделение прогнозируемого рудного района как ограниченной по размерам области распространения рудоконтролирующих формаций основано на формационном (стохастическом) принципе. Предполагать наличие рудного поля можно по определенным фациям формации, но этого бывает недостаточно. В отличие от исключительно формационно-фациального анализа геологической среды рудное поле прогнозируется и анализируется по наличию признаков оруденения или околорудных метасоматитов, обусловленных процессом, с

которым генетически связаны руды. То есть этот принцип детерминирован генетически.

Определение рудного поля в этом аспекте дано П.Ф.Иванкиным [4]: рудное поле — рудно-магматическая система, или рудно-магматический комплекс, в котором месторождение, рудоподводящие зоны, фиксированные метасоматитами, сочленяются с исходным магматическим телом. Однако размеры магматического тела в модели П.Ф.Иванкина взяты небольшие, порядка первых километров и менее. Как показали исследования В.И.Смирнова [9], энергетические (тепловые) свойства таких малых тел не способны обеспечить рудообразование в масштабах значительного месторождения. Это обстоятельство, помимо прочего, побуждает закладывать в рудно-магматическую систему низшего порядка крупный очаг магм, а при отсутствии о нем прямых сведений — весь комплекс плутонических и вулканических пород и руд с ним связанных. Ряд фактов, используемых при выделении рудных узлов, указывает на то, что по латерали размер очага или надочагового комплекса составляет, как правило, менее 30 км. Рудно-магматическая система такого размера отвечает понятию магматогенно-рудный узел (МРУ) [3]. Собственно рудоносная его часть соответствует рудному узлу в понимании Д.И.Щербакова и Е.Т.Шаталова [7]. Рудное поле в этом случае следует рассматривать как крупный фрагмент МРУ, доступный для практических целей. Рудоносные системы размером на порядок меньше, т.е. в первые километры, контролируемые частными интрузивами или экстррузивами, могут относиться к рядовым месторождениям или поисковым участкам.

Выделить магматогенно-рудный узел, или рудно-магматическую систему низшего порядка, среди окружающей геологической среды труднее, чем рудный район в качестве части продуктивной геологической формации. Вместе с тем, выделяя узел, получаем дополнительную информацию о закономерностях размещения рудоносных объектов (например смежных рудных полей), их геологической структуре, что следует использовать при прогнозных исследованиях. При выделении магматогенно-рудного узла как очагового и надочагового пространства необходимо соблюдать определенные принципы:

размерный — размеры очага по латерали составляют первые десятки (обычно не более 30) километров. Они приняты исходя из четырех независимых критериев: размеров очагов под современными

вулканами; закономерного шага между крупными вулканами (около 30 км); размеров частных крупных интрузивов с одним базит-гипербазитовым корнем; теоретических размеров адвективных ячеек, вязкость которых соответствует субсолидным магмам, т.е. при начале плавления [2, 3]*;

петрологический — за ядро (центр) МРУ принимаются родоначальные наиболее основные, т.е. наиболее высокотемпературные и теплоемкие, магмы; свидетельством надочаговой области могут служить так называемые дайки второго этапа (лампрофиры, базальты и т.п.) среди гранитоидов, указывающие на еще не застывший очаг;

фациальный — в вулканогенных толщах от центра к периферии МРУ происходит уменьшение относительной доли базальтоидов с увеличением роли кремнекислых, а далее вулканотерригенных и осадочных пород, в интрузивах — возрастание на флангах и вверху роли более кислых и более щелочных магм;

структурный — центр рудного узла определяется по радиально-концентрическому каркасу разрывов, фиксированных дайками, и по надочаговым кальдерным просядкам;

морфологический — относительная изометричность в плане; в разрезе узел может выглядеть как зона (линза), если карта демонстрирует крутой срез толщ;

рудной зональности — изменчивость состава месторождений коррелирует с изменчивостью состава магматических пород;

дискретности и периодичности размещения в пространстве — для разных геотектонических и геодинамических обстановок характерно цепочечное размещение узлов через расстояние около 30 км или кратное этой величине [2]. Использование данного фактора требует учета наложенной тектоники.

Целесообразность использования понятия «РМС» вообще и «МРУ», в частности, при прогнозном-металлогенических исследованиях вытекает из ряда положений. Во-первых, в инструкции по составлению геологических карт м-ба 1:200 000 нового поколения [5] рудный район и рудный узел рассматриваются в качестве важных равноправных металлогенических таксонов. Во-вторых, МРУ присущи закономерная, достаточно предсказуемая структура и закономерности пространственного чередования, детерминированные их генезисом, в отличие от рудных районов и полей. Рудный район и рудный узел

* Батолит, сложенный метасоматическими гранитоидами, размер которого, согласно «Батолитовой» комиссии США, превышает 32 км, в качестве самостоятельного очага не рассматривается.

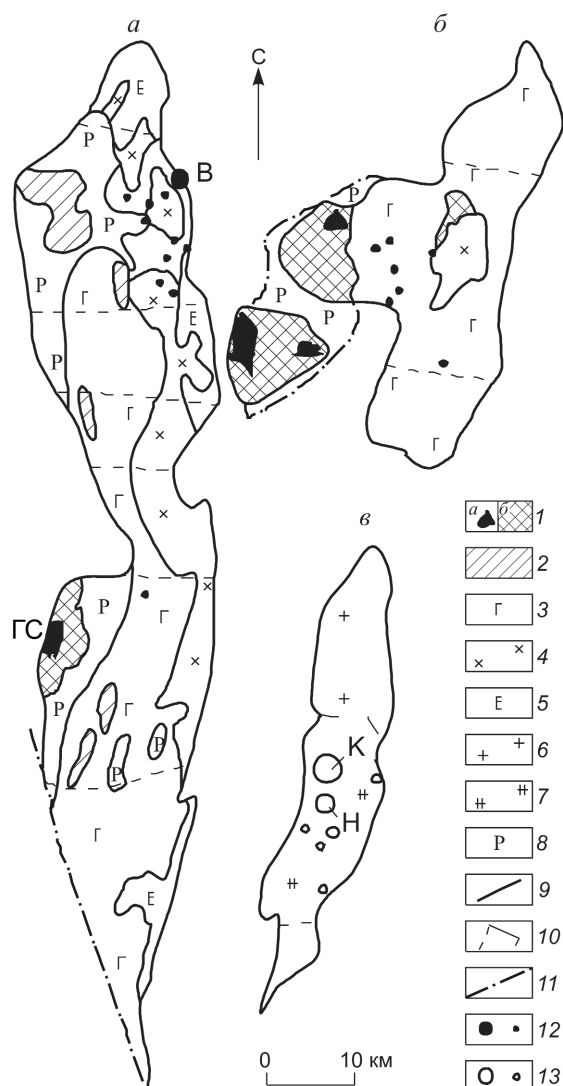


Рис. 1. Модели плутонических магματοгенно-рудных узлов и их соотношение с рудными районами:

массивы: *а* — Нижне-Тагильский, *б* — Кытлымский, *в* — Пластовский (с Коелгинским на севере); магматические формации: 1–3 — дунит-клинопироксенит-габбровая (1 — дуниты (*а*) и перидотиты (*б*), 2 — пироксениты, 3 — габброиды), 4 — габбро-тоналит-гранодиоритовая, 5 — габбро-сиенитовая, 6–7 — тоналит-гранодиоритовая и адамеллит-гранитная (7 — с дайками второго этапа); 8 — роговики; границы: 9 — плутонов и соответствующих рудных районов, 10 — магματοгенно-рудных узлов; 11 — тектонические разрывы; месторождения и рудопроявления: 12 — ванадий-медно-титаномагнетитовые (В — Волковское), самородной платины (ГС — Гора Соловьева), 13 — золото-сульфидные (К — Кочкарское, Н — Ново-Троицкое)

не противопоставляются, они дополняют друг друга, поскольку выделяются по разным принципам. Поэтому в схеме металлогенической таксономии не следует пытаться определить соподчиненность рудного узла по отношению к рудному району.

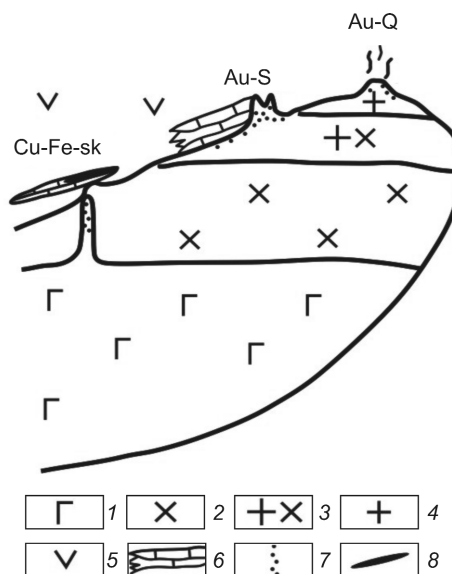


Рис. 2. Модель Ауэрбаховского магματοгенно-рудного узла (вертикальный разрез):

1 — габброиды; 2 — диориты, тоналиты; 3 — гранодиориты; 4 — плагиограниты; 5 — осадочно-вулканогенная толща андезитовой формации; 6 — известняки; 7 — области повышенной концентрации флюидов; 8 — рудные тела; типы руд: Cu-Fe-sk — медно-железо-скарновье, Au-S — золото-сульфидные вкрапленные, Au-Q — золото-кварцевые жильные

Выделяются плутонические, вулканоплутонические, вулканогенные РМС.

Примерами *плутонических РМС* низшего порядка (МРУ) служат массивы Платиноносного пояса Урала (рис. 1). Кытлымский массив представляет собой лакколит, наклоненный к настоящему времени на восток, в результате чего на западе современный эрозионный срез демонстрирует корень РМС. Кытлымский массив — одна РМС, один МРУ, один рудный район. В отличие от него Нижне-Тагильский массив представлен тремя смежными МРУ (РМС), слившимися вверху в единый рудный район. Корни всех лакколитов сложены дунитами, перидотитами и пироксенитами. С жильобразными телами и вкрапленностью хромитов в дунитах ассоциирует самородная платина. Верхние части лакколитов сложены габброидами с титаномагнетитовыми и ванадий-железо-медными (волковский тип) месторождениями. Весьма примечательно, что в Кытлымском МРУ рудопроявления практически исчезают на крыльях данного лакколита, т.е. за пределами надочаговой области, несмотря на продолжение габброидов. То же относится и к Нижне-Тагильскому массиву, в целом рудному району, где без анализа позиции корней лакколитов с хромитами и платиной (например, единственного месторождения Гора Соловьева)

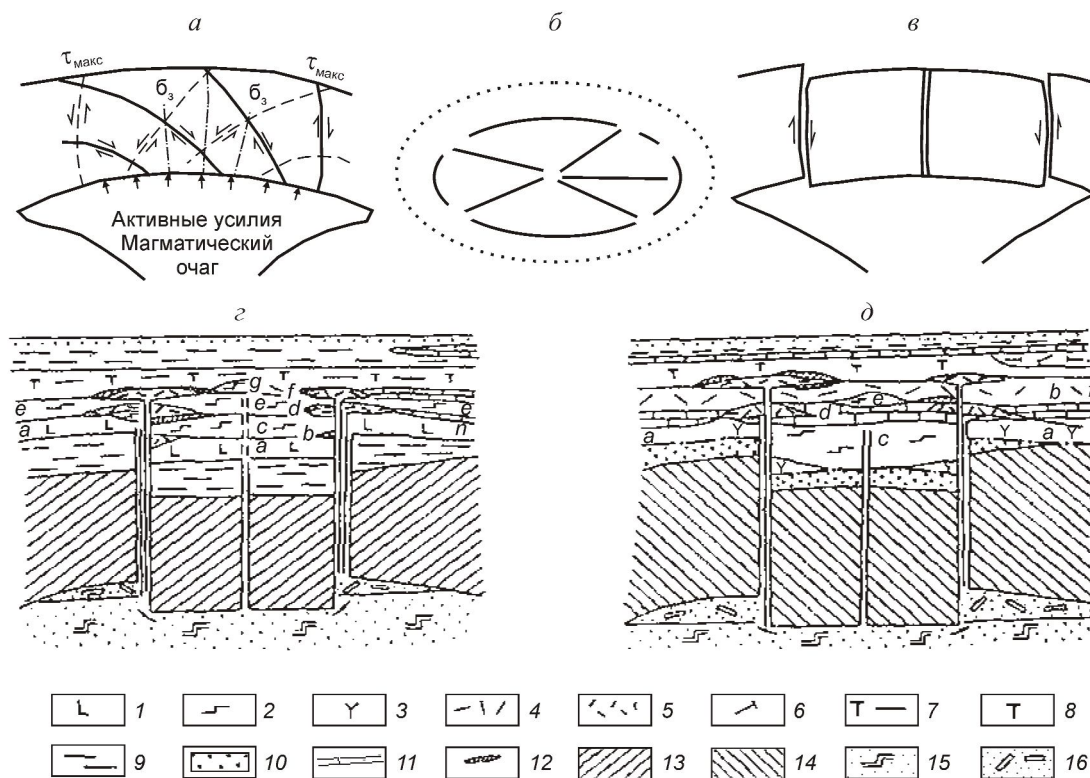


Рис. 3. Модели формирования колчеданосных вулканогенно-рудных узлов:

a — поле напряжений над магматическим очагом до вулканических извержений (разрез по экспериментам воздействия мягкого штампа на перекрывающий материал, по данным М.В.Гзовского); *б* — радиально-концентрическая система разрывов над очагом (план); *в* — кальдерообразующий провал центрального блока, компенсирующий пространство, занимавшееся изверженной магмой (разрез); вертикальные разрезы типовых моделей вулканогенно-рудных узлов в обстановках: *г* — базальтоидной (уральской), *д* — риолитоидной (рудноалтайской, южногиссарской); 1 — высокотитанистые афировые базальты; 2 — базальтовые и андезитобазальтовые порфириды; 3 — андезиодацитовые порфириды; 4 — полевошпатовые дацитовые и дациториолитовые порфириды; 5 — кварцевые риолитовые порфириды; 6 — трахириолитовые порфириды; 7 — толща яшмоидов, туффитов, песчаников, алевролитов; 8 — толща туффов преимущественно кислого состава, туффитов, песчаников; 9 — глинистые сланцы с прослоями алевролитов; 10 — песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов; 11 — известняки и доломиты; 12 — пластовые тела колчеданных руд; фундамент: 13 — базит-гипербазитовый, 14 — сиалический; 15 — базальтовая магма; 16 — кремнекислые выплавки и дифференциаты в очагах

трудно выделить части, наиболее продуктивные на руды волковского типа. Таким образом, при прогнозировании месторождений волковского типа среди габброидов необходимо дифференцировать латеральные части рудовмещающей формации по позиции их относительно РМС. Если не откартированы корневые части РМС (например дуниты в западных частях массивов Платиноносного пояса Урала), то наметить части, им соответствующие, можно используя характерный шаг 30 км между центрами узлов, откладывая такое расстояние от известного центра соседнего магматогенно-рудного узла.

В рудоносных гранитоидных массивах определять их части, соответствующие надочаговой области РМС, можно по наличию так называемых даек второго этапа (термин В.С.Коптева-Дворникова),

сложенных породами основного и щелочного составов. Примером могут служить однотипные гранитоиды Пластовского и Коелгинского массивов на Южном Урале, которые при формационном анализе объединяются, но занимают разную позицию по отношению к магматическому очагу. Пластовский массив имеет протяженность 30 км и на севере непосредственно переходит в Коелгинский. При формационном подходе они могут объединяться в один рудный район. Однако в Пластовском массиве присутствуют дайки второго этапа, с ним ассоциируют Кочкарское, Ново-Троицкое золоторудные месторождения. В Коелгинском массиве дайки второго этапа отсутствуют, с ним ассоциируют лишь мелкие рудопроявления золото-пирит-кварцевого с галенитом состава.

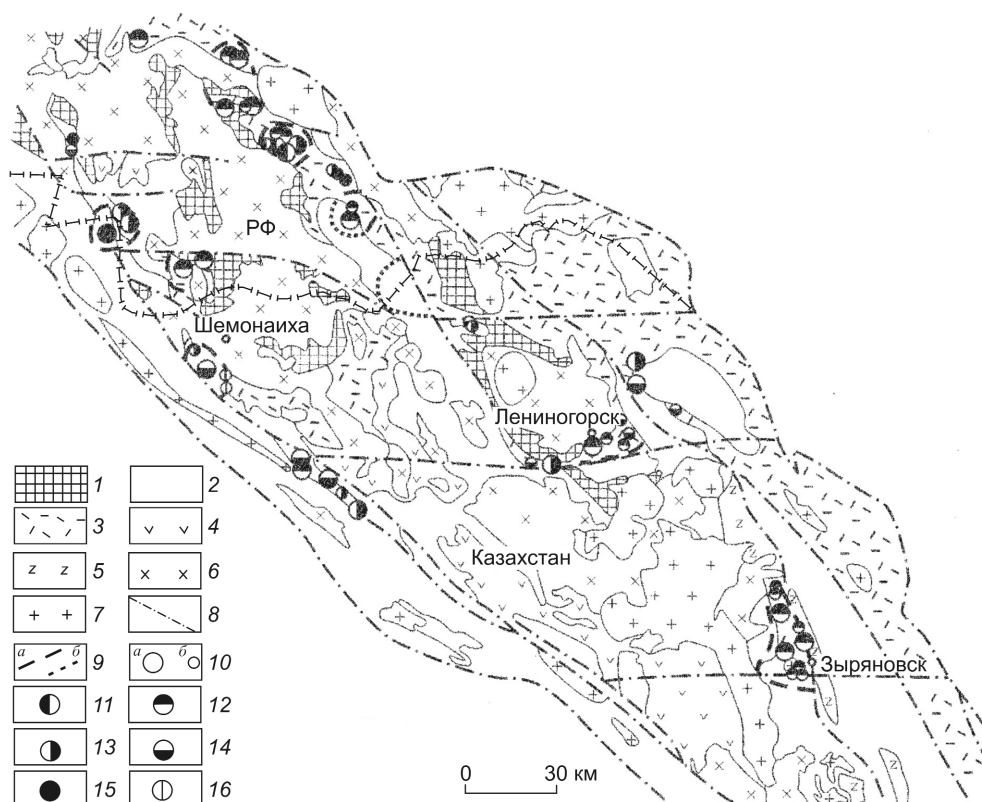


Рис. 4. Схема размещения колчеданосных вулканогенно-рудных узлов на Рудном Алтае:

1 — додевонское основание вулканических поясов; 2 — нерасчлененные осадочные формации; девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации; 3 — базальт-риолитовая, 4 — андезитодацитовая, 5 — андезитобазальтовая; 6 — гранитоиды натрового и калий-натрового ряда (средний палеозой — пермь); 7 — позднепалеозойские калиевые граниты; 8 — тектонические разрывы; 9 — ориентировочные контуры вулканогенно-рудных узлов (*a* — установленных, *b* — прогнозируемых погребенных); 10 — размеры месторождений (*a* — значительные, *b* — незначительные); месторождения колчеданного семейства, по классификации Д.И.Горжевского: 11 — барит-полиметаллические, 12 — полиметаллические, 13 — переходные к колчеданно-полиметаллическим, 14 — колчеданно-полиметаллические, 15 — медноколчеданные; 16 — скарново-полиметаллические рудопроявления

К вулканоплутоническим относится Ауэрбаховская РМС (МРУ) в краевом вулканоплутоническом поясе Востока Урала (рис. 2). Низ РМС представлен габброидами и диоритами, сопровождаемыми медно-скарновыми, а несколько выше — скарново-магнетитовыми месторождениями. В верхней части РМС отмечаются гранодиориты, граниты, вулканы андезитоидного ряда с золото-сульфидными, золото-кварцевыми месторождениями, тела магнетитовых лав. Ауэрбаховская РМС — яркий представитель комплексных рудных узлов, которые предложил выделять И.Ф.Мигачев [6, 11]. Оценивать Ауэрбаховский узел, как и узлы Платиноносного пояса, следует комплексно, а не только с позиций специальной металлогении.

К вулканогенным РМС относятся колчеданосные вулканогенно-рудные узлы (МРУ) и их

частные РМС — экструзивные купола с породами кремнекислого состава, контролирующие месторождения, и рудоподводящие каналы, фиксированные метасоматитами. Закономерности их строения определяются магмагенной тектоникой (рис. 3) [1]. Тектонофизическая сущность последней состоит в воздействии магматического очага на породы кровли, подобно мягкому штампу, с образованием радиально-концентрического каркаса разрывав и оседанием по ним кальдерного блока. Магмагенная тектоника определяет латеральную и вертикальную неоднородность структуры узла.

Вертикальная неоднородность. В колчеданосных вулканогенных РМС (МРУ) лавовые толщи, образованные в докальдерную стадию, вмещают, как правило, более редкие, но крупные месторождения (например Урупское на Северном Кавка-

зе). Залегающие выше лавопирокластические толщи кальдерной стадии, формирующиеся после расчленения очага на камеры, вмещают большее число экструзивов и месторождений, но более мелких по запасам (Первомайское, Власинчихинское и др. в Урупском рудном поле). Вулканы докальдерной стадии принято относить к риолит-базальтовой, а кальдерной — к андезитодацитовым формациям.

Колчеданные месторождения филизчайского типа, локализующиеся в терригенно-сланцевых толщах, хотя и связаны с базальтоидными очагами, не сопровождаются кальдерными просадками толщ в базальтоидный очаг и расчленением очага на камеры. В результате образуются более крупные, но менее многочисленные месторождения.

Латеральная неоднородность. Латеральной центральной области МРУ соответствуют наиболее основные по составу магматические породы. Именно они являются критерием для выделения центра собственно надочаговой, наиболее перспективной области. В колчеданосных магматогенно-рудных узлах центральная и промежуточная зоны, т.е. прикальдерная область, наиболее перспективны.

Латеральные периферические зоны магматогенно-рудных узлов и межочаговые пространства в вулканогенных колчеданосных толщах, характеризующиеся «удаленными» вулканогенно-осадочными и осадочными фациями, следует выделять в ряд малоперспективных.

Таким образом, важнейшими генетически детерминированными свойствами разных РМС, которые включаются в модели и должны использоваться при прогнозе, поисках и оценке, является вертикальная и латеральная зональность.

При выделении наиболее перспективных надочаговых областей (частей РМС) в рудных районах могут использоваться не только дорудные и синрудные, но и послерудные образования. К таковым относятся послерудные базальтовые дайки, широко распространенные в колчеданосных вулканогенно-рудных узлах.

Весьма важные свойства РМС — периодичность их размещения в пространстве. Для систем низшего порядка расстояние между центрами РМС (шаг) составляет около 30 км или кратно этой величине. Примером служат колчеданосные вулканогенно-рудные узлы Рудного Алтая (рис. 4) и других территорий [1, 3]. Эта же закономерность присуща вулканоплутоническим узлам. Так, наблюдаемые в настоящее время положительные гравитационные аномалии с шагом около 30 км вдоль Ауэрбаховско-Войкарского вулканоплутонического пояса, в том числе над Ауэрбахов-

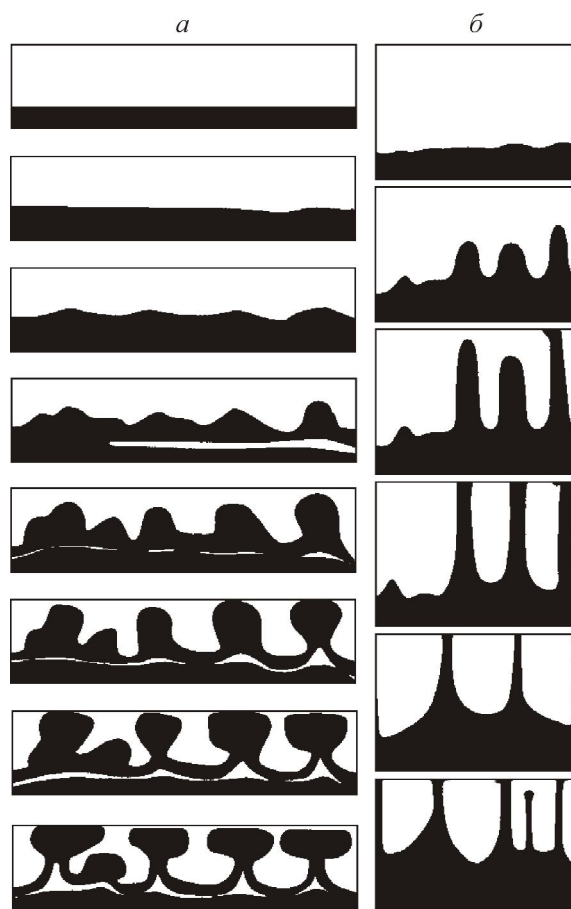


Рис. 5. Волновые закономерности реализации гравитационной неустойчивости:

последовательность перемещения двух вязких сред разной плотности под действием силы тяжести: *a* — нефть под покрывающим слоем сиропа, *no* [8], *б* — битум под покрывающим слоем патоки, *no* [10]

ским, Масловским и другими узлами, очевидно, связаны с контролирующими их базальтоидными магматическими очагами.

Соизмеримые расстояния (шаг) между магматическими очагами детерминированы волновыми закономерностями реализации гравитационной неустойчивости. Закономерность этого явления подтверждается тектонофизическими экспериментами (рис. 5) [2, 3]. Всплывание глубинных масс приводит к их декомпрессии, в результате чего они начинают плавиться над положительными фазами волн, рождая магматические очаги. Примечательно, что в модели (см. рис. 5, *a*) морфология всплывающих ячеек на заключительной фазе аналогична морфологии рассмотренного выше Кытлымского массива (см. рис. 1). В целом для массивов Платиноносного пояса Урала характерно, что дунит-перидотитовые

«ножки» лакколитов отстоят друг от друга на расстоянии около 30 км, подчеркивая волновую природу зарождения лакколитов.

Тип рудного района, определяемый составом рудоконтролирующей геологической формации и формации рудных месторождений, зависит от того, какие части смежных магматогенно-рудных узлов выделяются и объединяются потом в один рудный район. Тип рудного поля, представляющего собой обособленный фрагмент рудоносной части магматогенно-рудного узла, обуславливается типом фрагмента (секторным, сегментным и др.) и современной геологической структурой [1, 3]. Если МРУ не расчленен на части, то он может рассматриваться как максимально крупное рудное поле.

Таким образом, прогноз и оценку рудных районов и полей целесообразно сочетать с критериями, характеризующими размещение и структуру рудно-магматических систем.

При оценке территорий рудных районов необходимо учитывать их соответствие разным частям рудно-магматических систем. Части рудоконтролирующих (рудоносных, рудовмещающих) геологических формаций, которые соответствуют межузловым пространствам, обладают наименьшими перспективами. Кроме того, прослеживая рудоносный уровень, например в колчеданосной вулканогенной формации в пределах одного рудного района, необходимо помнить, что через определенное расстояние можно попасть на территорию смежного вулканогенно-рудного узла, где сульфидная вкрапленность отражает не рудоносный процесс, а подводный разнос «сульфидных дымов» от иного вулканического аппарата, не образуя промышленных скоплений руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барышев А.Н.* Колчеданосные вулканогенно-рудные узлы и типы рудных полей // Руды и металлы. 1993. № 3–6. С. 91–99.
2. *Барышев А.Н.* Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 6–11.
3. *Барышев А.Н.* Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
4. *Иванкин П.Ф.* Морфология глубоководных магматогенных месторождений. – М.: Недра, 1970.
5. *Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000.* – М.: Роскомнедра, 1995.
6. *Мигачев И.Ф.* Металлоносность рудно-магматических систем — прогнозы и их реализация // Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе комплексных моделей — достижения и перспективы. М., 2006. С. 47–57.
7. *Обзор геологических понятий и терминов в приложении к металлогении / Отв. ред. Е.Т.Шаталов.* – М.: Изд. АН СССР, 1963.
8. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. – М.: Мир, 1970.
9. *Смирнов В.И.* Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология рудных месторождений. 1981. № 1. С. 5–17.
10. *Сычева-Михайлова А.М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. – М.: Недра, 1973.
11. *Migachev I.* Complex ore nodes of marginal volcano-plutonic belts and their geological setting // Proceedings of 29-th Intern. Geol. Congr. 1992. Resource Geology Special Issue: № 15. Tokyo, 1993. P. 199–209.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК [553.41/45:55 (1):550.3] (571.6)

© М.И.Копылов, 2009

МОДЕЛИ ОЛОВОРУДНЫХ СИСТЕМ В СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЯХ И ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

М.И.Копылов (ФГУГП «Дальгеофизика»)

Выделены два типа рудоносных систем, формирующихся в сводовых поднятиях и вулканотектонических структурах различного минерагенического профиля. Установлены критерии распознавания их глубинных и поверхностных частей, построены модели. Рассмотрены и оценены перспективы наращивания сырьевой базы в известных оловорудных (Комсомольский, Кавалеровский, Хинганский, Баджальский) и слабо изученных районах юга Дальнего Востока.

Проблема поисков, разведки и вовлечения в эксплуатацию новых месторождений олова на юге Дальнего Востока становится все более актуальной. Необходимость совершенствования методики исследований привела к изучению рудоносных систем не только традиционными геологическими, геохимическими, геофизическими методами, но и с привлечением данных о глубинном строении земной коры, литосферы и верхней мантии. Определение морфологии рудоносных систем по данным глубинных исследований имеет большое значение для выявления закономерностей локализации оловорудной минерализации и направления поисково-оценочных работ.

Изучение рудоносных систем в Приамурье начато с 70-х годов прошлого столетия, им занимались В.И.Сухов, Ю.И.Бакулин, Г.М.Власов, Н.П.Романовский, В.Л.Эйриш, Б.Г.Саксин, В.Н.Компаниченко, Ю.Ф.Малышев, Л.Ф.Мишин, С.М.Родионов, М.И.Копылов и др. В основу учения о рудоносных системах большинством исследователей положены принципы и результаты таких дисциплин, как металлогенический анализ, учение о рудных и магматических формациях, тектоника и системный анализ в геологии. Модели рудоносных систем оловорудных районов в основном были построены по геологическим данным и нередко носили формализованный характер.

Более достоверное изучение рудоносных систем стало возможным после охвата территории Дальневосточного региона глубинными комплекс-

ными исследованиями ΔO , Δg , МТЗ, МОВЗ, ГСЗ, ДЭЗ, ВЭЗ. На основе этого стало очевидным, что рудоносные системы, охватывая область развития питающей магматической формации, выходят за пределы одного месторождения и во многих случаях характеризуют группу месторождений.

Для построения моделей рудно-магматических систем (РМС) оловорудных районов автором использованы данные геолого-геофизических и глубинных исследований, проведенных ФГУГП «Дальгеофизика» в Комсомольском, Хинганском, Баджальском, Ямалинском, Мопаском рудных районах с привлечением материалов по Кавалеровскому, Арминскому, Фурмановскому и другим районам. Первоначально осуществлялось районирование типов земной коры и литосферы с построением глубинных разрезов и моделей рудно-магматических систем для разных их иерархических классов (рудные районы, узлы, месторождения). Показано, что магматическая дифференциация вещества, возникавшая в мантии, под воздействием восходящих потоков тепловой энергии приводила к формированию промежуточных внутрикоровых очагов разуплотнения и плавления в низах коры, затем гранитоидных батолитов, диапиров, образующих в совокупности рудоносную структуру, в верхней части которой происходили процессы метасоматоза и рудоотложения.

Установлено, что понижение плотности гранитоидов ($MZ-KZ \sigma_{cp}=2,61 \text{ г/см}^3$) и коагматических

им вулканитов ($\sigma_{\text{ср}}=2,53 \text{ г/см}^3$), с которыми обычно связано оловянное оруденение, создает устойчивый дефицит плотности ($0,05\text{--}0,22 \text{ г/см}^3$) по отношению к вмещающим породам. Это обеспечивает уверенное прогнозирование по гравиметрическим данным глубинных корневых частей РМС в пределах рудных областей и поясов. Разуплотнение в корневых частях глубинных рудоносных структур обусловлено рядом причин, главная из которых — вынос из расплавов мантии элементов с большими ионными и атомными радиусами (S, K, Na, Ca, P и др.) и газов (O, Cl, F, H, S и др.). По мнению некоторых исследователей [9], разуплотнение обусловлено переходом эклогит-пироксенитов в перидотит-габбронориты в верхней мантии, последних в гранулиты и габбро-амфиболиты в низах коры, а затем формированием крупных гранитоидных масс (батолитов) в интервале глубин 15–17 км с выходом рудоносных магматитов на дневную поверхность. Эти процессы могли быть активизированы за счет тепловых и флюидных потоков на наиболее проницаемых участках литосферы с возникновением диапировых и плюмовых структур или промежуточных очагов магмообразования.

По сейсмическим данным в оловорудных районах скорость продольных волн (км/с) для верхней части гранитно-метаморфического слоя 5,6–6,0, нижней 6,1–6,5, гранулит-базитового слоя 6,6–7,5, поверхности Мохо 7,8–8,2. По результатам лабораторных определений автора на образцах из Комсомольского, Хинганского, Баджальского, Ямалинского оловорудных районов она составила: для верхней части гранитно-метаморфического слоя 5,5–6,0, нижней 6,1–6,6, гранулит-базитового слоя 6,4–7,0 км/с. В вулканогенно-осадочном слое отмечаются более значительные пределы колебаний скорости — от 4,0–4,5 до 6,7–7,4 км/с. По данным ГСЗ вулканогенно-осадочный слой характеризуется скоростями от 4,5 км/с в Хинганском до 5,5 км/с в Комсомольском районах. Мощность земной коры в пределах оловорудных районов по данным интерпретации геофизических материалов составляет 34–44 км [5, 6, 9], наибольшая (44 км) зафиксирована в Ямалинском, наименьшая (до 34 км) — в Хинганском оловорудных районах.

Оловоносные магматические комплексы юга Дальнего Востока формировались в течение 24–138 млн. лет [3, 8], образуя прерывисто-непрерывные ряды. Они проявлены в специфических рудоцентрирующих блоках, где происходило образование оловоносных рудно-магматических систем и локализация рудных месторождений.

Комсомольский, Баджальский и Хинганский оловорудные районы расположены в Хингано-

Охотском металлогеническом поясе, который сформировался в обстановке трансформной окраины [8]. Считается, что магматизм в Хингано-Охотском поясе завершился после сеномана, причем в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе в это время развивался надсубдукционный магматизм [8]. Так, по данным Н.С.Бортникова, А.И.Ханчука и др. [3], в Кавалеровском районе выделено несколько этапов оловоносного магматизма, которые связаны с режимом трансформной надсубдукционной окраины, их развитие происходило в период 45–105 млн. лет. На большинстве оловорудных месторождений Кавалеровского района выделены два этапа формирования оловорудной минерализации — ранний, меловой, и поздний, палеоцен–эоценовый.

По С.М.Родионову [8], региональные оловоносные металлогенические объекты Востока России закономерно располагаются в зонах сочленения определенных типов тектоностратиграфических элементов. Хингано-Охотский оловоносный пояс представлен Цзямусы-Буреинским супертеррейном, сложенным метаморфическими породами (AR–PZ₁). В него входит и восточный фланг Монголо-Охотского орогенного пояса, сложенного преимущественно кремнисто-вулканогенно-терригенными комплексами аккреционной призмы (PZ–MZ₁). В Баджальской части орогенного пояса присутствуют как отложения континентального склона (восточная часть) с признаками образованной пассивной континентальной окраины, так и океанические кремнисто-вулканогенно-терригенные и карбанатно-терригенные комплексы аккреционной призмы (J₃–K₂). Сихотэ-Алинская оловоносная область включает Ханкайский сектор Цзямусы-Буреинского супертеррейна, состоящего из метаморфических пород (PR₃–PZ₁). Самаркинская зона Баджальского орогенного пояса, сложенная тектоническими пластинами, линзами, олистостромами и меланжем известняков (С–Т), кремней (D–Т), кремнистых сланцев (J₁) и обломочных пород (P–Т), включенных в терригенный матрикс (J₂), представляет собой образования аккреционного клина. Северо-западный фланг Хонсю-Сихотэ-Алинского орогенного пояса включает кремнисто-вулканогенно-терригенные образования аккреционного клина (Таухинский террейн) и мощный комплекс турбидитов (Журавлевско-Амурский террейн) J–K₁. Перечисленные тектоностратиграфические элементы перекрыты и интродуцированы магматическими комплексами Западно-Сихотэ-Алинского плутонического и окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического поясов.

По данным проведенного анализа рудоносных систем оловорудных районов установлено, что, несмотря на их общий принцип развития (область генерации рудно-магматического очага, области переноса и локализации), они разделяются по структурно-тектоническим признакам. Одни (Комсомольский, Кавалеровский, Дуссе-Алинский и др.) образуются в сводовых поднятиях с проявлением многофазного интрузивного и незначительным объемом вулканического магматизма, другие (Хинганский, Баджалский, Ямалинский и др.) — в рифтогенных впадинах, в связи с чем в них проявлена преимущественно вулканическая фаза магматизма, а интрузивная явно подавлена.

Наиболее типичными представителями оловорудных районов, формирующихся в сводовых поднятиях, являются Комсомольский и Кавалеровский.

В *Комсомольском оловорудном районе*, по данным Ю.И.Бакулина [1], к началу рудного процесса во фронтальной части области переноса сформировался поток растворов, представляющий единую колонну для всего района. Путем палеорекострукции определена глубина залегания от палеоповерхности фронта пропилитизации (500 м) и турмалинизации (1300 м). Перенос минеральных соединений в виде гидротермальных растворов осуществлялся в разнотипных комплексных соединениях, главные из которых — галоидные (хлоридные и фторидные), гидросульфидные и карбонатные. Для галоидных соединений благоприятна кислая (или слабокислая) среда и малые концентрации сероводорода, для гидросульфидных — нейтральная и щелочная среда и высокие концентрации сероводорода, для карбонатных — щелочная (до нейтральной) среда, низкая концентрация сероводорода и высокая фугитивность углекислоты. Распад комплексных соединений обычно происходит с падением температуры и нейтрализации растворов.

На всем пути формирования единой колонны растворов происходит взаимодействие с вмещающими породами и обогащение ее рудными элементами. На обобщенной модели Комсомольского рудного района показано формирование рудоносной системы от очага генерации до локализации рудных зон (рис. 1, а, б). Последние формируются вблизи интрузивно-купольных структур (см. рис. 1, в) в пределах метасоматитов рудных зон. Месторождения касситерит-кварцевой формации наиболее отчетливо связаны с магматическими интрузивными породами, многостадийным развитием рудного процесса, наложением минеральных ассоциаций и слабо выраженной зональностью рудоотложения. Для группы месторождений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций пря-

мой связи с интрузиями не устанавливается, стадийное развитие выражено слабее, вместе с тем отчетливее отмечается зональность рудоотложения (см. рис. 1, г).

По данным глубинных исследований (МОВЗ, ГСЗ, МТЗ, Δg), формирование общей колонны в пределах Комсомольского рудного района начинается на глубинах >40 км (см. рис. 1). Область генерации (понижение скорости до 6,6 км/с, сопротивлений до 10–25 Ом·м, инверсные границы скоростей обменных волн) очага зарождалась на глубине >70 км, по-видимому, в зоне Комсомольского глубинного разлома [5]. Перенос флюидного фронта происходил по наиболее проницаемой зоне глубинного разлома. Движение флюидов протекало с остановками на барьерах, которыми служили наиболее плотные слои пород (см. рис. 1, б). В этом случае отдельные компоненты перемещались диффузионным путем или же возникала циркуляция по замкнутому кругу — от очага выделения растворов к участкам минерализации и обратно. После повышения *P* и *T* происходили взрывные толчки и флюидный фронт вновь продвигался. В местах развития деструктивных слоев в межслоевом сдвиговом пространстве формировались промежуточные камеры.

В верхней части разреза с нарастанием гетерогенности пород и уменьшением давления вышележащей толщи увеличивались скорости фронта метасоматической колонны и расширялись площади ее воздействия. В промежуточных камерах на глубинах 12–8 км и 8–5 км накапливались магматические массы. В боковых частях камер, представляющих собой закрытые системы, они дифференцировались с образованием гранитов, гранодиоритов. В центральной же части флюидного фронта наблюдаются постоянные инъекции с больших глубин, смешение масс. При выходе на поверхность они представляют собой интрузивные, вулканические породы более высокой основности, в зависимости от глубины их образования и степени ассимиляции вмещающих пород в наиболее проницаемой зоне. Для Комсомольского района такой зоной служило сводовое поднятие [1, 5]. Силинские гранитоиды, по-видимому, формировались в центральной части рудно-магматической системы, на что указывает их пестрый состав, а чалбинские граниты образовались из периферической камеры замкнутой системы.

Фронт магматизма опережался потоком газов и гидротерм. При встрече их с нисходящими инфльтрационными и подземными вадозными водами отлагалась рудная минерализация (см. рис. 1). В связи с этим в оловорудных районах (Комсомольском, Кавалеровском) отмечается доинтрузивный возраст метасоматитов [4, 5, 7]. Исходя из единства

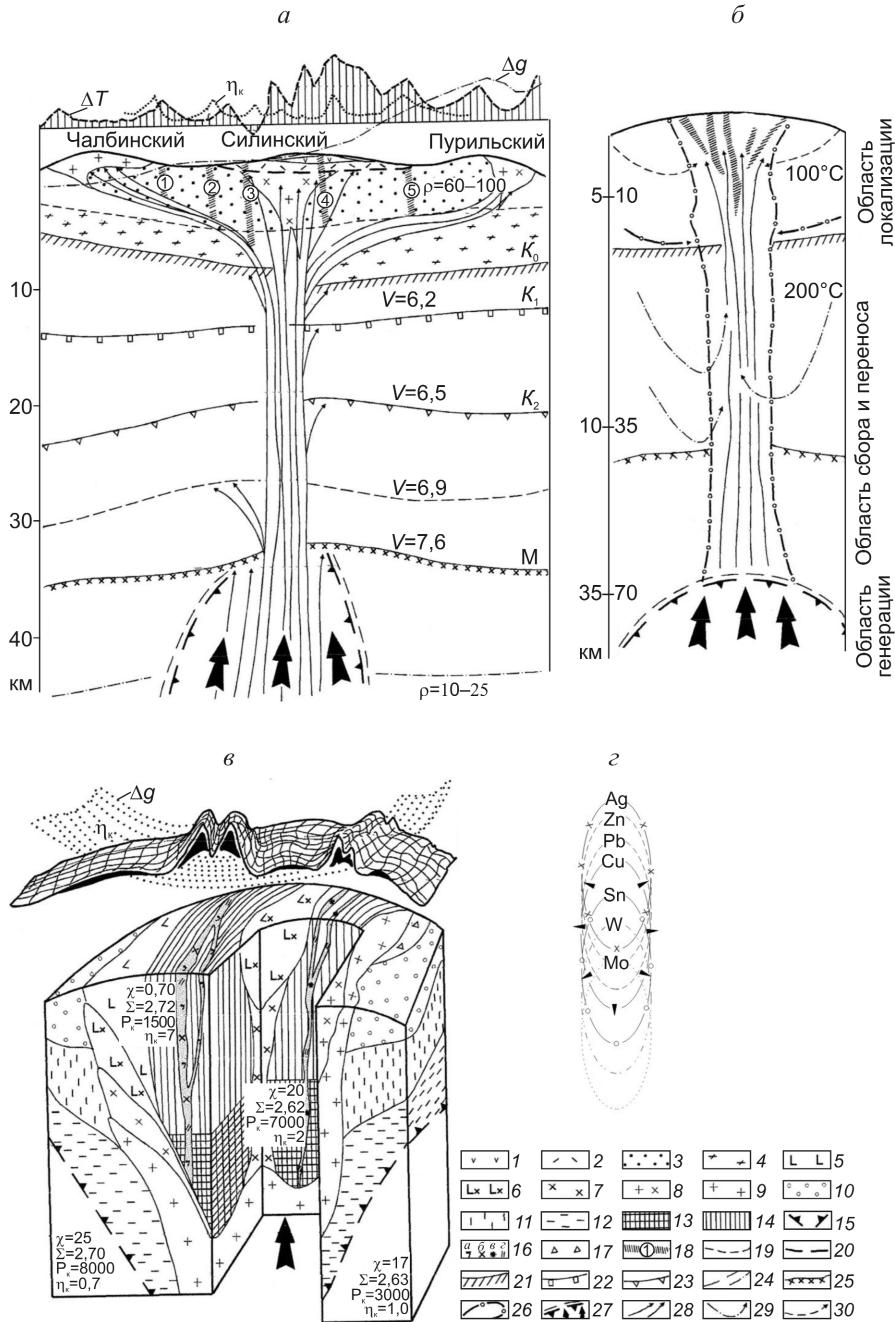


Рис. 1. Обобщенная гидротермальная модель рудоносной системы Комсомольского рудного района (а, б), интрузивно-купольной структуры (в), ряда геохимической зональности (г):

породы: 1 — андезиты, 2 — липариты, 3 — осадочные, 4 — фундамента, 5 — габбро, 6 — габбро-диориты, 7 — диориты, 8 — гранодиориты, 9 — граниты; площадные метасоматиты: 10 — пропилиты, 11 — хлориты, 12 — биотиты; фации локального метасоматоза: 13 — высокотемпературные, 14 — низкотемпературные; 15 — граница очаговой структуры; 16 — метасоматиты рудных зон (а — серицитовые, б — хлоритовые, в — турмалиновые, г — кварцевые); 17 — эруптивные брекчии; 18 — рудоносные структуры (1 — Амутская, 2 — Солнечная, 3 — Лучистая, 4 — Перевальненская, 5 — Придорожная); границы: 19 — вулканических, 20 — осадочных, 21 — метаморфических пород, 22 — пластовых скоростей 6,2 км/с, 23 — то же, 6,5 км/с, 24 — инверсные (МОВЗ), 25 — Мохо, 26 — гидротермальной рудоносной системы; 27 — предполагаемый очаг эндогенных флюидов; 28 — восходящие потоки глубинных флюидов; 29 — нисходящие инфильтрационные воды; 30 — подземные вадозные воды

природы и взаимосвязи развития метасоматической и магматической колонн, метасоматическая зональность может рассматриваться как отражение определенных палеоуровней. Этот метасоматоз является, вероятно, первым предрудным этапом перераспределения элементов: K, Fe, F, Sn и др. В Комсомольском районе [1, 4] выделяют зоны слабой серицитизации с хлоритом, карбонатом и пиритом, а также хлорит-эпидотовые изменения с альбитом, серицитом, актинолитом, пирротином, биотита с альбитом, калиевым полевым шпатом, серицитом, хлоритом, эпидотом (см. рис. 1, в). На глубинах, соответствующих становлению интрузивных тел, эти зоны также имеют место, но с приближением к промежуточным магматическим очагам, вероятно, развиваются кварц-серицитовые, кварц-полевошпатовые метасоматиты.

Непосредственно с магматическим фронтом перемещается большое количество рудообразующих элементов, набор которых определяется составом магмы с момента отделения от нее газовой флюидной фазы. Первоначально при слабой проницаемости пород поток растворов, вероятно, был расщеплен по всему фронту.

По мере возрастания неоднородности, тектонической нарушенности колонна разделялась и растворы концентрировались в зонах повышенной трещиноватости. Объем рудного вещества, отлагаемого в полостях зон дробления, определялся множеством факторов: объемом интрузивных тел, их формой, цикличностью поступающих магм, их вещественным составом и наличием экранирующих пород, барьеров и т.д. В связи с этим были рассмотрены интрузивно-купольные (очаговые) структуры в Комсомольском, Баджальском, Хинганском и других районах и их связь с оловорудными месторождениями (рис. 2, см. рис. 1). Установлено, что максимальная интенсивность проявления рудных зон и месторождений отмечается вблизи интрузивно-купольных структур во всех оловорудных районах.

Представленная модель объясняет нахождение продуктов кислого и среднего составов во всех ярусах вулканической толщи оловорудной и сопутствующей ей полиметаллической минерализации, парагенетически связанной с субвулканической и интрузивной деятельностью, а также показывает возможность наличия оруденения как близповерхностного, так и глубинного уровней.

Для *Кавалеровского района* Ю.Н.Размахнин [7] выделяет объемные поля дорудных метасоматитов, которые образовались под воздействием ранних порций рудоносных растворов, продвигавшихся по ослабленным структурам. Вмещающие породы ра-

йона отличает высокая интенсивность развития рудоносных трещин, указывающих на единый источник их образования. Основной рудопроводящей системой служило центральное сводовое поднятие, концентрирующее колонну рудоносных растворов [7]. При взаимодействии растворов с вмещающими породами сформировалось объемное метасоматическое поле, а растворы обогатились элементами из вмещающих пород. Несмотря на то что глубинные потоки проникали исключительно по зонам разломов, региональный метаморфизм проявлен не линейно, а носит площадной характер. Можно предположить, что миграция интрателлурических флюидов через вещество верхней мантии осуществлялась и путем диффузионного движения этих флюидов. Процессу благоприятствовали высокие градиенты температуры, давления, гравитационного, магнитного и электрического полей. Подобные геологические условия возникли в пределах жестких блоков Буреинского, Ханкайского массивов, разбитых серией региональных коромантийных разломов. В зонах региональных разломов сегрегация рудных и магматических расплавов происходила наиболее интенсивно и вещество мантии подвергалось многократной перекристаллизации. Установлено, что при пластической деформации кристаллов плотность дислокаций в них возрастает в тысячи и десятки тысяч раз [10]. Диффузия атомов в кристаллической решетке в таких случаях сильно облегчается в условиях дислокаций, поэтому процессы пластической деформации вещества мантии способствуют сегрегации примесных рудных компонентов.

Механизм образования РМС в вулканотектонических структурах рассмотрен на примере Хинганского, Баджальского и Ямалинского оловорудных районов. На их территории движение магматических растворов усиливается в депрессионных структурах, возникших в результате рифтогенных процессов.

В *Хинганском оловорудном районе* по результатам геолого-геофизических исследований депрессионная структура закладывалась в зоне растяжения с образованием глубинных ограничивающих разломов (см. рис. 2). Вытянутость изолиний пониженных скоростей упругих волн в субмеридиональном направлении (по данным детальных работ МОВЗ) указывает на то, что формирование Хингано-Олонойской очаговой структуры происходило в условиях растяжения в субширотном направлении, а сжатия — в субмеридиональном. Учитывая большую протяженность нормальных скоростных границ по сравнению с инверсионными границами скоростей, следует признать преобладание деформаций сжатия.

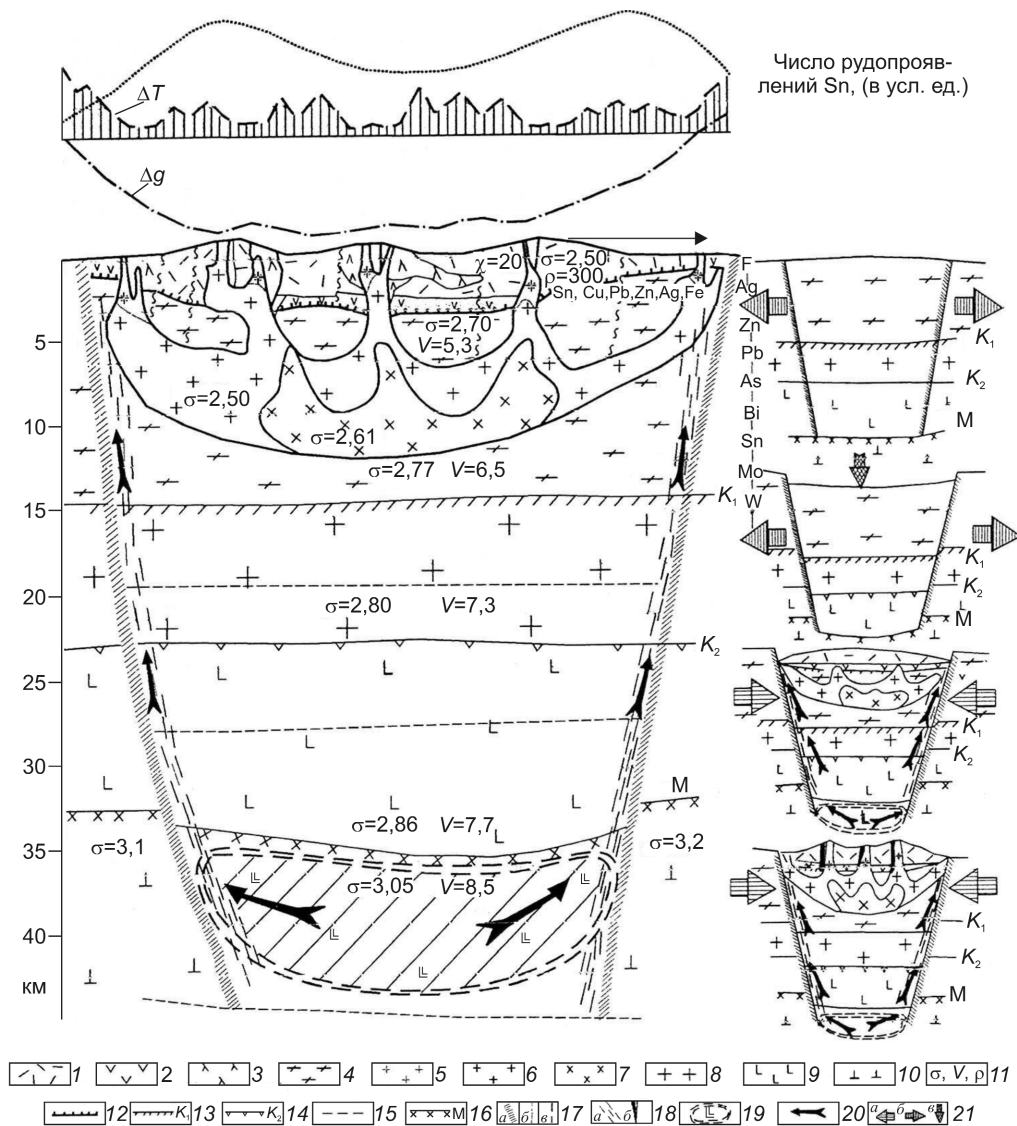


Рис. 2. Обобщенная физико-геологическая (а) и геодинамическая (б) модели Хинганского оловорудного района:

породы: 1 — риолиты и их туфы, 2 — андезиты, 3 — экструзивные тела, 4 — фундамента, 5 — гранит-порфиры, 6 — граниты, 7 — диориты, 8 — гранитного слоя, 9 — базальтового слоя, 10 — верхней мантии; 11 — петрофизические параметры (σ — плотность г/см³, V — скорость продольной волны, км/с, ρ — электрическое сопротивление Ом·м); границы: 12 — депрессионной структуры, 13 — промежуточная сейсмическая K_1 , 14 — то же, K_2 , 15 — инверсные сейсмические, 16 — Мохо; 17 — разломы (а — мантийного заложения, б — верхней части коры, в — прочие); 18 — проницаемые зоны, по которым внедрялись рудоносные магмы (а), оловорудные зоны (б); 19 — очаг с выплавкой малоэнергетической магмы щелочного типа в результате опускания трапециевидного блока; 20 — предполагаемое движение флюидов; 21 — направления сил притяжения (а), сжатия (б) и обусловленное трапециевидностью блока, образованного при растяжении депрессии (в); обобщенный ряд геохимической зональности элементов Хинганского района: F — Ag — Zn — Pb — As — Bi — Sn — Mo — W

Особый интерес для расшифровки строения рудно-магматической системы представляет поверхность границы Мохо, построенная по профилям МОВЗ. Изолинии глубин ее кровли имеют овальную форму, вытянутую в субширотном направлении [5]. Средняя мощность земной коры Мало-

Хинганского блока 32 км, в районе Карадубской группы месторождений она увеличивается до 36 км. Граница поверхности Мохо, редуцированная на дневную поверхность, практически близка к границе депрессионной структуры Хинганского района, особенно на севере и юге. В первом случае она сов-

падает с Салокачинским разломом, во втором — с Кимканским разломом мантийного заложения. По геофизическим данным разломы имеют крутое встречное падение, ограничивают трапециеобразные блоки. В условиях растяжения они «проседают» под тяжестью, так как их нижняя поверхность имеет меньшую площадь по сравнению с верхней (см. рис. 1, б). При известной мощности и плотности каждого слоя произведено вычисление составляющей горного давления по формуле [2]:

$$P = g \Sigma (h_1 \sigma_1 + h_2 \sigma_2 + h_3 \sigma_3 + h_4 \sigma_4),$$

где g — сила тяжести; $h_1 \sigma_1$ — соответственно мощность и плотность вулканической толщи, $h_2 \sigma_2$ — гранитного слоя, $h_3 \sigma_3$ — диоритового, $h_4 \sigma_4$ — базальтового слоев.

Для Хинганского района оно составит 11,84 кбар, для Баджальского — 10,3 кбар, для Ямалинского — 10,5 кбар. Однако учитывая, что площади нижней и верхней поверхности блоков не равны, гидростатическое давление будет значительно выше расчетного. Его можно определить как коэффициент отношений площадей усеченного конуса [2]:

$$K = 1/3 (S_1/S_2 + v S_1/S_2 + 1),$$

где S_1 и S_2 — соответственно площади верхней и нижней поверхности блока.

Тогда давление под основанием блока на границе Мохо составит для Хинганского района $11,84 \cdot 1,2 = 14,2$ кбар, для Баджальского $10,4 \cdot 1,15 = 12$ кбар, для Ямалинского $10,5 \cdot 1,18 = 12,5$ кбар. Смещение подошвы блоков вниз на глубину 1–3 км от границы Мохо вызовет адиабатическое сжатие и трение, которые повлекут повышение температуры, согласно расчетам [2]: $1/V (dT/dP)S = (\alpha T/C_p)$, где α — объемный коэффициент теплового расширения; C_p — теплоемкость при постоянном давлении.

Для глубинных пород можно принять $\alpha = 3 \cdot 10^{-5}$ C-1, $C_p = 1,3 \cdot 10^7$ эрг/ч град. При температуре 700–750°C адиабатическое сжатие может привести к повышению температуры на 100–200°C в зависимости от принятых граничных условий. Возможно, такой «добавки» окажется достаточно для выплавления магм щелочного типа в условиях высоких давлений, особенно в присутствии летучей фазы, что вызовет их движение по разломам вверх. Наличие высокого поля напряжений будет способствовать интенсивному метаморфическому и метасоматическому процессу преобразования глубинных пород.

На основании приведенных расчетных характеристик рудно-магматической системы Хинганского района следует сказать о зональном распределении продуктов рудогенеза относительно эпицентра гравиметрического поля [5]. На северном, северо-за-

падном и западном флангах Хинганской вулканотектонической структуры сосредоточены все относительно низкотемпературные месторождения и рудопроявления олова (см. рис. 2). Здесь выявлены месторождения, рудопроявления касситерит-сульфидной формации, деревянистого олова и закартированы преимущественно метасоматиты аргиллизитового типа. В западной части увеличивается масштабность процессов хлоритизации вмещающих пород. Некоторое повышение температуры минералообразования отмечается на востоке структуры, в районе Олонойско-Карадубской группы месторождений. В контуре Хинганской рудоносной системы на протяжении всего периода активного вулканизма, наряду с извержениями лав кислого состава, извергались лавы среднего, реже основного составов. Завершились вулканические проявления внедрением даек. Широко развита ассоциация пород завершающих стадий магматизма, особенно их субвулканические (гранит-порфиры олонойского, хинганского, кимканского комплексов) и экстрезивные фации.

Оловорудные районы как металлогеническая категория характеризуются тесными взаимосвязями и взаимообусловленностью тектоники, магматизма и оруденения [8]. Учет этих трех основополагающих факторов позволяет в первом приближении определить границы оловорудных областей, зон внутри их и районов. Дальнейшее уточнение границ районов, узлов производилось по совокупности геохимических, метасоматических и геофизических полей. На основе установленных зависимостей физических, геохимических данных от типов метасоматитов и интенсивности их проявления, геотектонической позиции, геолого-структурных особенностей выделены границы рудоносных систем в пределах Приохотья, Приамурья и Приморья. На исследуемой площади уточнены границы в пределах десяти и впервые выделены восемь оловорудных районов. Большинство оловорудных рудоносных систем пространственно располагаются в линейно вытянутых структурах, ограниченных глубинными разломами северо-восточного простирания (рис. 3). В связи с этим автором выделено шесть металлогенических оловоносных зон — Белякчанская, Северная Сихотэ-Алинская, Хор-Ануйская, Хингано-Баджальская, Дуссе-Алинская, Эзоп-Ямалинская, 18 оловорудных районов и 33 рудных узла. В пределах Приморья выделены — Ханкайская и Южно-Сихотэ-Алинская зоны.

Отличительная черта рудоносных систем оловых поднятий — наличие более широкого спектра рудных элементов (Cu, Pb, W, Zn, Bi, Mo, достигающих часто промышленных содержаний) по

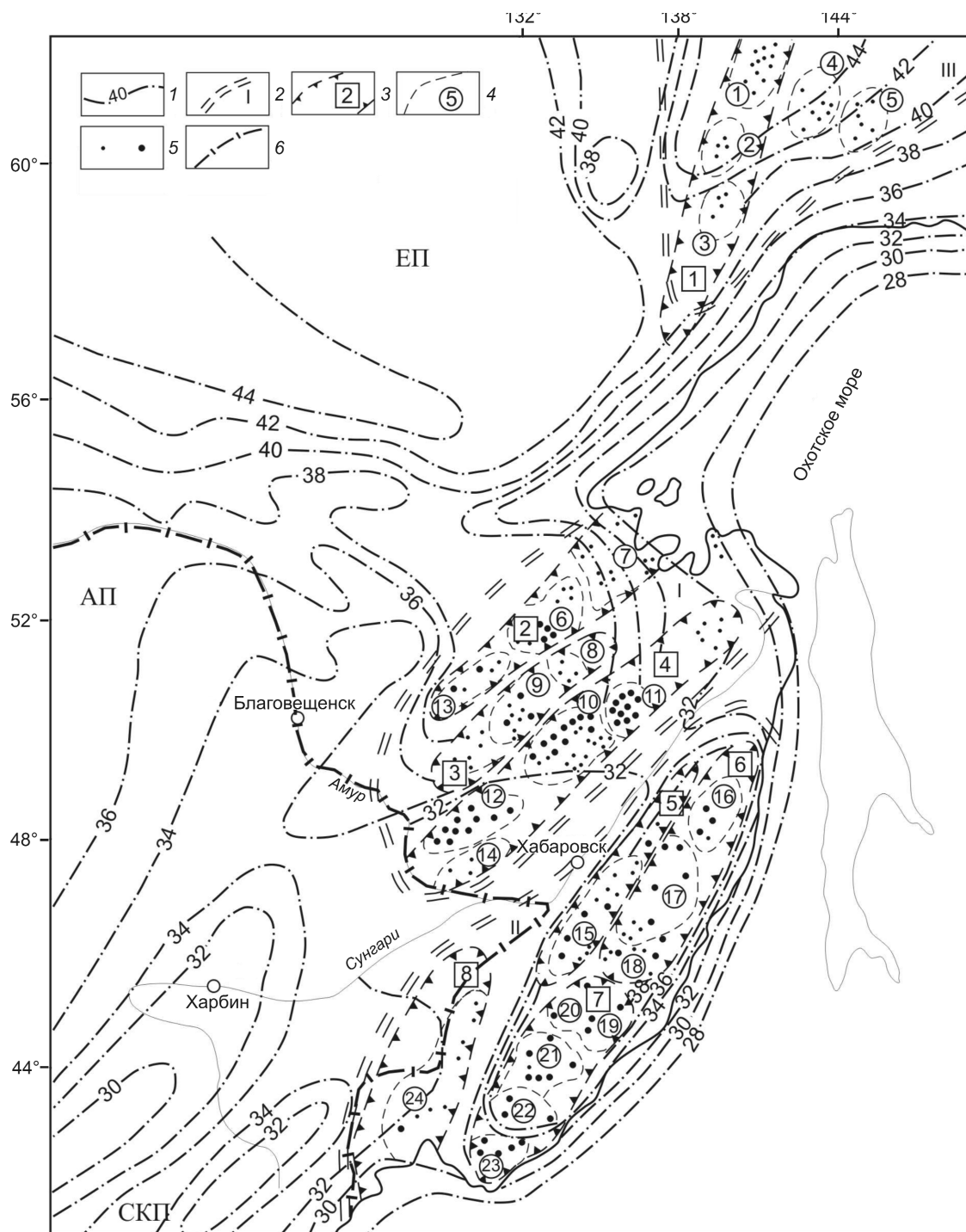


Рис. 3. Схема металлогенического районирования оловоносных территорий юга Дальнего Востока:

1 — изолинии глубин консолидированной коры; границы металлогенических рангов: 2 — областей (I — Колымская, II — Хингано-Охотская, III — Сихотэ-Алинская), 3 — зон внутри областей (1 — Белякчанская, 2 — Нимелен-Ямалинская, 3 — Дуссе-Алинская, 4 — Хингано-Баджалская, 5 — Хор-Ануйская, 6 — Северо-Сихотэ-Алинская, 7 — Южно-Сихотэ-Алинская, 8 — Ханкайская), 4 — районов (1 — Аллах-Юньский, 2 — Кютепский, 3 — Сахайский, 4 — Верхне-Охотский, 5 — Нютский, 6 — Ям-Алинский, 7 — Нимеленский, 8 — Дукинский, 9 — Дуссе-Алинский, 10 — Баджалский, 11 — Комсомольский, 12 — Хинганский, 13 — Туранский, 14 — Сутаро-Биджанский, 15 — Ануйский, 16 — Мопаский, 17 — Коппинский, 18 — Сукпайский, 19 — Верхне-Бикинский, 20 — Арминский, 21 — Кавалеровский, 22 — Щербаковский, 23 — Фурмановский, 24 — Вознесенский); 5 — рудопроявления (а), месторождения (б); 6 — граница РФ; литосферные плиты: ЕП — Евразийская, АП — Амурская, СКП — Северо-Китайская

сравнению с таковыми в рифтогенных впадинах, где перечисленные элементы присутствуют чаще всего на уровне фоновых концентраций. Наиболее типичные объекты с комплексным составом руд (Sn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo, W) — известные Комсомольский, Кавалеровский оловорудные районы и рудопроявления Белякчанской зоны (см. рис. 3). Количественно соотношение рудных элементов в последней непостоянно. Профилирующими могут быть олово, золото, полиметаллы, молибден. В целом территория слабо изучена, перспективы выявления месторождений олова, золота и полиметаллов, по имеющимся данным, высокие. Результаты локального прогноза в Комсомольском районе показывают, что ресурсы олова (по категории P_1 и P_2) могут быть увеличены на 35%.

В Северо-Сихотэ-Алинской зоне наиболее продуктивен на олово, медь, вольфрам, золото Коппинский рудный район, где в настоящее время сосредоточены все известные месторождения и рудопроявления. Сукпайский рудный район представлен рядом рудопроявлений и точек минерализации золота и олова. Перспективность выявления в нем месторождений золота, олова и других полезных ископаемых не ясна. В Джаур-Хунгарийском районе наиболее перспективен Верхнеудоминский узел, на площади которого известно более десятка рудопроявлений и Удоминское месторождение олова и полиметаллов.

В Хор-Ануйской зоне основной объект — Ануйский оловоносный район, который характеризуется развитием золоторудной, олово-вольфрамовой минерализации преимущественно грейзенового типа. В Верхнеануйском районе незначительно проявлена молибденовая, в Хорском — свинцово-цинковая и золоторудная минерализация. В южном направлении Северо-Сихотэ-Алинской и Хор-Ануйской зон постепенно ослабевает интенсивность оловорудной и нарастает золото-молибденовой и медной минерализации в Катэнском, Оборском узлах.

В Дуссе-Алинской рудоносной системе наиболее известен Иппат-Мерекский оловорудный район. В зоне контакта с крупным Иппатским гранитоидным массивом развита вольфрам-оловянная минерализация кварцево-жильного и кварцево-грейзенного типов. В районе имеется ряд молибден-вольфрамовых месторождений — Серегектинское, Среднеиппатинское, Верхнемерекское, Мерекское, Уманское, Верхнеиппатинское и Янканское. Для них характерна ассоциация касситерита и вольфрамитов, содержание которых достигает промышленных значений. Наблюдается вертикальная зональность, с глубиной возрастает роль вольфра-

мита, а к поверхности — сульфидов. Перспективы района на выявление месторождений олова и вольфрама представляются незначительными.

Дукинский оловоносный район приурочен к восточному флангу отрицательной региональной аномалии Δg и занимает переходную область. Район слабо изучен, обнаруженные в его пределах рудопроявления Водораздельное, Нилан-Сонахское, Турмалиновое, Магистральное, Кэдэнское и Сульфидное представлены турмалин- и хлорит-сульфидными прожилково-вкрапленными телами, во многом сходными с рудными залежами Комсомольского района.

Хингано-Баджальская оловоносная региональная рудоносная система с известными Баджальским, Хинганским оловорудными районами, где сосредоточена большая часть оловодобывающей промышленности Приамурья, наиболее перспективна. По авторскому локальному прогнозу увеличение ресурсов (категории P_1 , P_2) возможно до 45%. К слабо изученным следует отнести Сутаро-Биджанский район, где проявления олова представлены Верхнебиджанским и Кабалинским мелкими месторождениями, по-видимому, без перспектив на расширение.

В Эзоп-Ямалинской оловоносной зоне известно более 40 рудопроявлений и семь небольших месторождений. Наибольшее их число приходится на Эзопский оловорудный район, где известно шесть месторождений (Олгаканское, Тылыминское, Широтное, Эзопское, 18 августа, Анкачинское). Высокотемпературные кварцевые рудопроявления и месторождения (Олгаканское) располагаются в экзо- и эндоконтактных зонах эзопских гранитов, тогда как касситерит-сульфидные (пирротин-арсенопиритовые и галенит-сфалеритовые) — вдали от интрузий (Широтное, Эзопское, 18 августа, Анкачинское).

В результате проведенных исследований в оловорудных районах на юге Дальнего Востока выделены два типа рудоносных систем, образующихся в сводовых поднятиях и рифтогенных структурах и характеризующихся различным профилем минеральных ассоциаций. Рудоносные системы сводовых поднятий перспективны на выявление месторождений олова, а также меди, свинца, вольфрама и молибдена. Золоторудная минерализация в них располагается преимущественно на периферии. На основании рассмотренных критериев (геофизические, геохимические, петрофизические, метасоматические) намечены перспективы поисков месторождений олова и сопутствующих элементов (Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo, W) в пределах Дальнего Востока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования. – М.: Недра, 1991.
2. Гениафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрографии. – М.: Наука, 1977.
3. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых гидротермальных систем Сихотэ-Алиня / Н.С. Бортников, А.И. Ханчук и др. // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 537–542.
4. Коростылев И.Г., Гоневчук В.Г., Кокорин А.Н. Металлогения олова юга Дальнего Востока // Геология и металлогения рудных районов. Дальнего Востока. 1985.
5. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район. – Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2004.
6. Малышев Ю.Ф., Каплун В.Г., Подгорный В.Я. Литосфера Приамурья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. – М., 2003. Т. 11. С. 26–29.
7. Размахинин Ю.Н. О домагматическом прогрессивном этапе метаморфизма (на примере Приморья) // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971. С. 52–55.
8. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. – М.: Наука, 2005.
9. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващиллов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология. 1992. № 2. С. 66.
10. Ishihara S. The magnetic-series and ilmenite series granitic rocks // Mining Geol. 1977. № 27. P. 294–300.

УДК 553.411.001.57 (571.15)

© В.Н.Санин, 2009

МОДЕЛЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В СТРУКТУРАХ МАЙСКО-ЛЕБЕДСКОЙ ПЛОЩАДИ, РЕСПУБЛИКА АЛТАЙ

В.Н.Санин (ЗАО «Тэтис-М»)

Майско-Лебедская площадь локализована в пределах очаговой структуры, приуроченной к узлу сочленения глубинных разломов. Золотое оруденение, тесно связанное с функционированием магматических очагов, в пределах Каурчакского месторождения контролируется вулканокупольной структурой, которая расположена в центральной части вулканотектонической депрессии. Многочисленные разнонаправленные минерализованные зоны дробления образуют над вулканическим очагом мегаитокверк с большим золоторудным потенциалом. Оруденение относится к золото-серебряной формации и, вероятно, приурочено к верхней части порфировой системы.

Майско-Лебедская площадь находится на северо-востоке Республики Алтай в пределах Северо-Алтайского золотоносного пояса. Территория характеризуется высокой россыпной золотоносностью, широким развитием высокопродуктивных ореолов рассеяния золота и элементов-спутников. В пределах площади известны Майское золоторудное и Андобинское золото-медь-молибден-магнетитовое месторождения и большое число слабо изученных рудопроявлений золота.

По федеральному заказу в 2000–2007 гг. на данной площади выполнены ревизионные и поисковые работы. Полученные результаты позволили в корне изменить представление о закономерностях лока-

лизации золотого оруденения, его формационной принадлежности и выявить новый крупный потенциально золоторудный объект.

Майско-Лебедская площадь расположена в области сочленения субмеридиональных структур Кузнецкого Алатау и субширотных Западного Саяна в пределах Алтайско-Кузнецко-Западно-Саянского вулканоплутонического пояса, формирование которого связано с заложением и длительным развитием Кузнецко-Алтайского и Северо-Саянского глубинных разломов. В своем развитии территория прошла океаническую, островодужную, коллизионную, активно-окраинную и платформенно-неорогенную стадии развития (Л.В.Алабин, 2004),

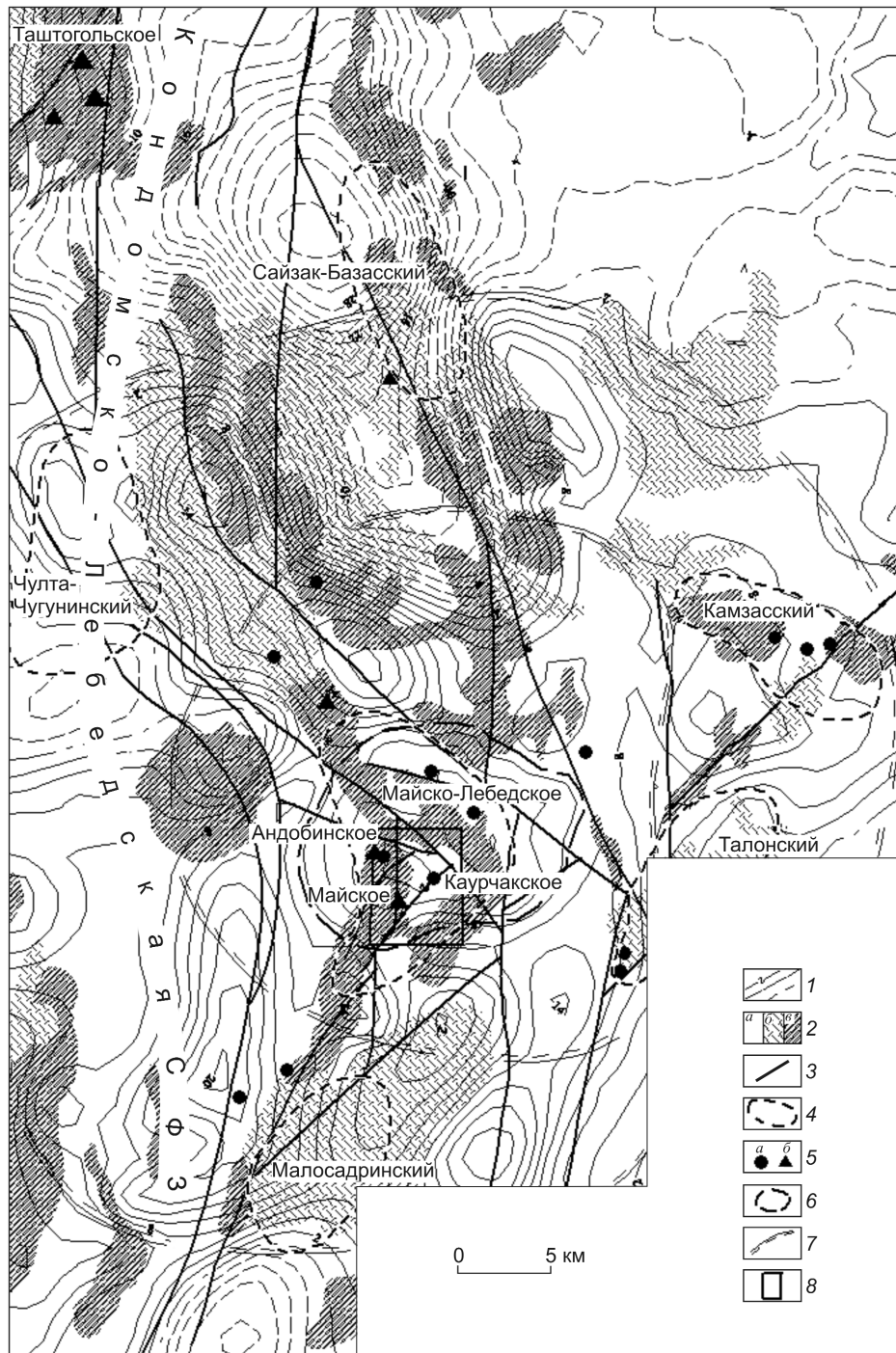


Рис. 1. Геолого-геофизическая модель Кондомо-Лебедского золотоносного района, по К.В.Тарakanову с незначительными изменениями:

1 — изолинии остаточных аномалий гравитационного поля от пересчета на высоту 7,5 км в мгал (положительные, нулевые, отрицательные); 2 — области магнитного поля (а — выравненного пониженного, б — знакопеременного сложной структуры, характерного для батолитов, в — повышенного, соответствующего трещинным интрузиям); 3 — региональные разломы; 4 — золоторудные узлы; 5 — месторождения и рудопроявления (а — золота, б — железа); 6 — Каурчакская очаговая структура; 7 — линеаменты телескопированной структуры; 8 — Майско-Лебедская площадь

что и определило сложность ее геологического строения. В целом история развития и рудогенеза площади позволяет отнести Майско-Лебедской рудный узел к площадям, перспективным на выявление крупных месторождений золота, относящихся по систематике А.А.Сидорова к ряду рудных формаций линии раннего рифтогенеза [3].

В более локальном структурном плане Майско-Лебедская площадь приурочена к узлу торцового сочленения двух золотоносных структур. В ее пределах юго-западная и северо-западная системы разломов, пересекающиеся под прямым углом, контролируют многочисленные проявления золоторудной минерализации. Кроме того, известны слабо проявленные субширотные разломы, отражающие структуры Западного Саяна, и субмеридиональные дизъюнктивы, обусловившие клавишно-блоковое строение территории с серией параллельных горстов и грабенов. Разнонаправленные системы трещинной тектоники разбивают ее на серию мелких блоков.

Интенсивная тектоническая проработка и связанная с ней высокая проницаемость в данном тектоническом узле обеспечили возникновение достаточно крупной очаговой структуры (рис. 1), которая фиксируется на космических снимках и проявляется аномалией пониженного гравитационного поля 8–16 мгал, а также опознана по методике соразмерного структурно-метрического анализа карт магнитного поля. Размеры структуры — 11 км с юга на север и 16 км с запада на восток. Эта очаговая структура является ядром более крупной структуры диаметром до 55 и даже 70 км [9].

Функционирование отмеченного очага привело к формированию трещинных интрузий — Майско-го, Магалакского, Чанышского и других массивов, а также не вскрытых интрузивных тел, фиксирующихся в магнитном поле. Интрузии подчеркивают систему наиболее проницаемых разломов территории, имеют различный состав от плагиогранитов до сиенитов, монзонитов и габбро-диоритов и характеризуются выдержанными аномалиями повышенного магнитного поля, что отличает их от близлежащих батолитов садринского комплекса (C_3-O_1). Дизъюнктивные структуры в сочетании с интрузивными массивами определяют конфигурацию Каурчакской вулканотектонической депрессии (ВТД), занимающей центральную часть площади.

Интрузии, их контакты и вулканогенно-осадочные толщи интенсивно дислоцированы в результате многократного подновления тектоники и перемещения блоков. Проницаемые трещинные зоны и особенно узлы их пересечения способствовали внедрению последующих порций расплавов и флюидов, сформировавших локальные очаговые струк-

туры и сопутствующее им оруденение. Они хорошо фиксируются в геофизических полях на различных гипсометрических уровнях [8] и соответствуют телам эруптивных брекчий, штоков монзонитов, монцодиоритов и габбро-диоритов, полям развития метасоматических пород (рис. 2).

Каурчакская ВТД представляет собой вулканотектоническую впадину (кальдеру), размером >5 км в поперечнике, заполненную вулканогенно-осадочной толщей, осложненной палеовулканическими аппаратами и другими локальными очаговыми структурами. Основная часть разреза депрессии представлена вулканитами андезито-базальтового состава с подчиненными прослоями терригенных и карбонатных пород. В северной части площади зафиксированы дациты и фельзиты. Толща прорвана дайками и субвулканическими телами среднего и средне-основного составов мощностью 1–10 м, реже 15–50 м, простирающимися на десятки и сотни метров. Северо-западная часть площади представляет собой опущенный блок Албаско-Андобинской грабен-синклинали, где вулканогенная толща перекрыта нижнедевонскими красноцветными терригенными отложениями.

Геологическое строение района изучено недостаточно. В связи с совмещением на рассматриваемой территории кембрий-ордовикского островодужного и коллизионного магматизма габбро-диорит-гранодиоритовой формации и силур-девонского магматизма габбро-монцодиорит-сиеногранитовой формации активной континентальной окраины возраст конкретных магматических образований остается дискуссионным и варьирует по данным разных исследователей от среднекембрийского до позднедевонского.

До недавнего времени к наиболее значимым золоторудным объектам территории относились Майское и комплексное Андобинское месторождения.

Андобинское комплексное золото-медно-молебден-магнетитовое месторождение расположено в северо-западной части площади в пределах Албаско-Андобинской грабен-синклинали. Руды залегают на глубине 200–300 м и локализуются в надапикальной части штока монзонитов в брекчиях туфов андезитов, перекрытых нижнедевонскими красноцветными песчаниками. Рудная зона мощностью 80–120 м сложена гранатовыми скарнами и метасоматитами карбонат-хлорит-серицит-полевошпатового состава, содержащими два линзообразных тела магнетитовых руд и сульфидную минерализацию. Мощности рудных тел до 20–33 м, протяженность 240–360 м, среднее содержание $Fe_{общ}$ 36,6%. По категории C_2 запасы Fe оценены в 20,5 млн. т. Прогнозные ресурсы месторождения по

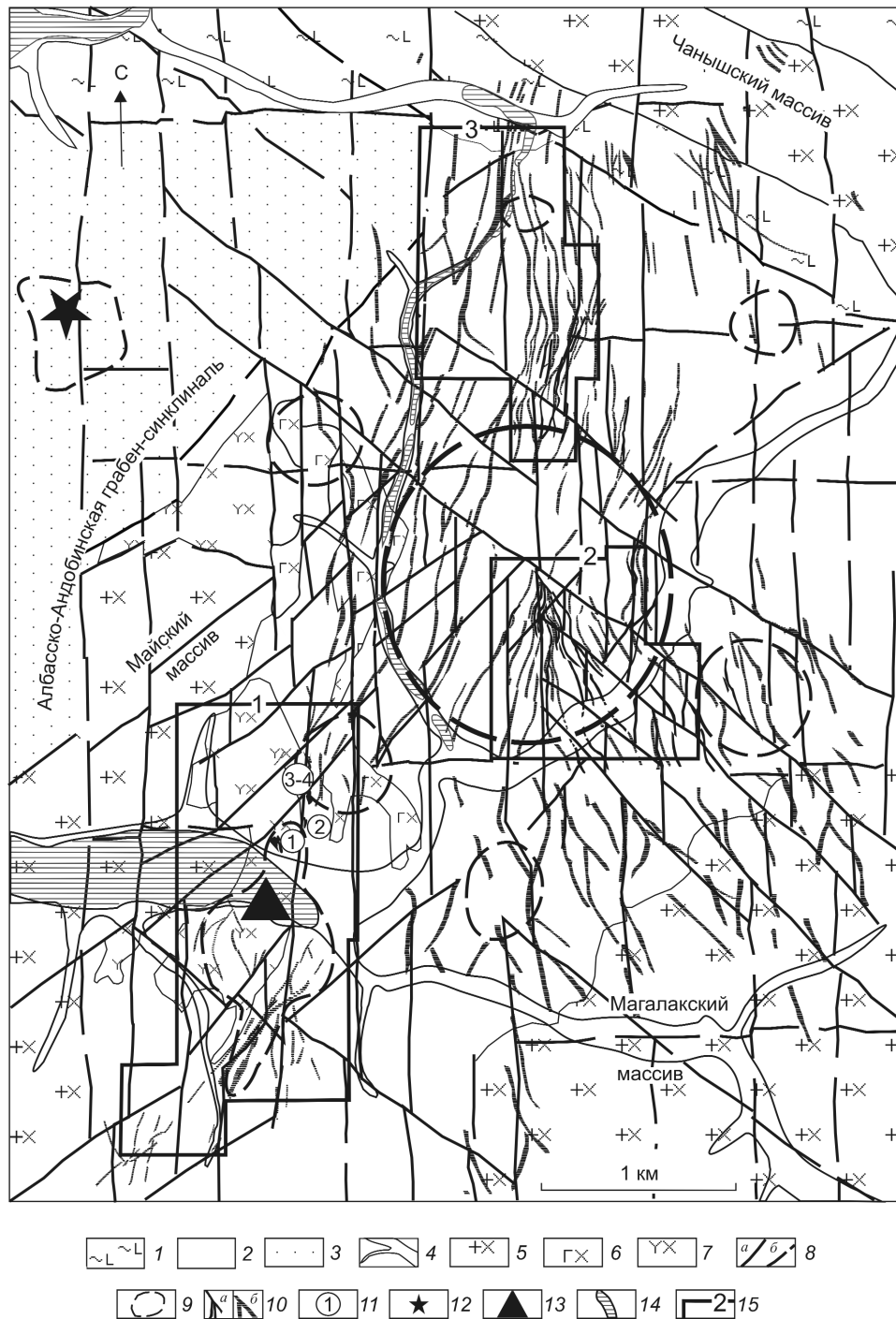


Рис. 2. Геолого-структурная схема Майско-Лебедской площади:

1 — зеленокаменно измененные, расланцованные диабазовые порфиры, их туфы, туфопесчаники, алевролиты, известняки, V–С₁; 2 — Каурчакская ВТД, андезитобазальты, андезиты, дациты, их туфы, туфобрекчи, туфопесчаники, известняки; 3 — красноцветные песчаники, алевролиты, гравелиты, D₁; 4 — пойменные отложения; 5 — диориты, гранодиориты; 6 — габбро-диориты; 7 — монодиориты; 8 — разрывные нарушения: а — рудоконтролирующие, б — прочие; 9 — очаговые структуры; 10 — минерализованные зоны: а — с установленным промышленным оруденением, б — с невыясненной золотоносностью и прогнозируемые; 11 — номера золоторудных тел Майского месторождения; 12 — Андобинское месторождение; 13 — Майское железорудное месторождение; 14 — промышленные россыпи золота; 15 — участки детальных поисковых работ: 1 — Майский, 2 — Правобережный, 3 — Семеновский

сумме категорий $C_2+P_1+P_2$ до глубины 800 м, по данным С.В.Моисеева (1990 г.), составляют 107,1 млн. т. Почти вся рудная зона и особенно ее верхняя часть содержит неравномерную прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию (пирит, халькопирит, молибденит, галенит). По данным опробования выделены два молибденовых рудных тела мощностью до 17–50 м с содержаниями Мо от 0,014 до 0,039% и два золото-медных мощностью 2–15 м с содержаниями Cu 0,57–1,95%, Au 0,5–0,6 г/т (до 1,2 г/т). Ресурсный потенциал Андобинского месторождения по категории C_2+P_1 оценен в 17,7 тыс. т Мо (среднее содержание 0,031%), 319,2 тыс. т Cu (0,57%) и 34,2 т Au (0,6 г/т).

Объемное моделирование магнитного поля и обработка геохимических данных, выполненные в последние годы, показали, что оруденение имеет значительно большие масштабы, чем установлено на основании бурения, а рудные процессы накладываются и на нижнедевонские красноцветные отложения. Анализ геолого-структурных и геохимических особенностей месторождения позволяет отнести его к медно-молибден-порфировой формации.

Золотое оруденение Каурчакской вулканотектонической депрессии в 2005–2007 гг. исследовалось на трех перспективных участках — Майском, Семеновском и Правобережном.

Участок Майский охватывает Майское золоторудное месторождение и его фланги. Золотая минерализация здесь совмещена со скарново-магнетитовыми рудами, открытыми значительно раньше.

Магнетитовые руды представлены четырьмя крупными телами и рядом более мелких рудных залежей. Мощность рудных тел варьирует от 2,5 до 25 м, протяженность первые сотни метров (200–400 м). Тела крутопадающие, сложены массивными неравномерно-зернистыми агрегатами магнетита с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, тетрадимита. В богатых рудах содержание $Fe_{общ}$ 41–54%, в средних — 36–37%. Запасы богатых руд до глубины 120 м по категории C_1 составляют 2,46 млн. т Fe. Бедные и средние руды на глубину 500 м оцениваются по категории P_1 в 25,0 млн. т Fe (Шинкарев и др., 1957 г.).

Это оруденение приурочено к сложнопостроенной, палеовулканической жерловине локализованной в западном экзоконтакте Майского интрузива. На современном эрозионном срезе палеовулканическая жерловина имеет сложную форму, вытянутую в меридиональном направлении (размеры 1,6×0,8 км). В пределах этой структуры, кроме эксплозивных туфов и туффитов, развиты экструзивные, субвулканические грубообломочные брекчии сие-нито-диоритов, монзонитов с глыбами и обломками

ороговикованных лав, туфов, гранат-пироксеновых скарнов и магнетитовых руд. Данная структура соответствует полю интенсивного развития скарнов и промышленной магнетитовой минерализации.

Магнетитовые тела подчеркивают концентрическое строение палеовулканической структуры. Объемное моделирование магнитного поля, выполненное К.В.Таракановым, показывает, что магнетитовая минерализация в виде желобообразного тела, окружающего ядерную часть палеожерла, погружается на юг под углом 50–70° на глубину >1000 м, увеличиваясь с глубиной. На основании этих данных потенциал магнетитового оруденения оценивается в 138 млн. т.

Золотое оруденение Майского месторождения открыто случайно во время разведки железных руд в 1958 г., и эксплуатировалось открытым способом в период 1959–1969 гг. За это время было добыто 1060 кг Au, оставшиеся 411,9 кг запасов сняты с баланса. Среднее содержание Au в рудах составляло 8,82 г/т. Месторождение плохо изучено и отработано лишь частично. В локализации золотого оруденения ведущую роль играет сложная система крутых рудоподводящих нарушений субмеридионального направления, разбитая серией сбросо-сдвигов северо-западного и северо-восточного простирания.

Рудное тело 1 Майского месторождения размером 40×20 м локализовано в зоне дробления и перекристаллизации существенно магнетитовых скарнов с цементом хлорит-амфибол-карбонатного (анкеритового) состава с сульфидами и золотом. В рудном теле 1 высокие содержания Au приурочены к кварцевым прожилкам с сульфидами (>50 г/т), а гранат-пироксеновые скарны и неизменные магнетиты содержат Au от 0,018 до 1 г/т (до 5 г/т). В рудах установлены магнетит, пирит, золото, халькопирит, сфалерит, галенит, тетрадимит, алтаит, калаверит [5].

Рудные тела 2, 3 и 4 имеют мощность от 1 до 17 м (в среднем 8 м) при их суммарной длине 200 м. Минерализация приурочена к брекчированным метасоматитам с мелкими прожилками кварц-альбитового, эпидот-хлоритового составов с халькопиритом, пиритом и золотом. Рудные интервалы локализованы как в линейных зонах дробления и расщепления, так и в субсогласной залежи метасоматически измененных пород в антиклинальной складке.

Данное месторождение относят к скарновому типу, однако исследования последних лет показали, что золотая минерализация более поздняя и существенно оторвана от скарновой и магнетитовой. Скарново-магнетитовые руды целиком сосредоточены в пределах палеожерла, подчеркивая его концентрическое строение, а золотые локализованы в подновленной субмеридиональной тектонической

зоне, рассекающей палеовулканический аппарат. При этом золотая минерализация выходит далеко за пределы скарново-магнетитовых образований, подчиняясь общим закономерностям локализации золотых руд, приуроченных к тектоническим зонам в вулканиках, выявленных на других участках.

Анализ минералогических и геохимических особенностей Майского месторождения показал, что основная золоторудная минерализация связана с формированием кварц-карбонат-серицитового прожилкования, сопровождающегося самородным золотом, теллуридами Bi, Ag, и Au, минералами Pb, Zn, Cu. Она сопровождается геохимическими аномалиями Te, As, Bi, Ag, Sb, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Co.

По данным опробования рудных тел 3 и 4 золото входит в две геохимические ассоциации: медную (Au, Cu, Ca,) и золото-серебрянную с полиметаллами и теллуrom (Au, Ag, Pb, Bi, Te, As, Zn).

Участок Правобережный, представляющий на сегодня наибольший промышленный интерес, локализован в центральной части Каурчакской вулканотектонической депрессии. Он приурочен к юго-западной части наиболее крупной очаговой структуры рудного поля, выраженной в рельефе и проявленной в строении аномальных геохимических полей.

В вулканогенно-осадочной толще, сложенной андезитовыми порфиридами, их туфами, туфопесчаниками и алевролитами, выявлены многочисленные минерализованные зоны дробления. Зоны имеют крутое падение и образуют сближенные системы сопряженных тел субмеридионального и северо-западного направления. Ряд зон характеризуются промышленной золотоносностью.

Зоны представлены эпидот-(цоизит)-актинолитовыми и кварц-серицит-альбитовыми реже альбит-(хлорит)-серицит-кварцевыми метасоматитами. В их пределах нередко развиты одна (осевая) или серия маломощных жил и системы прожилков кварца, часто сульфидизированного. Рудная минерализация наложена на метасоматиты и жильные образования и обычно представлена несколькими генерациями.

Наиболее типичные рудные минералы — пирит, халькопирит, блеклая руда, арсенопирит, галенит, иногда присутствуют молибденит, магнетит, гематит. В окисленных рудах фиксируются лимонит, пиrolюзит, малахит, азурит, пироморфит, миметезит, иногда вольфенит, гидроксиды Mn.

Кроме Au и Ag, в рудах, как правило, присутствуют As, Pb (0,03–0,1%), Cu, Zn (0,1–1%), Cd, Bi, Te (0,01–0,1%), Mn (1% и более), Fe (8–30%).

На сегодня прогнозные ресурсы данного участка площадью ~1 км² до глубины 210 м оценены в 27 т Au и 50 т Ag по категории P₁ и 26 т Au и 34 т Ag по категории P₂. Выделенные рудные тела имеют мощ-

ность 0,5–9,5 м, протяженность от 160 до 500 м при средних содержаниях Au 5,2 г/т, Ag от 2,0 до 40,0 г/т. Системы сближенных рудных тел пригодны для открытой отработки. При этом минерализованные зоны не оконтурены на глубину, а также продолжают за пределы участка как на север, так и на юг.

Участок Семеновский расположен в северной части площади. В его центральной части фиксируется локальная очаговая структура, представленная субвулканическими порфиридными диоритами и диоритовыми порфиридами. По геофизическим данным на территории участка эрозией вскрываются самые верхние части мощного диоритового штока. Кроме того, фиксируются субвулканические дайки среднего состава и области развития эруптивных брекчий. Значительная часть участка перекрыта корой выветривания мощностью от 5 до 40 м. На выветренном водоразделе в нижней части коры выветривания подземным способом отработана высокопродуктивная элювиальная россыпь золота.

По данным горно-буровых работ в пределах участка выявлено >60 минерализованных зон дробления мощностью от 0,3 до 8,5 м. Содержания Au варьируют от 0,1 до 5–15 г/т, Ag от 2 до 50 г/т. Зоны образуют серию сближенных, относительно крутых (55–75°) линейных тел, наличие которых установлено до глубин 200–250 м. Зоны представлены низкотемпературными метасоматитами кварц-карбонат-хлорит-серицитового, эпидот-альбит-кварц-хлорит-серицитового составов с вариациями от альбит-серицитового до хлорит-серицитового и серицит-кварцевого (кварциты), развитыми по дацитам и туфам андезитов.

Метасоматиты обычно рудоносны. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, арсенопирит, реже встречаются галенит, сфалерит, тетраэдрит, молибденит, теллуриды, отмечены гессит, самородное серебро и золото. Из теллуридов наиболее распространен теллуровисмутит (Bi₂Te₃), реже — цумоит (Bi₂Te₂), тетрадимит (Bi₂Te₂S). Обнаружен бенжаминит (Ag_{1,3} Cu_{1,7})(Bi₅Pb₂)S₁₂ [1].

В пробах из керна скважин Au и Ag имеют значимые (>0,6) коэффициенты корреляции с Cu, Pb, Zn, As, Mo, Bi и Te. При этом выделяются две наиболее продуктивные ассоциации, иногда несколько разобщенные в пространстве — золото-полиметаллическая (Pb-Zn-As-Cu-Au) и золото-серебряная (Cu-Ag-Bi-Te-Au). В местах наложения ассоциаций друг на друга формируются наиболее богатые руды.

Таким образом, на Майском, Правобережном и Семеновском участках выявлено однотипное золотое оруденение, характеризующееся общими закономерностями формирования и условиями локализа-

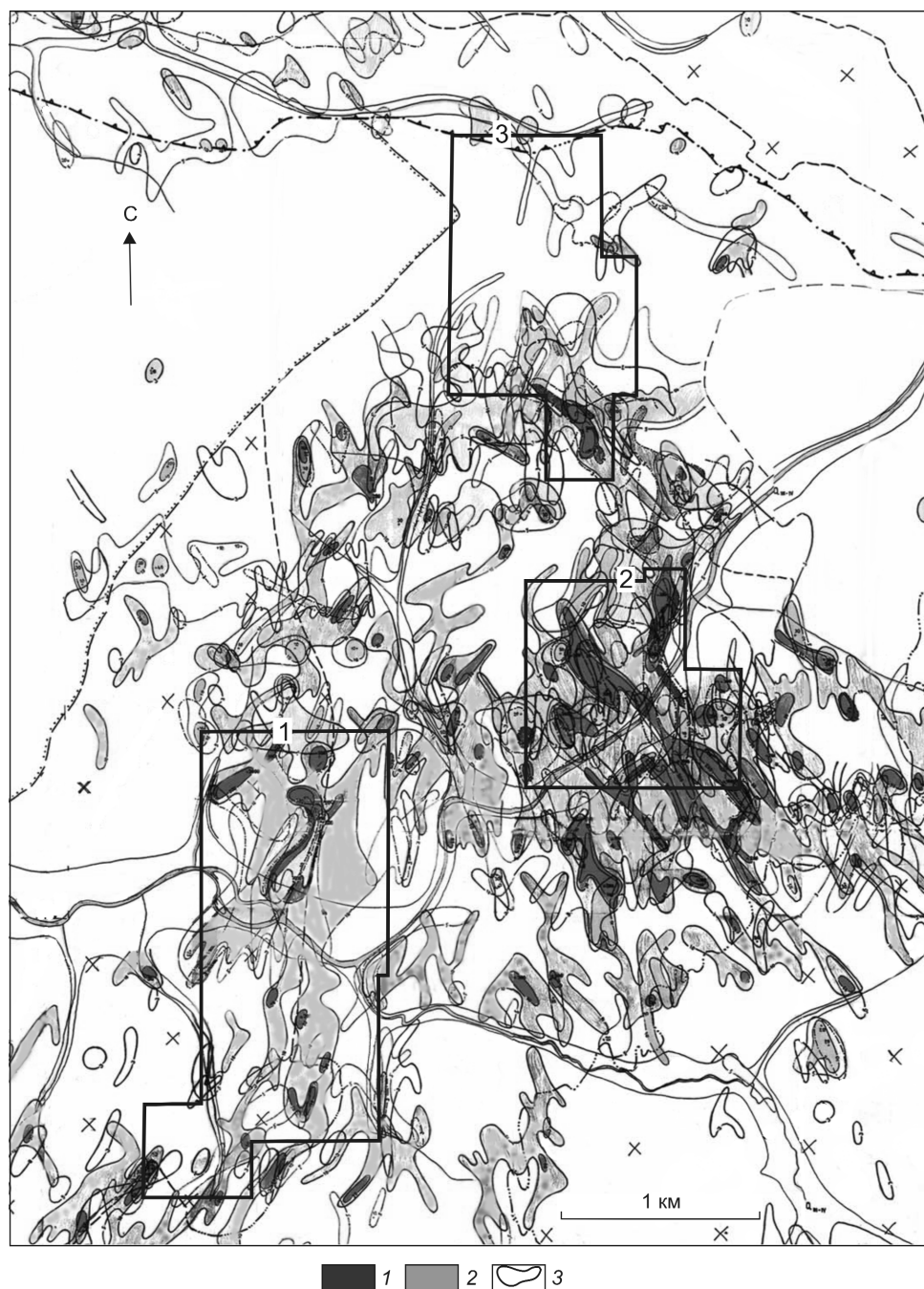


Рис. 3. Аномальное геохимическое поле золота и элементов-спутников, по данным литогеохимического опробования вторичных ореолов рассеяния, м-б 1:10 000, Н.П. Ширякин, 1991 г.:

1 — высокоаномальные ореолы золота; 2 — аномальные ореолы золота и элементов-спутников (Ag, Cu, As, Pb); 3 — слабоаномальные ореолы элементов-спутников; остальные усл. обозн. см. рис. 2

ции. При этом отмеченные участки располагаются на флангах единой рудной системы, приуроченной к наиболее крупной очаговой структуре в центре Каурчакской вулканотектонической депрессии. Это хорошо иллюстрирует аномальное геохимическое

поле, образующее единую систему радиально-концентрического строения (рис. 3).

Золотое оруденение названных участков и других рудопроявлений Каурчакской депрессии закономерно локализуется в сложной трещинной систе-

ме над глубинным очагом, на некотором удалении от его эпицентра. Все это позволяет рассматривать оруденение участков как фрагменты единого *Каурчакского месторождения*.

Рудные тела месторождения представлены минерализованными зонами дробления, штокверками и подэкранными залежами. Руды имеют сложный состав. Преобладающие нерудные минералы — кварц, альбит, эпидот, хлорит, кальцит, серицит, турмалин, гидрослюда, каолинит, монтмориллонит. В скарнированных породах наблюдаются гранаты, пироксены, амфибол и др. Среди рудных минералов преобладают сульфиды группы железа и меди — пирит, пирротин, магнетит, халькопирит, халькозин, борнит, ковеллин, с которыми ассоциируют теллуриды висмута, свинца и золота (тетрадимит, алтаит, калаверит и др.), а также молибденит, галенит, арсенопирит, сфалерит, шеелит, самородное золото.

Золото в рудах преимущественно свободное, но присутствует и связанное в сульфидах. Гравитационным путем из руд извлекается от 73,8 до 85% металла. Крупность выделений самородного золота от нескольких микрометров до нескольких миллиметров, преобладает размер в десятые доли миллиметра, реже до 2–3 мм и более. Нередко отмечаются кристаллические выделения золота октаэдрического габитуса размером 0,1–0,3 мм, иногда до 10 мм. В россыпях территории часто встречаются самородки золота массой до 200 г. Пробность золота по данным микрозонда варьирует от 680 до 980%. Оно часто содержит значительные примеси Cu (от 0,003 до 0,062%), Hg (0,2–3 до 20%) и Ag. Среднее отношение Au/Ag в рудах территории колеблется в пределах 1:3–1:8.

Золоторудная минерализация сопровождается средне-низкотемпературной пропилитизацией вплоть до ее продвинутых стадий — серицитизации, окварцевания, выделяемых некоторыми исследователями в самостоятельную березитовую формацию. Минеральные ассоциации, исследованные на Семеновском участке, указывают на то, что процессы пропилитизации происходили в интервале температур 150–250°C. Процесс метасоматоза был многоактный, выделяется до десяти самостоятельных стадий и фаций. В общем виде последовательность формирования метасоматитов следующая: эпидот-актинолитовая, эпидот-хлоритовая пропилитизация сменяется более низкотемпературными образованиями эпидот-альбит-хлорит-кальцитового состава, а затем формируются метасоматиты кварц-серицитовой фации (березиты) с хлоритом, на которые накладываются кварцевые, кварц-анкерит-серицитовые прожилки, несущие золотосульфидную минерализацию. При этом от более ранних

метасоматитов к более поздним отмечается нарастание содержания золота.

Рудные зоны с промышленным содержанием Au характеризуются накоплением Sb, Bi, As, Au, Ag, Cu, Mo, Te, Pb, Zn, Fe и выносом петрогенных элементов Al, Zr, Ti, V, Ba, Cr, Sr, а периферические зоны пропилитизации (эпидот-хлоритовая фация) — повышенными содержаниями Cr, Ni, Co.

В целом по геологическому строению и геохимическим особенностям Каурчакское месторождение достаточно точно соответствует многофакторной модели месторождений золото-серебряной формации, связанных с вулканотектоническими депрессиями (таблица) [2, 6]. При этом Каурчакское месторождение обнаруживает сродство с Андобинским месторождением медно-молибден-порфирирового типа, которое проявляется в общности геолого-структурных позиций и геохимических особенностей данных объектов. В обоих месторождениях в рудной группе геохимических элементов ядром являются Fe-Cu-Mo-Au-Ag, имеющие в большинстве выборок максимальные положительные коэффициенты корреляции между собой. Все это позволяет рассматривать Каурчакское месторождение как продукт функционирования порфирировой системы, вскрытой в самых верхних частях. Это хорошо согласуется с опубликованными моделями, в которых золото-серебряное оруденение закономерно локализуется в верхних и фланговых частях порфирировых систем [4].

По данным объемного моделирования магнитного поля центральная часть Каурчакской очаговой структуры приурочена к приподнятому блоку, в котором на глубинах >1000 м, в основании депрессии, отмечается трубообразная аномалия, интерпретируемая как магмо-, флюидоподводящий канал [8]. Аналогичная структура фиксируется и под Андобинским месторождением.

Размер рудной системы, вмещающей Каурчакское месторождение, на современном эрозионном срезе определяется комплексным аномальным геохимическим полем золота и элементов-спутников, которое составляет в поперечнике 4–5 км и охватывает значительную часть Каурчакской ВТД. Рудная система в целом локализуется внутри депрессии и лишь на юго-западе, юго-востоке и, вероятно, на севере по отдельным тектоническим структурам выходит за ее пределы. При этом многочисленные разнонаправленные минерализованные зоны образуют над глубинным очагом единый мегаштокверк.

Анализ тектонических структур, строения аномальных геохимических полей, морфологии рудных тел и их наиболее обогащенных участков показывает, что наиболее проницаемыми структурами в период рудоотложения были субмеридиональные

Сравнительная характеристика элементов прогнозно-поисковых моделей известных золото-серебряных месторождений и Каурчакского месторождения, по данным [2]

| Месторождения | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|--|--|--|---|
| Рудный район | Каурчакское | Каурчакское | Каурчакское | Каурчакское |
| Месторождения | Многовершинное | Дукат | Дукат | Каурчакское |
| Рудный район | Нижнеамурский Au | Дукатский (Sn)-Ag | Дукатский (Sn)-Ag | Кондомско-Лебедской Au (Fe-Sn-Mo) |
| Геологическая структура, контролирующая положение рудного узла, рудного района | Ульская очаговая вулканоплутоническая структура (по морфологическому типу текстомагматическое подъятие) овальной формы, в диаметре 35–40 км, площадью ~1000 км ² , расположена на пересечении зон глубинных разломов северо-восточного и субширотного простираний, в створе скрытого субмеридионального разлома | Ульская очаговая вулканоплутоническая структура (по морфологическому типу текстомагматическое подъятие) овальной формы, в диаметре 35–40 км, площадью ~1000 км ² , расположена на пересечении зон глубинных разломов северо-восточного и субширотного простираний, в створе скрытого субмеридионального разлома | Вулканотектоническая депрессия в пределах расширенной части рифтогенного прогиба, имеет сложное строение, размеры 15×40 км, площадь около 600 км ² , возникла на пересечении прогиба серий локальных разломов северо-восточного простирания | Каурчакская очаговая вулканоплутоническая структура внешним диаметром до 70 км, ядерная часть размером 11×16 км пространственно приурочена к зоне торцевого сочленения Кондомско-Чаньшского и Лебедского-Майского фрагментов Кондомско-Лебедского вулканоплутонического пояса |
| Геофизический анализ рудного района или рудного узла | Локальная изометричная аномалия пониженных значений силы тяжести, с амплитудой 16 мгал; в магнитном поле положительная аномалия, достигающая интенсивности ~1000 гамм | Локальная изометричная аномалия пониженных значений силы тяжести, с амплитудой 16 мгал; в магнитном поле положительная аномалия, достигающая интенсивности ~1000 гамм | Рудному району соответствует региональная отрицательная гравитационная аномалия, отвечающая крупному силдобразному гранитоидному плутону, залегающему под Дукатским месторождением на глубине 1,2–1,5 км | Рудному узлу отвечает отрицательная гравитационная аномалия изометричной формы, пониженное магнитное поле в центральной части обрамлено контрастными положительными аномалиями, вызванными интрузивными массивами среднего состава |
| Элементы строения рудного узла, определяющие позицию рудного поля | Вулканотектонический грабен, наложенный на северо-западную периферийную часть Ульской структуры, контролируется зоной субширотных разломов, имеет размеры 10×12 км, площадь около 100 км ² ; «выдаивнут» за пределы внутреннего контура Ульской структуры | Вулканотектонический грабен, наложенный на северо-западную периферийную часть Ульской структуры, контролируется зоной субширотных разломов, имеет размеры 10×12 км, площадь около 100 км ² ; «выдаивнут» за пределы внутреннего контура Ульской структуры | Вулканотектоническая депрессия в пределах расширенной части рифтогенного прогиба, имеет сложное строение, размеры 15×40 км, площадь около 600 км ² , возникла на пересечении прогиба серий локальных разломов северо-восточного простирания | Вулканотектоническая депрессия в пределах расширенной части рифтогенного прогиба, имеет сложное строение, размеры 15×40 км, площадь около 600 км ² , возникла на пересечении прогиба серий локальных разломов северо-восточного простирания |
| Размещение месторождения в структуре рудного поля | Промышленное оруденение сосредоточено в тектоническом блоке, размерами 4–(5–5,5) км, площадью ~20 км ² , отличающемся наиболее высоким положением в структуре рудного поля и максимальным проявлением вулканизма | Промышленное оруденение сосредоточено в тектоническом блоке, размерами 4–(5–5,5) км, площадью ~20 км ² , отличающемся наиболее высоким положением в структуре рудного поля и максимальным проявлением вулканизма | Тектонический блок площадью ~2,5 км ² (2,0×1,2 км), ограниченный северо-восточными и северо-западными разломами, возникший на основе палеодепрессии на склоне вулканокупольного сооружения | Интенсивно дислоцированная центральная часть депрессии над глубинным вулканическим очагом преимущественно вокруг его эпицентра |
| Рудомещающий комплекс, возраст, контроль оруденения | Андезиты, лавобрекчия андезитов, дорудные дайки липаритов и гранодиорит-порфиров, датий-палеоцен (70–48 млн. лет); алевролиты, поздияя гора – ранний мел. Литологический контроль вулканическими образованиями, экранирование осадочными породами | Андезиты, лавобрекчия андезитов, дорудные дайки липаритов и гранодиорит-порфиров, датий-палеоцен (70–48 млн. лет); алевролиты, поздияя гора – ранний мел. Литологический контроль вулканическими образованиями, экранирование осадочными породами | Рисовиты, липариты и их туфы, игнимбриты риолитов, дациты, андезиты, ранний мел (120 млн. лет), алевролиты, экспозивно-брекчиевые образования. Литологический контроль — экранирование оруденения осадочными породами (омсуканской серии) и межформационным горизонтом конгломератобрекчий | Андезиты, андезитобазальты, их туфы, горизонты туфритов, риодациты и дацитандезиты, их туфы, экспозивно-брекчиевые породы |
| Формаций околорудных метасоматитов | Площадные низко- и среднетемпературные прошилиты, биотитовые роговики и ороговиванные породы; кварц-серпичит-карбонатные, кварц-серпичит-адуляровые метасоматиты (березиты); грейбены, кварц-нолешаговые, кварц-турмалиновые метасоматиты, сканриодиты, артиллизиты | Площадные низко- и среднетемпературные прошилиты, биотитовые роговики и ороговиванные породы; кварц-серпичит-карбонатные, кварц-серпичит-адуляровые метасоматиты (березиты); грейбены, кварц-нолешаговые, кварц-турмалиновые метасоматиты, сканриодиты, артиллизиты | Хлорит-гидрослюдасто-кварцевые метасоматиты, дорудные; адуляр-альбитсодержащие, синрудные; сканриодиты, турмалиносодержащие, хлорит-карбонатные высокотемпературные образования послерудные | Площадные актинолит-эпидотовые и эпидот-альбит-хлоритовые прошилиты, линейные кварц-серпичит-хлоритовые и кварц-серпичит-карбонатные (березиты); зоны окваривания; кварц-турмалиновые; сканриодиты; артиллизиты (*) |

Параметры аномалий среды и рудомещающих структур

Продолжение таблицы

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|---|---|--|
| Рудовмещающие структуры | Система крутопадающих разломов северо-восточного простирания, часто наследующих контакты жерлони, субвулканических тел линейного типа. Протяженность рудовмещающих структур до 7 км (Главный разлом) | Зоны тектонического brecciation, системы субпараллельных сбlijженных трещин скалывания (зоны локальной трещиноватости), разрывы, выполненные милонитами, флюидальность в фельзитах. Рудовые зоны локализованы в структурах, дорудного заложения преимущественно субмеридионального простирания, синрудного заложения — северо-западного простирания. Рудовмещающие структуры круто- (60–90°) и пологопадающие (18°). Протяженность рудовмещающих структур до 2 км | Сопряженные системы крутопадающих сбlijженных субпараллельных трещин субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний инородно наследующие контакты субвулканических тел. Протяженность рудовмещающих структур до 5 км |
| Морфологические типы рудных тел и зон | Жилкообразные мощные зоны, жилы, зоны штокерковой минерализации. Протяженность по laterали до 450 м, на глубину 180–350 м. Мощность 10–80 м, в среднем 9–16 м | Протяженные (1,2–1,4 км) зоны, включающие мощные (3–5 м) до 10 м стволые жилы с ореолом опирающихся штоков, минерализованные блоки инь-екционных трещин, прожилково-вкрапленная минерализация мощностью 2–3 м, жилы мощностью 1–2 м. Вертикальный размах оруденения в зонах 300–500 м, мощность 5–100 м | Минерализованные зоны дробления мощностью от 0,5 до 9,5 м протяженностью до 500 м, на глубину до 300; штокерки |
| <i>Минералого-геохимические параметры оруденения</i> | | | |
| Возраст оруденения, млн. лет | 78–50 (лат-палеоцен) | (84±1)–(74±1), ранне-позднемицеловой | Предположительно послераннедевонский |
| Этапность формирования | Полнэтапное: I — главный золоторудный, II — скарновый, III — редкометалло-турмалиновый | Полнэтапное: I — ранний (K ₁), золотосеребряный, II — поздний (K ₂), преимущественно серебряный | Полнэтапное: I — скарно-магнетитовый, II — золотосульфидный, III — главный, золотополиметаллический и золото-серебряный (с теллуридами) |
| Минеральные типы | Золото-теллуридный | Серебро-акантитовый с золотом | Золото-полиметаллический, золотосеребряно-теллуридный |
| Отношение Au/Ag | От 10:1 до 1:20 (среднее 1:3,8) | От 1:250 до 1:2000 (I этап 1:340, II — 1:550) | От 3:1 до 1:10 (среднее 1:5) |
| Сульфидность руд, % | 0,5–1 | 5–25 | 1–5 |
| Продуктивные минеральные комплексы | Золото-(серебро)-кварц-адуляровый с сульфидами и сульфосолями, золото-кварц-родонит-карбонатный с теллуридами | Самородное серебро с рассеянным золотом и кюстенлитом. Сульфиды, халькогениды серебра (сульфополитимониты, сульфостаннаты, сульфобисмутиты), селениты, теллуриды, интерметаллиды. Среди них преобладают акантит, фрейберит и серебро-сурьмяные сульфосоли — параритрит, степенит. Проба Au 300–600, в единичных случаях 750–780‰ | Золото-(серебро)-кварцевый с сульфидами сульфосолями и теллуридами |
| Минеральные формы золота, серебра, проба | Самородное золото (ультратонкое, тонкое, видимое >0,01мм), теллуриды золота, серебра, метаморфическое золото; серебро самородное; сульфиды, сульфосоли, теллуриды, селениты серебра Au-I — 750–940‰, Au-II — 550–750‰ | Самородное серебро с рассеянным золотом и кюстенлитом. Сульфиды, халькогениды серебра (сульфополитимониты, сульфостаннаты, сульфобисмутиты), селениты, теллуриды, интерметаллиды. Среди них преобладают акантит, фрейберит и серебро-сурьмяные сульфосоли — параритрит, степенит. Проба Au 300–600, в единичных случаях 750–780‰ | Самородное золото свободное тонкое, видимое — мелкое; резе в сульфидлах, сульфосолях, теллуридах. Проба Au от 680 до 980‰ |
| Размерность выделений, мм | Au 0,02–0,1 до 2, Au ₂ 0,001–0,4 | Ag 0,01–0,5 | Au 0,05–0,4 |

Продолжение таблицы

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|--|---|--|
| Содержание полезного компонента (среднее по объекту), г/т | Au 10–70 (20), Ag 5–254 (75–80) | Ag 0,5–16,4 кг/т (300), Au 7–10 г | Au 0,3–35,2 г/т до 1,9 кг/т (5); Ag 2,0–80,0 г/т |
| Специфические особенности минерального состава | Фосфаты, минералы сканонидов (воластонит, гранат, турмалин и др.). Марганцевая минерализация. Руды имеют Se-Te специализацию | Редкие минералы серебра в широком видовом спектре. Сосредоточение большого количества серебра в пирите. Минералы сканонидов (гельвин, турмалин и др.). Марганцевая минерализация. Самородная медь, хром | Марганцевая минерализация (чернь), турмалин, минералы висмута, теллура; золото содержит значительные примеси Cu от 0,003 до 0,062%, Hg 0,2–3 до 20% |
| Морфология выделений самородного золота, серебра | Цементационные, интерстициальные, трещинные, пленочная, чешуйчатая, ячеистая, губчатая | Некаменные, шестигонные, пухом выраженные) и их сростки | Кристаллы чаще октаэдрические, мелкие имеют стержневую до округлой поверхность |
| Тип и признаки метаморфизма | Термальный и гидротермальный; полиэдрическая зернистость, твердофазное разложение теллурида золота с выделением самородного золота; рекристаллизация, грануляция, дезинтеграция золотин; гомогенизация (утрата) зонального строения низкотемпературного золота; возрастание дисперсии пробы золота при увеличении его средней пробы; диффузионные каймы; появление новообразованных кристаллов золота | Каплевидная, эмульсионная, коллоидная, нитевидная Термальный и гидротермальный; регенерация серебряных минералов с новообразованием кайм акантита на галените и сфалерите, фрейбергита и пираргирита на халькопирите, тонкой эмульсии самородного серебра и акантита в пирите и халькопирите; рекристаллизация значительной части рудных минералов с массовым отложением акантита и самородного серебра; ступенчато-слоистый рельеф зерен самородного серебра; возникновение на поверхности серебра зародышей и новообразованный самородного серебра и перерожденных сульфидов | Термальный и гидротермальный, низкотемпературный метасоматический, возрастание дисперсии пробы золота при увеличении его средней пробы, диффузионные каймы; появление новообразованных кристаллов золота |
| Температурный режим, °С и состав растворов | I этап 100–470, растворы бикарбонатно-сульфатно-Na-K-Ca, обогащенные K, F, Cl при формировании I продуктивной ассоциации. Na, Cl — при формировании II продуктивной ассоциации. II этап 105–770 (550), растворы Mg-Ca-SO ₄ , H ₂ SiO ₃ состава; III этап — 180–440, растворы Na-K-HCO ₃ -HSiO ₃ состава. Инверсии температур вызваны внедрением внутривулканических интрузий и даек | I этап 300–440. II этап 290–460, при средней 350–370, в условиях низкой солёности растворов (1,8–5,3% NaCl-экв). Высокотемпературный режим поздних стадий. Высокая газонасыщенность вулканических, насыщенная рудообразующим процессом. Аномальный температурный режим с инверсиями температур, обусловленными внедрением гранитоидного массива | Процессы пропилитизации происходили в интервале температур 150–250 |
| Специфические особенности рудообразования | Сложный многостадийный процесс минералообразования. Своеобразно наличие послерудных сканонидов ассоциаций. Локализация рудных тел в корневых частях вулканических аппаратов, обилие типов тектур руд, парагенезис золота с апатитом, присутствие теллуридов в рудах позволяют считать рудообразование полиформационным, сочетающим черты близкороверстных и среднетемпературных условий формирования | Повышенная восстановительная обстановка рудообразования (вследствие наличия пропалектов угленосных сланцев в вулканиках). Сложный многостадийный процесс минералообразования. Руды обладают характерными признаками рифтогенной природы (повышенная марганцевистость, сульфидность, кадмистость) | Многостадийный процесс. Наличие высоко-, средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций. Широкий спектр рудных минералов, сопутствующих золотоорудению, от молибдена до теллуридов и кивовари. По пробыности и содержанию примесей выделяется несколько разновидностей золота |

Продолжение таблицы

| I Глубина формирования оруденения, км | 2 ~I, переходная от близповерхностных к среднеглубинным | 3 I—1,5 | 4 Переходная от среднеглубинной 1,5–1,0 к близповерхностной (0,5–0,2) |
|--|--|---|--|
| Генетическая модель рудообразования | Вулкано-плутоническая модель рудообразования: I золоторудный этап связан с данин-палеоценовым вулканизмом. II и III этапы скarioвый и кварц-турмалиновый, в процессе которых происходила регенерация золота с многофазным становлением Бекчульского интрузивного массива | Вулкано-плутоническая модель рудообразования: ранний этап оруденения (Au-Ag) связан с раннемеловыми субвулканическими образованиями риолитового и фельзитового составов, поздний (Ag) — с внедрением в позднем между плутона | Вулкано-плутоническая модель рудообразования: оруденение связано с многоэтапным функционированием глубинного очага, внедрением интрузий и субвулканических тел |
| Результатирующая генетическая модель | Рудообразование золото-серебряного оруденения в наиболее полном варианте предполагает участие в рудно-магматической системе вулкано-генной, плутогенной и рудогенной составляющих. Телекопированное полиэтапное и многостадийное оруденение часто с различной геохимической специализацией руд разных этапов паратетически связано с длительным многофазным становлением вулкано-плутонической ассоциации магтино-корового (по Э.Г. Дистанову, 1996) происхождения, с комбинированными источниками рудного вещества и флюидов. Оглубинности геологических процессов свидетельствуют признаки гибризма сопровождающих оруденение магматических образований, приуроченность месторождений к узлам длительной эндогенной активности — омастовым структурам, размещенным на пересечении региональных тектонических нарушений, связанных с простиранием вулкано-плутонических поясов, с крупными зонами поперечных дислокаций. Вулкано-плутонические ассоциации включают продукты абиссального, порфирирового и близповерхностного магматизма. Редуцированный вариант развития рудно-магматической системы — вулкано-генной гидротермальной — включает вулкано-генную и рудогенную составляющие | Золото-серебряное оруденение связано главным образом с андезит-дацит-риолитовым вулканизмом, преобразовано под влиянием интрузий диорит-гранодиоритового ряда, формируется в диапазоне температур от 120–150 до 450–500°C, сопровождается инверсионными температурными скачками и флюктуиацией физико-химических параметров растворов. Руды отличаются сложным минеральным составом и широким геохимическим комплексом рудообразующих элементов. Формирование руд происходит на глубинах 0,5–1,5 км, от близповерхностных до переходных к среднеглубинным. Для золото-серебряного оруденения характерна преемственность магматических и рудных процессов, что выражено в приуроченности рудных полей к палеовулканическим сооружениям, а фаций, в нарастающем количестве летучих соединений рудных тел к жерновой и околожерновой группам во флюидизированных породах от ранних к поздним, также в сходстве состава газово-жидких включений в породах и рудных образованиях | Золотое оруденение многостадийное, связано с длительным многоэтапным функционированием очаговой структуры, сформировавшей многочисленные вулканотенные, плутогенные и рудогенные образования; рудно-магматическая система магтино-корового происхождения, с комбинированными источниками рудного вещества и флюидов. К палеожернам и эжоскантактам интрузий приурочено высоко-температурное скarioво-магнетитовое оруденение, к надшахальным частям — медно-молибден-порфирировое оруденение; на удалении от этих образований в трещинной системе над локальным очагом формируется более низкотемпературное золото-серебряное оруденение |

системы трещиноватости (зоны растяжения). Эти структуры имеют максимальную протяженность, с ними связано внедрение даек и субвулканических тел диоритов, габбро-диоритов и широкое распространение околорудно измененных пород. При этом наиболее продуктивные рудные тела и рудные столбы чаще локализируются в сколовых трещинных зонах северо-западного, реже северо-восточного простирания. Узлы пересечения отмеченных структур наиболее благоприятны для рудоотложения и формирования рудных столбов.

Геолого-геохимические признаки показывают в целом небольшой (верхнерудный) эрозионный срез рудной системы. Об этом свидетельствуют высокие содержания Ag, Sb, Hg, As. При этом к северу от Правобережного участка эрозионный срез уменьшается — увеличивается роль Cu, As, Ag, повышается отношение Ag/Au, уменьшается пробность золота, возрастает количество кремнезема в минерализованных зонах вплоть до формирования кварцитов, развиваются образования, предположительно относящиеся к аргиллизитам [1].

Малый эрозионный срез и геолого-структурные построения по геофизическим данным свидетельствуют о вертикальном размахе рудной системы >1000 м [8]. Несомненно, столь значительные размеры рудной системы дают основание прогнозировать и крупный масштаб Каурчакского месторождения, что целиком подтверждается имеющимся фактическим материалом. На сегодня оруденение с промышленными параметрами прослежено более чем на 3 км от южного края участка Правобережный до северного края Семеновского участка. Установленный вертикальный размах золоторудной минерализации >300 м без признаков снижения продуктивности. Суммарный ресурсный потенциал только в пределах трех изучавшихся участков оценивается в 68 т Au, 107 т Ag (P₁+P₂). Из них, по данным ЦНИГРИ, апробированы и приняты лишь следующие прогнозные ресурсы Au: 2,5 т на Майском месторождении, 3 т на Дальнем рудопроявлении (юго-западная оконечность Майского участка) и 10 т на Правобережном участке.

Геохимические ресурсы Майско-Лебедской площади, рассчитанные В.Г.Ворошиловым по вторичным ореолам рассеяния до глубины 200 м, составляют 552 т Au и 750 т Ag. Применяв коэффициент перевода геохимических ресурсов в ресурсы балансовых руд, который для крупных месторождений составляет 0,863 [7], получаем ресурсы Каурчакского месторождения в 476 т Au и 647 т Ag.

Таким образом, выполненные исследования полностью подтвердили предложенную нами в

2000 г. модель золоторудных проявлений данной площади и доказали промышленную ценность объекта. При этом ограниченные объемы горно-буровых работ не позволили должным образом опосредовать всю площадь месторождения (и даже изучаемых участков) и раскрыть реальные масштабы объекта. Это в некоторой степени компенсирует рассмотренная модель, которая дает представление о строении и масштабах объекта, позволяет оптимизировать дальнейшие геологоразведочные работы.

Отметим большой вклад в исследование Майско-Лебедской площади и открытие Каурчакского месторождения геологов А.Н.Платонова, В.Г.Огнева, К.В.Тараканова, С.Д.Башева, А.М.Кузнецова, Н.А.Бакшеева, В.Г.Ворошилова, А.Н.Уварова, И.В.Демидова и др., чьи материалы использованы в данной статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ворошилов В.Г., Санин В.Н., Тимкин Т.В.* Аномальные геохимические поля зон сульфидной минерализации Майско-Лебедского золоторудного узла // Изв. Томского политехнического ун-та. 2006. Т. 309. № 3. С. 36–41.
2. *Золото-серебряные месторождения / М.М.Константинов, Н.П.Варгунина, Т.Н.Косовец и др.* – М.: ЦНИГРИ, 2000.
3. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. – М.: Научный Мир, 2000.
4. *Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В.* Меднопорфировые месторождения. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
5. *Павлова Л.К.* Геохимия золота в Майском золоторудном месторождении // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, 1976. С. 105–112.
6. *Прогнозирование и поиски месторождений золота / В.А.Нарсеев, Н.К.Курбанов, М.М.Константинов и др.* – М.: ЦНИГРИ, 1989.
7. *Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985.
8. *Тараканов К.В.* Магнитное поле как отражение объемной структуры Майско-Лебедского золоторудного узла // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тез. Третьего Всероссийского симпозиума. Улан-Удэ, 2004.
9. *Чурилин М.А., Санин В.Н., Платонов А.Н., Аввакумов А.Е.* Методика соразмерного структурно-метрического анализа томографических карт аномалий осредненного магнитного поля для прогноза золоторудных месторождений в пределах Майско-Лебедского рудного узла // Проблемы золотоносности южной Сибири. Новокузнецк, 2001. С. 144–150.

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ



УДК 553.04:553.81

© А.С.Барышев, К.Н.Егоров, 2009

О СОВЕРШЕНСТВОВАНИИ МЕТОДИКИ ПОИСКОВ ПЕРЕКРЫТЫХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ

А.С.Барышев , К.Н.Егоров (Институт земной коры СО РАН)

Совершенствование технологии поисков коренных источников алмазов, перекрытых геологическими образованиями разного состава мощностью от 3–4 до первых сотен метров, достигается путем операционного взаимодействия геолого-минералогической и геофизической прогнозно-поисковых подсистем, взаимно связанных во временном выполнении видов работ. Определена совокупность признаков для оценки степени перспективности локальных магнитных аномалий на их вероятностную связь с коренным источником алмазов. Показано, что технология поисков перекрытых коренных источников алмазов должна основываться на глубинном минералогическом опробовании и буровой заверке перспективных магнитных аномалий.

В общем виде технология поисков эндогенных месторождений полезных ископаемых включает: целевой объект, характеризующийся комплексом свойств и параметров, методы и приемы фиксации этих свойств, технические средства, последовательность операций. По сути, в процессе поисков осуществляется перманентно прогноз месторождения путем последовательного сужения его признакового пространства по мере поступления новой информации. Научно обоснованная технология поисков месторождений базируется на системно-модельном подходе. Такой подход предусматривает комплексное рассмотрение всей совокупности геологических, геофизических, петрологических и минералого-геохимических данных, обоснование по ним соответствующих критериев и установление их пространственно-генетических связей, эмерджентных свойств модели.

Основные элементы системного подхода к прогнозу и поискам в области твердых полезных ископаемых изложены в ряде работ [7, 14]. Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы как основа инновационных технологий геологоразведочных работ разработана группой ведущих ученых [15]. Предложенная система в качестве важнейших элементов включает стадийность геологоразведочного процесса, классификацию моделей месторождений и методические руководства по оценке прогнозных ресурсов.

При прогнозе и поисках должны соблюдаться основные методологические принципы: системного анализа, посредством которого объект рассматривается как система взаимосвязанных характеристик; природной (геологической, геофизической, вещественной) специфичности объекта и закономерностей его развития; оптимизации описания объекта, который предопределяет необходимую полноту его характеристик; аналогичности, позволяющей сопоставлять выявленные свойства искомым объектам со свойствами известных.

Из теории познания известно (положение о бесконечности дискретных свойств реальности), что нельзя изучить во всей полноте никакую часть реального геологического пространства (объекта). При прогнозировании и поисках нужно использовать «золотое правило: необходимо и достаточно», глубокий смысл которого заключается в необходимости получения такого количества данных по изучаемому объекту, параметру или свойству, которых статистически достаточно для их характеристики с учетом уровня природных флуктуаций.

При совершенствовании научно-методического обеспечения алмазопроисковых работ можно выделить два главных проблемных вопроса: четкое формулирование исходных основополагающих принципов, отражающих определенные общие черты в породном, минеральном и вещественном составе, структуре совокупности множества кимберлитовых тел (многие сотни) и полей (многие десятки);

разработка алмазо- и кимберлитобразующих систем, наилучшим образом объясняющих всю совокупность фактических данных и позволяющих не только обосновать надежные критерии (структурные, магматические, геофизические, минералогические, геохимические) для каждого ранжированного объекта, но и предсказать новые. Для изучения механизма кимберлитобразования предлагается следующий принцип: образующий кимберлиты (лампроиты) мантийный флюидно-магматический поток (газы, жидкость, твердые частицы) обладает определенным количеством энергии, пульсационно-турбулентным характером течения, деформирует среду вмещения (одноосное сжатие) и вырабатывает полость диатремы.

Проблемные вопросы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов на закрытых территориях обусловлены, прежде всего, составом и мощностью (>3–4 м, до сотен метров) перекрывающих геологических образований. В таких геологических обстановках резко ограничиваются поисковые возможности шликсминералогического метода и возникают проблемы выделения и классификации низкоамплитудных локальных магнитных аномалий. Исключительную трудность выявления перекрытых кимберлитовых тел можно проиллюстрировать на отечественных и зарубежных примерах. Так, в Мирнинском кимберлитовом поле трубка Интернациональная, расположенная всего в 16 км от трубки Мир, но перекрытая нижнеюрскими отложениями мощностью 2–9 м, была открыта только через 14 лет интенсивных и детальных поисковых работ. В результате геолого-геофизического изучения околотрубного пространства кимберлитовой трубки Катока (Ангола) на безрудность на площади 25 км² выявлено девять перекрытых трубок, из которых две представлены порфиоровыми пикритами, а семь (размер от 60 до 400 м в поперечнике) — кимберлитами [8]. Мощность перекрывающих отложений колеблется от 2 до 50 м. Вмещающей средой служат породы кристаллического фундамента архейско-протерозойского возраста (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты). Перекрывающие отложения представлены мезозойскими и кайнозойскими терригенными породами (конгломератами, песчаниками).

Успех поисков уже изначально закладывается выбором перспективных прогнозных площадей, алмазоносный потенциал которых установлен по комплексу геологических, геофизических и минералого-геохимических данных, на базе совершенной физико-геологической модели целевого объекта. Поисковая площадь определяется в ранге, адекватном кимберлитовому (лампроитовому) полю

по совокупности критериев, обоснованных на известных промышленно-алмазоносных полях [6, 7, 9–11]. Иными словами, поисковая площадь должна быть изначально предельно локализована.

Методика поисков разрабатывается на основе проявления искомого объекта в геологическом, вещественном и геофизическом признаковых пространствах. Признаки проявления кимберлитовых (лампроитовых) тел устанавливаются на базе принятой геолого-генетической модели и статистически представительных эмпирических данных по однотипным объектам. В то же время, в аспекте собственно поискового процесса геолого-генетическая модель является латентной и в определенной мере не востребованной на практике. Различия в концептуальных подходах к механизмам кимберлитобразования становятся не принципиальными на этапе собственно поисков кимберлитовых тел как конечного продукта.

Несмотря на большой объем научных исследований, совершенствование технологии поисков закрытых коренных месторождений алмазов остается насущной проблемой. Многочисленные выявленные и изученные кимберлитовые тела в Якутской и Архангельской субпровинциях обладают индивидуальностью каждого отдельного коренного источника, разнообразием вмещающих и перекрывающих пород. Вследствие этого статистически устойчивая многопараметровая модель закрытой кимберлитовой трубки не сформирована. Равно это относится и к кусту кимберлитовых тел. Сквозным материальным элементом предлагаемых моделей кимберлитового тела является параметр его намагниченности. В то же время, эмпирически установлен широкий диапазон колебаний намагниченности как собственно кимберлитовых тел, так и пород вмещающей среды.

Количественный рост многоаспектной и очень детальной (порой на атомарном уровне) информации по алмазам и их минералам-спутникам, кимберлитовым телам, россыпям и ореолам еще не привел к получению качественно новых прогнозно-поисковых критериев ни для тел, ни для их полей. Так, в эффективности алмазопроисковых работ на Сибирской платформе отчетливо просматривается парадокс, заключающийся в том, что основная масса открытых кимберлитовых тел, включая и главные промышленно-алмазоносные, относится к периоду слабого знания глубинного строения алмазоносных субпровинций, а минералов-спутников — только на минеральном уровне. Открытие в последние годы высокоалмазоносного Накынского кимберлитового поля также можно отнести к предвиденной случайности.

Изучение алмазов и минералов-спутников на глубоком элементном уровне способствовало выяв-

лению многочисленных особенностей, присущих каждому кимберлитовому телу, и появлению большого количества разнообразных классификаций, но не к обоснованию новых надежных и закономерных критериев локального прогноза. Переход в последние годы на изотопно-геохимический уровень изучения алмазов, минералов-спутников и пород их содержащих, безусловно, позволяет раскрыть самую глубокую генетическую сущность алмазообразующей системы, однако не сулит быстрого обоснования «изотопных» поисковых критериев. Изучение изотопного состава алмазов не приводит к обоснованию нового вещественного поискового критерия вследствие широкого диапазона их природных колебаний и отсутствия определенных статистически значимых закономерностей между группами однотипных объектов (кимберлитовых трубок). Как показано в работе [13], в большинстве своем алмазоносные объекты различаются по усредненным изотопным характеристикам (средние значения и пределы вариации $\delta^{13}\text{C}$) и присутствию, содержаниям и соотношениям изотопно-морфологических групп алмазов. В общем, любая кимберлитовая трубка по изотопно-морфологической характеристике содержащихся в ней алмазов достаточно индивидуальна и неповторима.

Технология поисков кимберлитовых тел разрабатывается на основе материально выраженных и реально наблюдаемых признаков (геологических, вещественных, геофизических) в определенном объеме геологического пространства. При поисковых работах на алмазы применяется сравнительно широкий комплекс методов, включающий минералогическое опробование (шлиховое, мелкообъемное, крупнообъемное) на алмазы и минералы-спутники, высокоточные аэромагнитную и наземную магнитные съемки, грави-, электро-, сейсморазведку, прецизионные аналитические методы. Усложнение же геологической обстановки при проведении алмазопроисковых работ на закрытых территориях диктует лишь совершенствование технологического процесса и его операционного исполнения. Для достижения наиболее высокой эффективности алмазопроисковых работ необходима гибкая, но достаточно стройная и логическая система, соединяющая воедино геолого-минералогическую и геофизическую подсистемы.

Применяемые методы и методические приемы условно можно разделить на две группы: первая включает «работающие» на выявление коренного источника алмазов, вторая — те, информация от которых может характеризовать его как уже выявленный объект. Изучение вещественных характеристик кимберлитовых (лампроитовых) тел в итоге

должно завершаться указанием на признаки, устанавливаемые при поисковом процессе — выявлении и прослеживании ореолов рассеяния алмазов и минералов-спутников. Естественно, что первостепенное значение имеет первая группа методов, с указанием их возможностей в различных геологических условиях. Известно, что методика поисков коренных источников алмазов кимберлитового и лампроитового типов во всех провинциях мира в качестве основных элементов включает шлихоминералогическое опробование и высокоточную аэромагнитную съемку м-ба 1:25 000–1:10 000.

Геолого-минералогическая подсистема включает всю необходимую совокупность общегеологических (литолого-стратиграфических, палеогеологических, палеогеографических, палеогеоморфологических) и специализированных минералогических методов.

Минералогическое опробование (шлиховое, мелкообъемное, крупнообъемное) на алмазы и их минералы-спутники является базовым во всех применяемых прогнозно-поисковых комплексах. Собственно алмазы и их минералы-спутники несут в себе генетическую информацию и, прежде всего, о химическом составе и *PT* условиях среды минералообразования [2, 3, 7]. Химический состав алмазов и минералов-спутников — одна из главных составляющих их генетического кода и остается квазиинвариантным как в эндогенных, так и экзогенных условиях. Использование типоморфных химико-генетических параметров алмазов и минералов-спутников позволяет выявлять множественность коренных источников алмазов и с определенной вероятностью идентифицировать их ореолы рассеяния. Однако важность такой информации при прогнозировании коренных месторождений алмазов неадекватна при их поисках.

Роль и место минералогических поисков коренных источников алмазов, методические приемы их проведения и интерпретации результатов шлихоминералогического опробования освещены в работах многих исследователей [1, 3, 4, 10]. Разработаны и предложены структура минералогических поисков месторождений алмазов [4] и классификационные схемы [1, 3]. По дальности переноса шлиховых ассоциаций в континентальных условиях выделяются ореолы ближнего (сотни метров – первые километры), умеренного (первые километры – десятки километров) и дальнего (>30–40 км) переноса. Однако это очень условное деление, основанное на эмпирике. В реальных геологических условиях указанные расстояния могут весьма значительно изменяться.

Практикой работ установлено, что содержания, размерность минералов-спутников в кимберлитовых

телах Якутской субпровинции различаются во многие десятки раз, а природная дисперсия соотношений пироба, пикроильменита, хромшпинелидов высока даже в пределах кимберлитового поля. Из этого следует, что концентрации минералов-спутников (в абсолютных значениях) в ореолах рассеяния не могут служить однозначным показателем близости или удаленности от коренного источника в пределах кимберлитового поля. На приближение к коренному источнику может указывать относительная степень возрастания концентрации минералов-спутников в каком-то определенном направлении. На перспективных площадях или их отдельных участках с установленными минералами-спутниками, но не выявленными алмазами необходимо проводить массивное опробование на алмазы (в том числе <0,5 мм) в терригенных песчаных отложениях первичных коллекторов. На всех этапах поисков шлихоминералогическим методом решается главная задача — локализация места нахождения коренного источника.

При минералогическом опробовании следует помнить, что шлихоминералогический метод, повсеместно применяемый при поисках, имеет свои возможности, зависящие от геологических условий и, прежде всего, мощности отложений, перекрывающих коренные источники алмазов. Поиск коренных источников только по минералам-спутникам, эффективный на открытых площадях, уже давно не «срабатывает» на закрытых территориях, даже в известных алмазоносных районах. Эффективность стандартного минералогического опробования резко падает на закрытых площадях, когда мощность перекрывающих отложений >3–4 м. Надежная результативность шлихоминералогического метода может быть достигнута только путем глубинного опробования прицокольных образований на стратиграфическом уровне эрозионного среза. В таких обстановках необходимо проходить шурфы или применять технические средства (в частности шнековое бурение) для отбора проб из базальных (прицокольных) горизонтов. Однако эта очевидность зачастую игнорируется, а получаемые поисковиками результаты не только не информативны, а вредны, ибо могут дискредитировать перспективную площадь. Эффективность шлихоминералогического опробования при поисках перекрытых тел прямо зависит и от знания палеогеоморфологической обстановки формирования механических ореолов рассеяния алмазов и минералов-спутников.

При поисках алмазов должны выполняться лишь те литологические исследования осадочных коллекторов алмазов, которые раскрывают связи осадкообразования с сингенетичным геотектониче-

ским режимом в конкретных структурных элементах, являющихся кимберлитоконтролирующими. Выявление таких связей должно основываться на результатах комплексного детального литолого-фациального исследования, включающего изучение гидродинамических, гидрогеохимических, климатических и других особенностей образования осадков в различных ландшафтно-палеогеографических обстановках. Изучение отдельных разрезов позволяет выяснить генезис осадков и составить фациальные профили и палеогеографические карты. Для расшифровки выявленных ореолов минералов-спутников необходимо построение палеогеоморфологических карт на основные посткимберлитовые стратиграфические уровни, которые раскроют вероятные пути переноса и места накопления дезинтегрированного материала.

Механизм образования кимберлитов и их малые размеры не приводят к возникновению значимых эндогенных геохимических ореолов рассеяния тех элементов, которые как-то связаны с мантийным субстратом. Величина же эндоконтактовых около-трубочных изменений метрически не превышает одного-двух радиусов, что обуславливает применение геохимии только при детальных поисках.

В составе подсистемы решаются две главные задачи: локализация механического ореола рассеяния алмазов и минералов-спутников от ожидаемого коренного источника и идентификация ореола, т.е. определение источника (известного или неизвестного, алмазоносного или неалмазоносного). Идентификация может осложняться физико-химическими и механическими преобразованиями минералов в процессе формирования ореола, приводящими к изменениям в облике минералов и составе минеральных ассоциаций; полигенным составом ореолов вследствие перемешивания минералов из различных источников; гетерогенным и гетерохронным характером ореолов, т.е. их образованием путем переотложения индикаторных минералов из более древних ореолов с различными литодинамическим типом и возрастом. Кроме того, локализация ореолов зависит от степени эродированности коренного источника, которая определяет их размеры.

Геофизическая подсистема номинально включает магнито-, грави-, электро- и сейсморазведку. Основным сквозным методом является магниторазведка, а остальные методы применяются как дополнительные для решения конкретных геологических задач.

Сравнительно контрастные различия кимберлитов и вмещающих пород по степени намагниченности, а также форма и размеры кимберлитовых

тел обусловили применение магниторазведки в качестве основного метода при их поисках. В настоящее время высокоточная аэромагнитная съемка — ведущий геофизический метод при поисках коренных источников алмазов. Разрешающая способность применяемой аппаратуры и спутниковые навигационные системы позволяют выделять слабомагнитные кимберлитовые тела и обеспечить топографическую привязку локальных аномалий с точностью $\pm 5\text{--}10$ м. Разработаны и новые специализированные технологии интерпретации [5]. Предполагается, что совершенствование технологий аэрогеофизических методов должно происходить в основном в направлении повышения точности и детальности полевых измерений и развития содержательной интерпретации данных, направленных на выделение и разбраковку перспективных аномалий. Но следует заметить, что достигнутая погрешность измерений ± 1 нТл уже обеспечивает выявление слабомагнитных кимберлитовых тел. Поэтому извлечение дополнительной информации из данных детальной высокоточной аэромагнитной съемки кроется в анализе тонкой структуры магнитного поля, в которой отражаются структурные элементы высокого порядка осадочного чехла.

Проблемным остается выделение перспективных аномалий из числа всех выявленных по их характеристическим параметрам: размеру и форме в плане, интенсивности, знаку (положительному или отрицательному), расчетной глубине залегания верхней и нижней кромок магнитовозмущающего объекта. По результатам наземной заверки сотен локальных аэромагнитных аномалий, отнесенных к перспективным, целевыми объектами оказались лишь первые единицы ($<1\%$ от числа проверенных). Практика алмазопромышленных работ в Якутской и Архангельской субпровинциях показала, что существующая долгое время методика оценки перспективности локальных магнитных аномалий по критериям локальности, изометричности и интенсивности не совершенна по всем трем параметрам. Размеры кимберлитовых тел варьируют от первых десятков метров до 3 км (трубка Юбилейная). Изометричность тел не всегда выдержана, а соотношение длинной и короткой осей достигает 5:1. Интенсивность магнитных аномалий над кимберлитовыми телами не является определяющей вследствие их разной намагниченности. Магнитная восприимчивость кимберлитов колеблется в широком диапазоне (от первых десятков до первых тысяч 10^{-5} ед. СИ) как между отдельными телами, так и петрографическими разностями в одной трубке. Конвергентность собственных параметров локальных магнитных аномалий наиболее отчетливо проявляется

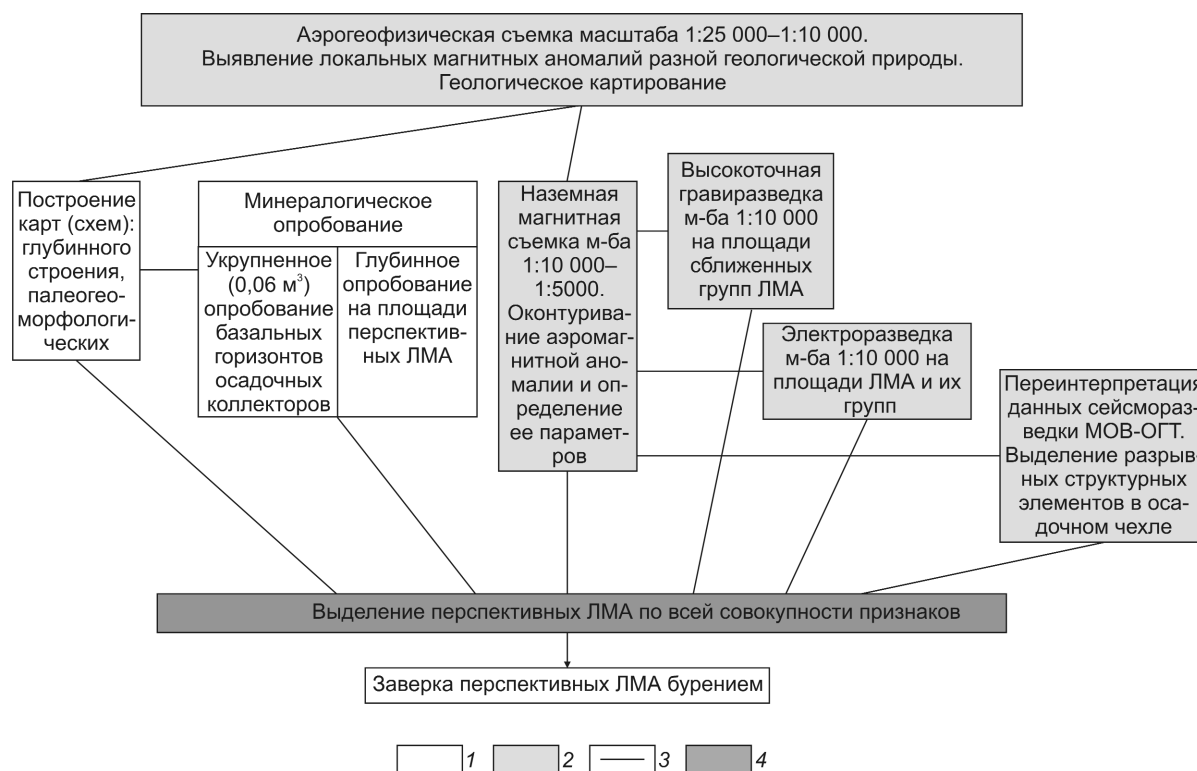
в триаде: кимберлитовые тела, штоки и дайки долеритов, туфовые трубки. В этом аспекте очевидны недостаточность собственных параметров магнитных аномалий и необходимость привлечения других геофизических и геологических критериев: гравиметрического, электрометрического, сейсмического, структурного, геоморфологического, минералогического.

Плотностные параметры кимберлитов и вмещающих их пород создают основу для их поиска. Пониженная плотность кимберлитовых тел и их положение в ослабленной тектонической зоне в принципе могут обусловить незначительное понижение гравитационного поля над группой тел. В то же время, наличие под корнями кимберлитовых тел промежуточного магматического очага (локального выступа) основных — ультраосновных пород обусловит положительную гравитационную и магнитную аномалию. Равная вероятность возникновения таких ситуаций предопределяет необходимость выделения в качестве элементов физических полей вероятно связанных с группами кимберлитовых тел обоих типов сочетаний локализованных гравитационных и магнитных аномалий: положительная магнитная аномалия + отрицательная гравитационная аномалия и положительная магнитная аномалия + положительная гравитационная аномалия.

При поисках кимберлитовых тел может использоваться широкий набор электроразведочных методов [12]. При значительной мощности перекрывающих отложений (десятки — сотни метров) необходимо применять электромагнитные методы, «работающие» на больших глубинах. Но поскольку электроразведка выделяет зоны и участки повышенной проводимости любой геологической природы, ее применение целесообразно на площадях с уже выявленными кимберлитовыми телами. В числе электроразведочных методов только радиоволновое просвечивание можно рассматривать в качестве сквозного, так как его физической основой является контрастность различия между проводимостью диатрем и вмещающей их среды. Радиоволновое просвечивание наиболее эффективно при детальных поисках, когда сеть буровых скважин располагается через 200–100 м.

Необходимо отметить, что широкие вариации плотностных и электрометрических параметров кимберлитов и вмещающих их пород не позволяют рекомендовать их в качестве сквозных для любых геологических обстановок; их применение должно определяться поисковой геологической задачей в конкретных условиях.

Современная сейсморазведка с аппаратурной базой, системами обработки и интерпретации наблюдаемых волновых полей обладает большими



Общая операционная схема последовательности проведения геологических и геофизических видов работ:

1 — геолого-минералогическая подсистема; 2 — геофизическая подсистема; 3 — связи временной последовательности; 4 — синтез информации

возможностями по расчленению осадочного чехла платформы и выделению структурных элементов, но дорогостоящая.

При поисках кимберлитовых тел наиболее важным является выделение субвертикальных нарушений осадочного чехла как внутренних составляющих региональных кимберлитоконтролирующих зон глубинных разломов. Такие нарушения на временных разрезах МОВ-ОГТ проявляются сравнительно узкими зонами интерференции, т.е. потери корреляции упругих волн, которые выглядят вертикальными столбцами хаотических отражений. Представляется возможным выделять три группы разрывов: сквозные, пронизывающие фундамент и весь осадочный чехол; скрытые, распространяющиеся от фундамента до промежуточных границ осадочного чехла; малоглубинные, располагающиеся только в верхней части разреза. Еще одной причиной появления сквозных зон интерференции могут быть магматические процессы, при которых целостность осадочного чехла нарушалась внедрением в него магматических тел.

Реальная возможность использования данных сейсморазведки МОВ-ОГТ 2D на Сибирской платформе обусловлена пространственным совмещени-

ем значительной части прогнозных алмазоносных площадей с перспективными нефтегазоносными областями, где уже проведены или проводятся сейсморазведочные работы. Целесообразно и экономически выгодно на поисковой площади провести целевую переинтерпретацию полученного сейсмического материала с применением такого графа обработки первичной сейсмической записи, который в максимальной степени позволяет выделить субвертикальные неоднородности геологического разреза.

Операционная последовательность проведения геологических и геофизических видов работ. Взаимосвязь геолого-минералогической и геофизической подсистем во временном выполнении видов работ заключается, прежде всего, в определении степени перспективности локальных магнитных аномалий по совокупности признаков их вероятностной связи с коренными источниками алмазов. Несмотря на различную геологическую природу локальных магнитных аномалий (ЛМА), роль магнитометрических методов возрастает при поисках перекрытых кимберлитовых тел. Взаимосвязь подсистем выражается в том, что системное опосредование перспективной площади требует должной оперативности по получению результативной информации предше-

ствующего вида работ перед началом проведения последующего. Иными словами, подсистемы требуют определенного сочетания в едином технологическом процессе, которое выражается в последовательности выполнения проектных видов работ по месту и времени. Так, глубинное шлихное и мелкообъемное опробование должно проводиться с акцентированием на выявленные ЛМА как вероятностно связанные с потенциальным коренным источником алмазов. Общая операционная схема последовательности проведения геологических и геофизических видов работ приведена на рисунке.

Перспективность локальных магнитных аномалий как численно не строго выраженная вероятность их связи с кимберлитовыми (лампроитовыми) телами определяется следующими признаками: собственные параметры магнитной аномалии (размеры, форма, интенсивность, вертикальная протяженность);

структурная позиция ЛМА по отношению к локализованным тектоническим элементам фундамента и разрывным нарушениям чехла платформы как составным внутренним элементам кимберлитоконтролирующего глубинного разлома;

пространственное совмещение ЛМА с контуром локализованной гравиметровой аномалии, зоной повышенной электропроводимости, изометричной морфоструктурой, вероятностно связанной с мульдой оседания;

пространственное положение ЛМА в зоне потери корреляции упругих волн на временных разрезах МОВ-ОГТ по всем отражающим границам осадочного чехла;

пространственное положение ЛМА на палеогеоморфологической поверхности времени формирования первичного осадочного коллектора (как информационный признак для определения путей выноса и мест отложения алмазов и минералов-спутников из вероятного коренного источника).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антипин И.И., Антипин И.Ив.* Структура поисков месторождений алмазов с применением шлихоминералогического метода // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 1318–1330.
2. *Архангельская* алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия / Под ред. О.А. Богатикова. — М.: МГУ, 1999.
3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск: СО РАН, 2001.
4. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минералогические поиски месторождений алмазов: развитие, состояние, перспективы // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 1291–1318.
5. *Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Использование современных технологий интерпретации аэромагнитных данных для поисков коренных месторождений алмазов // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). СПб., 2004. С. 39–40.
6. *Барышев А.С.* Физико-геологическая модель кимберлитового поля и оптимальный комплекс геологических, геофизических и геохимических прогнозно-поисковых критериев // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 223–235.
7. *Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А.* Локальный прогноз и поиски коренных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск. 2007. № 5 (31). С. 39–52.
8. *Бондарь С.С., Файрузов Р.* Физические параметры геологической среды и оптимальный комплекс геодезических методов для поисков кимберлитовых тел в северо-восточной части Республики Ангола // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. СПб., 2004. С. 66–69.
9. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и мира. — М.: Геоинформмарк, 2000.
10. *Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки месторождений алмазов.* Кн. 1. Коренные месторождения / В.М.Подчасов, В.Е.Минорин, И.Я.Богатых и др. — Якутск: СО РАН, 2004.
11. *Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А.* Принципы выделения алмазоперспективных площадей на различных стадиях прогнозно-поисковых работ // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). СПб., 2004. С. 94–96.
12. *Жандалинов В.М.* Современное состояние и сравнительная эффективность методов электроразведки при поисках кимберлитовых тел // Там же. С. 126–129.
13. *Изотопный состав углерода алмазов коренных и россыпных месторождений Якутской алмазоносной провинции / А.В.Уханов, Н.Е.Никольская, Э.М.Галимов и др. // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 1095–1110.*
14. *Кривцов А.И., Нарсеев В.А.* Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы // Советская геология. 1989. № 3. С. 17–27.
15. *Прогнозно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых России как основа инновационных технологий геологоразведочных работ / Б.И.Беневольский, С.С.Вартанян, А.И.Кривцов и др. // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 4–8.*

УДК 552.3.23.6 (571.56)

© П.А.Игнатов, К.В.Новиков, А.В.Толстов, А.Н.Разумов, 2009

МОРФОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ МАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НАКЫНСКОМ ПОЛЕ ЯКУТИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

П.А.Игнатов, К.В.Новиков (РГГРУ), А.В.Толстов, А.Н.Разумов (БГРЭ АК «АЛРОСА»)

На основе компьютерного объемного моделирования изучена морфология алмазоносных кимберлитов нового Майского месторождения алмазов, расположенного в Накынском поле Западной Якутии. Месторождение представлено дайковидным телом с жильными окончаниями и перекрыто триас-юрской толщей. По зонам экзоконтактового прожилковидного осветления и распространению вторичной минерализации, включая ореолы с красной фотолуминесценцией кальцитов, в нижнепалеозойских рудовмещающих терригенно-карбонатных породах намечены слепые раздувы дайковидного тела кимберлитов и отдельная трубка или дайка.

Оценка и подсчет запасов алмазов в коренных месторождениях тесно связаны с геометризацией геологических тел кимберлитов. Это обуславливает необходимость создания комплексных трехмерных (3D или 3М) моделей. Трехмерные модели гораздо лучше поддаются анализу, чем карты или разрезы и позволяют на качественно новом уровне учитывать особенности пространственного строения анализируемых объектов.

Весной 2006 г. силами Мархинской партии Ботубинской экспедиции АК «АЛРОСА» в центральной части Накынского поля открыто Майское коренное кимберлитовое месторождение алмазов. Оно представлено дайкообразным телом, вытянутым в северо-северо-восточном направлении и имеющим субвертикальные границы. Как и другие известные тела поля, кимберлиты Майского месторождения перекрыты верхнетриас-нижнеюрскими отложениями мощностью 80 м. Оно отличается контрастной продуктивностью. На данном участке проведен анализ керна вертикальных и наклонных скважин поисково-оценочного бурения, пройденных в 2006–2007 гг.

Во многих зарубежных алмазодобывающих странах известны месторождения, представленные дайками или комплексами даек. Они распространены в северо-западной области Канады, Венесуэле и Южной Африке. Южноафриканские тела имеют крутое субвертикальное падение. Они прерывисты по простиранию, как правило, мощностью <1 м и слагают параллельные и субпараллельные дайковые зоны, состоящие из перекрывающихся эшелон тонких сегментов с раздувами и пережимами. Известны также системы полого залегающих даек,

к которым относится Снэп Лэйк в северо-западной области Канады и зона Гуньямо в Западной Венесуэле [6]. Большинство промышленных месторождений представлены все же не единичным телом, а комплексом сближенных субпараллельных дайковидных тел.

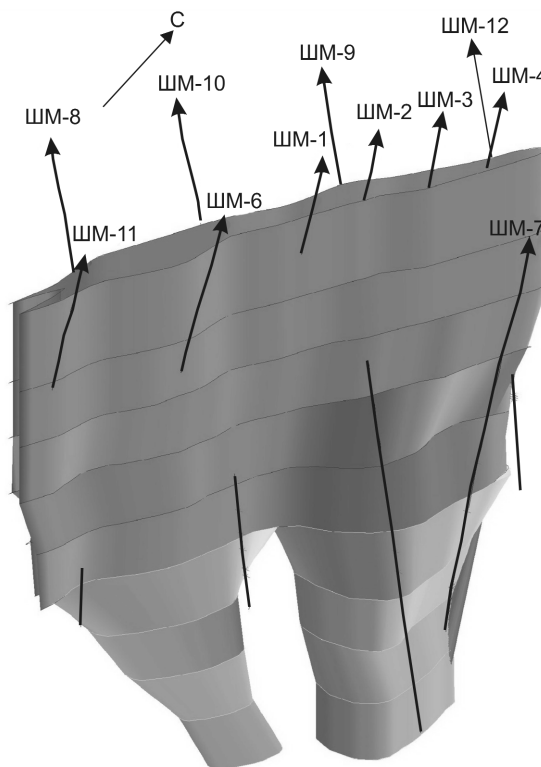


Рис. 1. Предполагаемая модель Майского тела кимберлитов, по данным на август 2007 г.

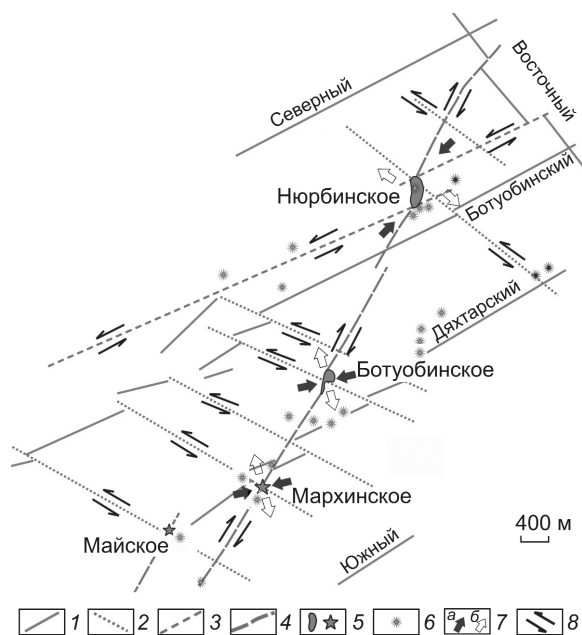


Рис. 2. Тектонодинамическая схема центральной части Накынского поля:

1 — дайки траппов Вилуйско-Мархинской зоны разломов; кимберлитоконтролирующие *сдвиги*: 2 — поперечные, 3 — продольные левые; 4 — Диагональный рудовмещающий правый сдвиг; 5 — кимберлитовые тела (для даек показаны их центры); 6 — зруптивные брекчии щелочных базитов; 7 — предполагаемое положение осей сжатия (а) и растяжения (б) в проекции на горизонтальную плоскость; 8 — предполагаемое смещение берегов разрывов

По двухмерной модели, судя по планам и разрезам, Майское тело имеет относительно простую форму с небольшими изменениями мощностей и хвостобразно расщепляющимся юго-западным окончанием. Трехмерная геолого-структурная модель Майского месторождения позволяет лучше понять морфологию кимберлитов (рис. 1). Она составлена на основе производственной и специальной геологической документации керна и инклинометрии вертикальных и наклонных скважин, выполненным по данным на август 2007 г. В работе использовались пакеты специальных программ AutoCAD и ESRI ArcGis.

Майское месторождение локализовано в узле пересечения сдвигов Поперечного и Дяhtarского нарушений в предполагаемой зоне аккомодации Диагонального разлома (рис. 2). Определяющее значение сдвигов в контроле кимберлитов в центральной части Накынского поля подтверждается многими фактическими данными [1, 3, 4].

По аналогии с близко расположенным Мархинским дайковым проявлением кимберлитов [2] сдвиг по Поперечному разлому представляется левым, по шву Дяhtarского разлома — правым. В месте пере-

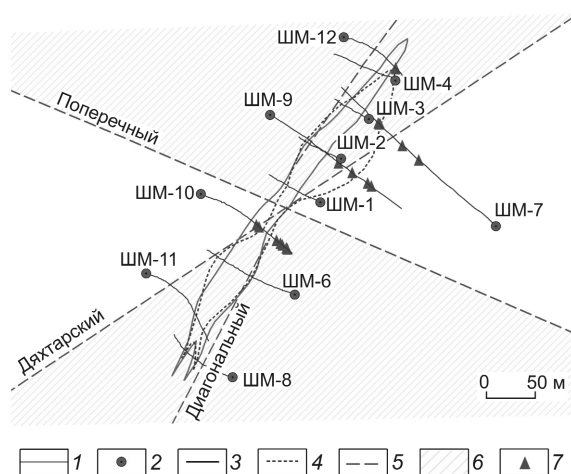


Рис. 3. Схема строения Майского тела кимберлитов:

1 — горизонтальное проложение стволов скважин; 2 — устья скважин; сечения кимберлита на глубинах, м: 3 — 80, 4 — 280; 5 — проекции основных швов Дяhtarского, Поперечного и Диагонального разломов; 6 — секторы растяжения; 7 — прожилковое оглеение

сечения Поперечного разлома с другими нарушениями в околотрубочном пространстве фиксируются пережим тела кимберлитов и наибольшие проявления признаков сжатия в виде субвертикальных сутур в карбонатных породах рудовмещающей толщи раннего палеозоя.

Как и на других участках проявления кимберлитов Накынского поля [4], на данном участке предполагаются локальные секторы растяжения и сжатия, с которыми следует связывать изменения мощностей кимберлитового тела (рис. 3). В юго-западном секторе растяжения отчетливо зафиксирован небольшой раздув дайковидного тела кимберлитов. В симметричном ему северо-восточном секторе увеличение мощности кимберлитов не такое заметное. Оба раздува, особенно северо-восточный, являются, по большей части, скрытыми.

Для Накынского поля характерно выклинивание дайкообразных кимберлитов по простиранию и разрезу в виде прожилков кимберлитов, при этом выклинивание вверх наблюдается в виде отдельных кимберлитовых прожилков. Также отмечается крутое склонение тел. Строение зон выклинивания дайковидных тел кимберлитов представляется как совокупность мелких прожилков кимберлитов и ассоциирующих с ними флюидизитовых прожилков, а также характерного прожилкового осветления в красноцветных породах. Прожилки расположены кулисными сериями. Следует отметить, что выклинивание продуктивной кимберлитовой дайки в виде многочисленных прожилков известно в канадском дайковом месторождении алмазов Снэп Лэйк [5].



Рис. 4. Сетчатое прожилковое осветление в кембрийских породах экзоконтакта кимберлита Майского месторождения:

фото керна из скв. ШМ-10, глубина 385–387 м; ум. в 9 раз

В пределах Накынского поля наличие кимберлитов на глубине предполагается по экзоконтактовому прожилковому осветлению кембрийских красноцветных пород, которое ярко проявлено в восточном боку кимберлитов и где оно сопровождается все интервалы с кимберлитами (рис. 4). Результаты изучения глубоких горизонтов Ботубинского, Нюрбинского и Мархинского месторождений в местах контакта кимберлитов с кембрийскими красноцветными породами указывают на существование в ближайших их экзоконтактах на расстояниях от первых до 10–15 м зон трещиноватости с прожилковым осветлением. Оно выражено однонаправленными и сетчатыми прожилками голубовато-зеленой окраски мощностью до первых сантиметров и суммарными мощностями интервалов до нескольких метров. По данным петрографических и дифрактометрических исследований в прожилках не обнаружены существенные минеральные новообразования, соответственно, осветление следует отнести к типу оглеения. Вероятно, оно связано с восстановительными процессами, происходившими во время дегазации от кимберлитовой магмы водорода, метана, СО и других газов.

В некоторых случаях субвертикальные прожилки с осветлением пересекают горизонтально-слоистую породу, что при заданном азимуте бурения и моноклиальном залегании рудовмещающей толщи позволяет ориентировать керн в пространстве. Соответственно, в экзоконтактовой зоне Майского тела установлены азимуты простирания прожилков, которые совпали с простиранием кимберлитов и рудовмещающего Диагонального разлома. Другим доказательством связи осветления с кимберлитами является то, что прожилковое осветление маркирует микросдвиговые деформации. Это наблюда-



Рис. 5. Прожилково-трещинное осветление с субгоризонтальными штрихами скольжения в его плоскости и Z-образной формой в поперечном сечении (признак левого сдвига) в красноцветных мергелях из экзоконтакта с дайкой порфиrowого кимберлита (зона сочленения Мархинского и Ботубинского месторождений):

фото керна из наклонной скв. М-30, глубина 282,2 м, ум. в 1,4 раза

ется на Мархинском, Майском и юго-западном фланге Ботубинского объектов (рис. 5).

На Майском месторождении юго-западный раздвиг вскрыт в одной из наклонных скважин (рис. 6). По данным вертикального картировочного бурения и четырех наклонных скважин увеличение мощности кимберлита фиксируется непосредственно под чехлом перекрывающих отложений и на глубине порядка 280 м. На этих глубинах ближайший экзоконтакт в виде интенсивного прожилкового осветления обнаружен в наклонной скважине, заданной с северо-запада. В верхнем околотрубочном пространстве отмечены интенсивная пиритизация и прожилки барита. Северо-восточный раздвиг устанавливается на глубине по распространению прожилкового осветления в двух наклонных скважинах. Здесь же имеют место проявления глубинного магматизма в виде порфиrowых кимберлитов, вскрытых в трех наклонных скважинах, при этом в двух из них порфиrowый кимберлит контактирует с кимберлитовой брекчией.

О глубинных образованиях свидетельствует вторичная минерализация во вмещающих нижнепалеозойских терригенно-карбонатных породах. На этом участке встречены многочисленные прожилки барита и интенсивная пиритизация. Они приурочены к верхним гипсометрическим уровням и расположены на глубинах 100–150 м.

В околотрубочном пространстве распространены вторичные кальциты, представленные бесцветными, реже желтыми полигенерационными про-

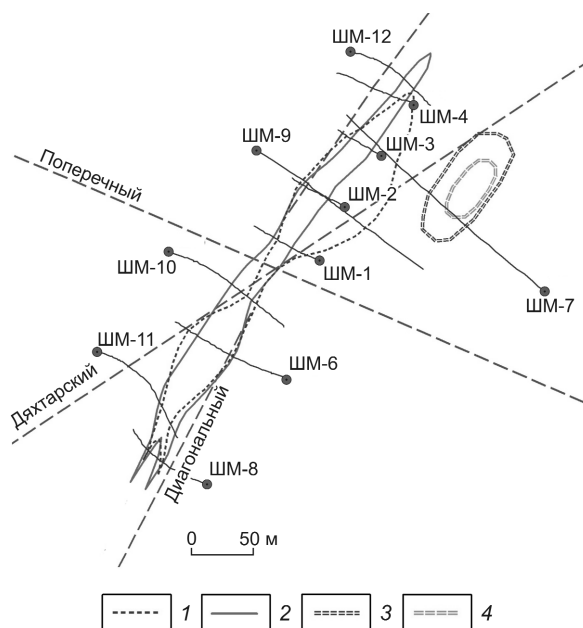


Рис. 6. Позиция предполагаемых раздувов и отдельного кимберлитового тела:

1 — прогнозируемый контур тела на глубине 330 м; 2 — контур тела на глубине 80 м; 3 — устья имеющихся наклонных скважин, 4 — их горизонтальные проекции; остальные усл. обозн. см. рис. 3

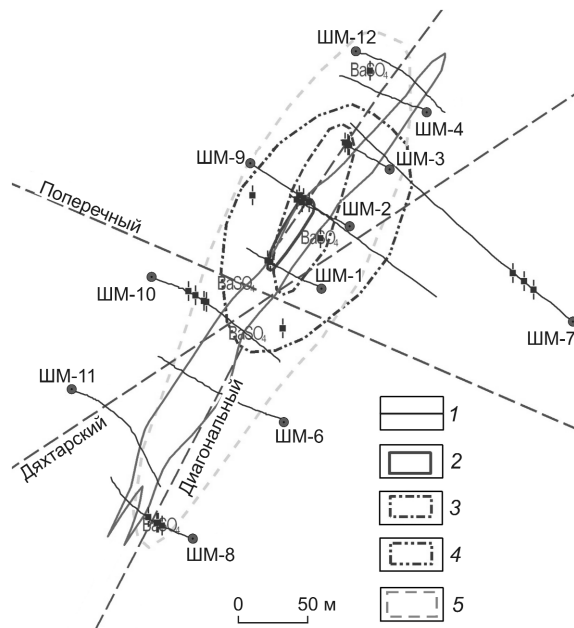


Рис. 7. Распределение фотолуминесцентных ореолов прожилковых кальцитов во вмещающих породах Майского месторождения:

1 — контур Майского тела в верхних горизонтах; ореолы ФЛ кальцитов: 2 — голубой или синей, 3 — красной и розовой, 4 — фиолетовой, 5 — желтой; остальные усл. обозн. см. рис. 3

жилковыми агрегатами, однотипными как для кимберлитов, так и для вмещающих ордовикских карбонатных пород. Часто наблюдаются прожилки, соединяющие друзы кальцита. По большей части прожилки крутопадающие, однако имеют место и субгоризонтальные прожилковые выделения, в том числе слагающие цемент послынных микробрекчий.

Фотолуминесценция (ФЛ) кальцитов определена в 36 пробах, относительно равномерно охватывающих объем участка Майского месторождения по большинству вертикальных и наклонных скважин. Изученный размах проявлений вторичной кальцитовой минерализации составил по разрезу от 90 до 450 м, по площади 300×600 м. Следует отметить, что наиболее изучена северная часть месторождения на глубину до 150 м. По разрезу и латерали прожилковые кальциты распределены дискретно и относительно равномерно. По вертикали заметных трендов распределения кальцитов с различной ФЛ не отмечается. Это, очевидно, связано с небольшим интервалом глубин наблюдений и редкими пробами, отобранными с глубоких горизонтов.

Преобладание в пробах субвертикальных прожилков кальцита, такое же падение кимберлитового тела, относительно одинаковая глубина точек отбора проб с учетом наклонных скважин обуславливают возможность рассмотрения проекций резуль-

татов анализа ФЛ на горизонтальную плоскость. В площадном распределении кальцитов с голубой, желтой, фиолетово-аметистовой и красной ФЛ намечаются следующие особенности. Кальциты с желтой ФЛ обнаружены по всей протяженности кимберлита, выходят далеко за его пределы и представляют люминесцентный фон. Имеет место зональность с красной и розовой ФЛ, расположенной в центре, далее с перекрытием находятся кальциты с голубой и фиолетовой ФЛ (рис. 7). Ореол кальцитов с фиолетово-аметистовой ФЛ более изометричен, но вытянут согласно с простиранием кимберлита. Его центральная часть расположена в месте пересечения разломов разных направлений и совпадает с участком пережима мощности кимберлита. В этот ореол попадает проба, отобранная с наибольшей глубины 463 м. В северо-восточной части Майского тела кимберлитов в скважинах ШМ-1, ШМ-2 и ШМ-3, вскрывших северо-западный контакт кимберлитов, в большинстве проб совмещаются различные типы мягкого спектра ФЛ кальцитов. Красная и голубая ФЛ вторичных кальцитов характерна для глубинных его генераций [1].

Совокупность приведенных данных позволяет предполагать в северо-восточном раздуве кимберлитов диатрему подводящего канала.

В разрезе по наклонной скв. ШМ-7, заданной на восточном фланге месторождения, на глубинах 284 и 348 м встречены интервалы прожилкового осветления, распространенные достаточно далеко (более 30 м) от контакта с известным телом кимберлита. Это может свидетельствовать о существовании здесь отдельного тела кимберлитов (см. рис. 6). Косвенным его признаком может быть интенсивная пиритизация, проявленная в верхней части разреза, вскрытая той же скважиной. На наличие слепого кимберлитового тела в этом месте также указывает сейсмическая неоднородность, выявленная на основании малоуглубинной сейсморазведки. Здесь возможно присутствие небольшой трубки или дайки кимберлитов.

Кроме отмеченных данных, существование кимберлитовых диатрем следует предполагать исходя из факта повсеместной ассоциации в пределах Накынского поля кимберлитовых жил и даек с трубками. В этой связи важно напомнить, что с кимберлитовыми дайками Снэп Лэйк ассоциирует слепое ударное (blind «blow») алмазоносное тело CL186 диаметром 80–100 м, представленное брекчиями вмещающих пород [5]. В нем лишь на глубине 188 м появляется ясная примесь оливина.

Прогнозируемые по данным 3D моделирования слепые кимберлитовые тела, очевидно, имеют небольшие параметры. Диаметр трубок не превышает сотни метров. Однако, учитывая высокую продуктивность кимберлитов Майского месторождения,

можно ожидать существенный прирост ресурсов алмазов за счет предполагаемых тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т.* Новые приемы оценки локальных площадей на коренные месторождения алмазов // Руды и металлы. 2001. № 5. С. 32–43.
2. *Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т.* Геологические и минералого-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии // Руды и металлы. 2006. № 4. С. 59–66.
3. *Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т.* Картирование скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур в Накыньском поле // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск, 2008. С. 325–331.
4. *Особенности палеотектонического положения различных структурно-морфологических типов кимберлитовых тел Накынского поля / П.А.Игнатов, К.Ю.Бушков, Я.И.Штейн и др. // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50).* СПб., 2004. С. 151–154.
5. *Kirkley M., Mogg T., McBeen L.* Snap Lake field Trip guide // 8 th International Kimberlite Conference. De Beers Canada. Victoria. Vancouver. 2003. P. 1–12.
6. *McCallum M.E.* The Snap Lake kimberlite sheet complex, Northwest territories, Canada. Internet: <http://www.rambler.ru/>. 2008.

УДК 552.32 (470.11)

© Ю.Ю.Голубева, Т.Е.Щербакова, Т.И.Колесникова, 2009

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ЦНИГРИ-АРХАНГЕЛЬСКАЯ, ЗИМНЕБЕРЕЖНОЕ ПОЛЕ

Ю.Ю.Голубева, Т.Е.Щербакова, Т.И.Колесникова (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

По петрогеохимическим и минералогическим характеристикам кимберлиты трубок ЦНИГРИ-Архангельская, Аномалия 688 и им. В.Гриба близки между собой. Пиропы в них представлены всеми фациями глубинности, в том числе алмазной ассоциации.

Кимберлитовая трубка ЦНИГРИ-Архангельская открыта в конце 2005 г. в результате заверки бурением локальной магнитной аномалии К3а трубчатого типа. В данный момент она вскрыта восьмью скважинами и разбурена до глубин 175–300 м. От

контакта с перекрывающимися породами по кимберлиту пройдено порядка 100–220 м. Трубка расположена в 30 км восточнее месторождения им. М.В.Ломоносова на территории Кепинской площади. Вместе с трубками Аномалия 840, Степная (Аномалия

673) и Аномалия 688, а также силлом 697 трубка ЦНИГРИ-Архангельская (Аномалия К3а) находится на участке куста трубок (рис. 1). По В.И.Ваганову, куст алмазонасных тел — локальное скопление трубок (от 2 до 10 тел) на площади, не превышающей первые десятки квадратных километров.

Верхние горизонты (от 83,5 до 188 м) трубки представлены ксенотуфобрекчией с массивной и автолитовой структурой цемента и большим количеством ксенолитов вмещающих ордовикских карбонатных и вендских терригенных пород. Отмечаются редкие находки интенсивно измененных глибинных включений.

Крупные обломки вмещающих пород, составляющие ~50% объема ксенотуфобрекчии, погружены в мелкообломочную массу ксеногенных зерен кварца с примесью зерен полевых шпатов. Цементирующая матрица (не более 10%) представлена глинистым материалом.

В кимберлитовой брекчии с массивной структурой цемента крупные ксенообломки вмещающих пород составляют от 10 до 20–30% ее объема. Они погружены в матрицу, состоящую в основном из многочисленных мелких микрофенокристаллов серпентинизированного и частично карбонатизированного оливина с кристаллографической огранкой, в подчиненном количестве — литокластов кварца и полевых шпатов, которые нередко почти соприкасаются друг с другом. Объем глинистого в различной степени ожелезненного цемента не превышает 10%.

На глубине 167 м впервые встречена кимберлитовая брекчия с автолитовой структурой цемента. Все автолиты ядерные, ядрами служат зерна оливина. Мелкие зерна окружены тонкой каймой измененного интенсивно ожелезненного афинового кимберлита, вокруг крупных зерен наблюдается более толстая кайма мелкопорфирового массивного кимберлита, где зерна серпентинизированного оливина второй генерации погружены в черную измененную ожелезненную матрицу.

Изучен химический состав трех образцов кимберлитовых брекчий из скважин 1 и 4 с глубин 158, 167 и 176 м. Для сравнения изучен образец кимберлитовой брекчии трубки Аномалия 688 с глубины 230 м. Все образцы сильно изменены и контаминированы вмещающими породами. Анализ породообразующих элементов выполнен рентгенофлуоресцентным методом (XRF) в ИГЕМ РАН (XRF спектрометр Philips PW2400; аналитик А.И.Якушев). Редкие и редкоземельные элементы определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой: кимберлиты трубки ЦНИГРИ-Архангельская на приборе Elan-6100 DRC (Perkin Elmer), ИМГРЭ, аналитик Д.З.Журавлев; кимберлиты труб-

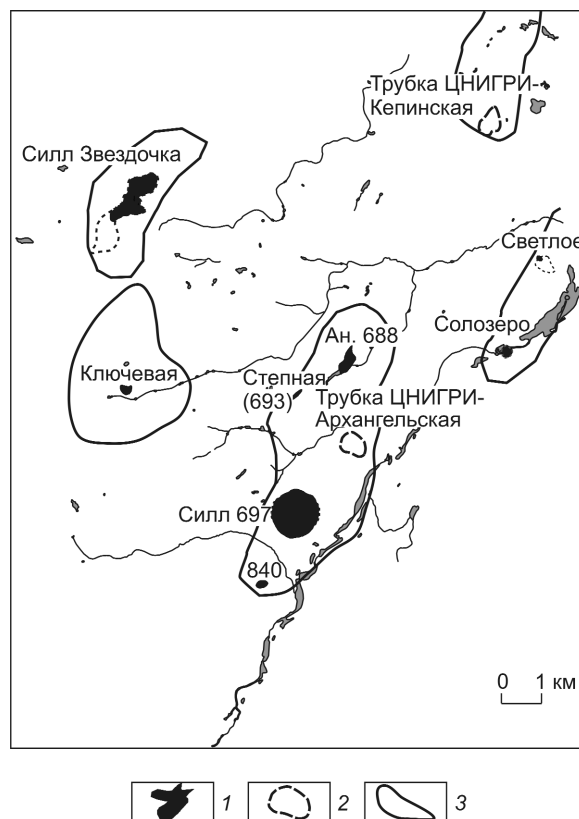


Рис. 1. Схема размещения магматических тел на Отугском участке Кепинской площади:

1 — контуры известных магматических тел; 2 — предполагаемые контуры трубок ЦНИГРИ-Архангельская, ЦНИГРИ-Кепинская; 3 — контуры участков ранга «куст кимберлитовых тел», вмещающие вскрытые тела кимберлитов

ки Аномалия 688 в аналитическом центре ВСЕГЕИ. Полученные данные представлены в таблице. Для уточнения вопросов номенклатуры построена классификационная диаграмма соотношения K_2O и TiO_2 (рис. 2). На диаграмму для сравнения нанесены точки анализов кепинских кимберлитов (трубок и силлов), оливиновых мелилититов, золотицких кимберлитов (месторождение им. М.В.Ломоносова) и кимберлитов трубки им. В.Гриба. Как видим, точки анализов кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская и Аномалия 688, как и большая часть таковых трубки им. В.Гриба и золотицких кимберлитов (месторождение им. М.В.Ломоносова), располагаются в области группы IA. Четко видны два тренда соотношения K_2O и TiO_2 , в основании которых находятся кимберлиты трубок ЦНИГРИ-Архангельская и Аномалия 688: первый тренд (в сторону кимберлитов группы IB, или кимберлитов периферии кратона, по [11, 15]) составляют точки анализов кимберлитов трубки им. В.Гриба, кепинских кимберлитовых

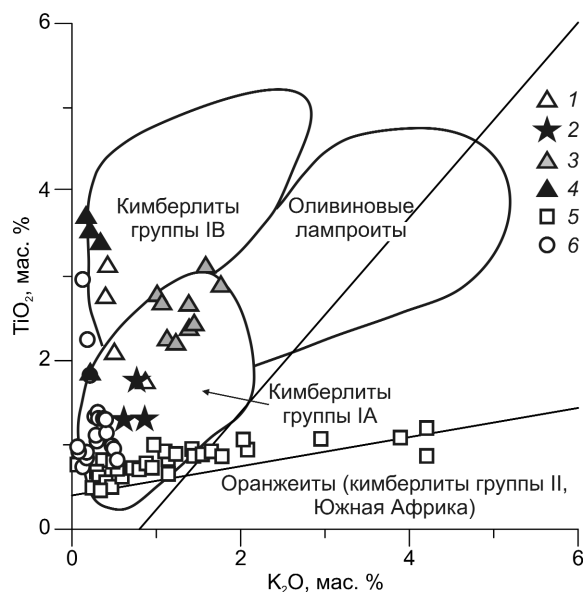


Рис. 2. Вариации TiO_2 и K_2O в кимберлитах Зимнебережного поля:

поля по [15]; сплошные линии по [14]; составы пород здесь и на других рисунках по [2, 4, 6, 7, 10, 12]; 1 — трубки: Аномалия 688, Аномалия 734, Степная (693); 2 — трубка ЦНИГРИ-Архангельская (К3а); 3 — силлы: Шоча (136а), Аномалия 697, Звездочка (494), Светлое (695), Солонзеро (687); 4 — оливиновые мелилититы: Победа (406), Аномалия 840, Ольгино (651); 5 — кимберлиты трубки им. В.Гриба; 6 — золотицкие кимберлиты (месторождение им. М.В.Ломоносова)

трубок и оливиновых мелилититов; второй (в сторону оливиновых лампроитов по [15]) составляют кимберлиты кепинских силлов. Таким образом, по содержанию К и Тi кимберлиты трубок ЦНИГРИ-Архангельская и Аномалия 688 располагаются в промежуточной части между кепинскими кимберлитами, оливиновыми мелилититами — кимберлитами трубки им. В.Гриба и золотицкими кимберлитами (месторождение им. М.В.Ломоносова).

В кимберлитах трубок ЦНИГРИ-Архангельская и Аномалия 688 повышены суммарные содержания тяжелых редких земель (рис. 3). Кимберлиты кепинских трубок и силлов, кепинские оливиновые мелилититы и кимберлиты трубок ЦНИГРИ-Архангельская и Аномалия 688 имеют разное соотношение содержаний легких и тяжелых редких земель (разный наклон у кривых распределения REE), а также разный уровень обогащения REE. Наиболее высокие отношения La/Yb отмечаются в кимберлитах кепинских трубок (36–214) и силлов (54–214). Более низкие (редкие земли слабо фракционированы) характерны для оливиновых мелилититов (18–43) и кимберлитов трубок ЦНИГРИ-Архангельская и Аномалия 688 (22–46). Близкие отношения La/Yb наблюда-

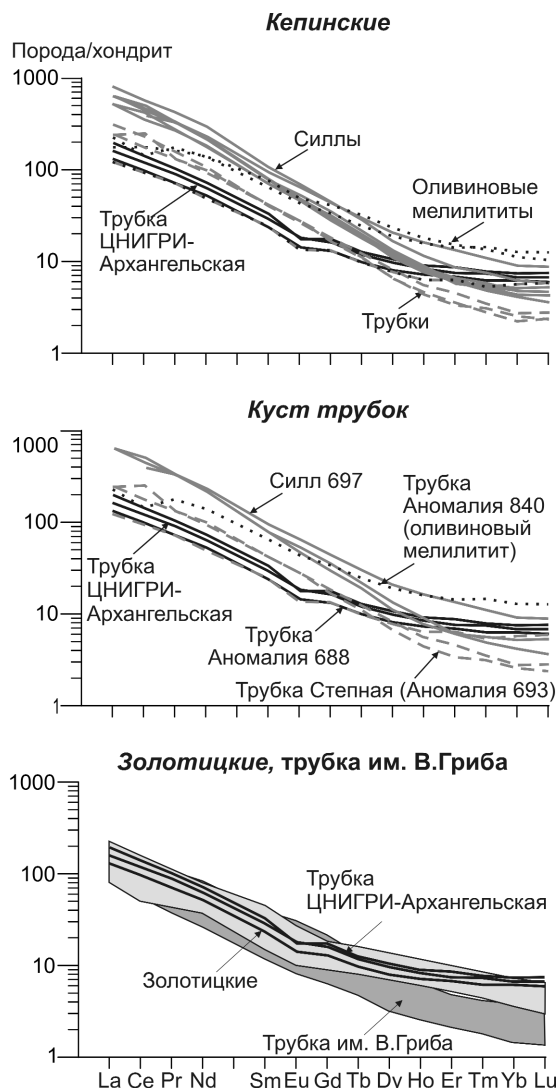


Рис. 3. Нормализованное к хондриту [13] распределение редкоземельных элементов в кимберлитах и оливиновых мелилититах Зимнебережного поля

ются в золотицких кимберлитах (в среднем 50); для трубки им. В.Гриба характерно достаточно интенсивное фракционирование редких земель ($\text{La}/\text{Yb} \sim 77$). Для сравнения, среди якутских кимберлитов низкими отношениями La/Yb обладают кимберлиты Накынского поля ($\text{La}/\text{Yb} \sim 32$), в то время как в остальных кимберлитах Якутии это отношение составляет в среднем 128 [8].

Рассматривая соотношения редких земель в кимберлитах (оливиновых мелилититах) магматических тел, принадлежащих одному кусту, можно отметить такую же неоднородность, как и при рассмотрении всех кепинских кимберлитов в целом. При этом очевидным сходством геохимического состава обладают кимберлиты трубок ЦНИГРИ-

Главные (мас. %) и редкие (г/т) элементы в кимберлитах и оливиновых мелилитах куста трубок Зимнебережного поля

| Компо- ненты | ЦНИГРИ-Архангельская | | | Аномалии | | | 840 |
|--------------------------------|----------------------|-----------|-----------|-------------|-----------|------------|-------|
| | К3а-1/158 | К3а-1/167 | К3а-4/176 | 688 | 693 | 697 | |
| | | | | 688-671/230 | 3215А/174 | 4033/118,6 | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| SiO ₂ | 46,84 | 43,04 | 48,60 | 46,99 | 36,66 | 36,42 | Н. д. |
| TiO ₂ | 1,27 | 1,78 | 1,31 | 1,75 | 2,10 | 2,26 | 3,23 |
| Al ₂ O ₃ | 4,27 | 4,53 | 4,64 | 3,88 | 2,35 | 4,81 | Н. д. |
| Fe ₂ O ₃ | 3,44 | 3,77 | 4,83 | 2,03 | 7,71 | 8,89 | « |
| FeO | 3,10 | 3,40 | 4,35 | 1,83 | 1,68 | 1,72 | « |
| MnO | 0,05 | 0,08 | 0,04 | 0,14 | 0,18 | 0,18 | 0,17 |
| MgO | 21,01 | 23,04 | 20,30 | 15,24 | 32,96 | 30,30 | Н. д. |
| CaO | 2,30 | 2,03 | 2,71 | 8,49 | 0,73 | 1,17 | « |
| Na ₂ O | 0,11 | 0,14 | 0,14 | 0,28 | 0,12 | 0,12 | « |
| K ₂ O | 0,62 | 0,76 | 0,86 | 0,86 | 0,50 | 1,12 | « |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,16 | 0,13 | 0,12 | 0,32 | 0,33 | « |
| Cr | 1048 | 1369 | 1309 | 727 | 2688 | 2389 | 2119 |
| Co | 55 | 62 | 47 | 51 | 76 | 82 | Н. д. |
| Ni | 700 | 778 | 921 | 513 | 1691 | 1410 | 670 |
| Cu | 5 | 9 | 18 | 51 | 72 | 36 | 100 |
| Zn | 56 | 77 | 59 | 44 | 72 | 102 | 136 |
| Ga | 6,8 | 6,9 | 6,6 | Н. д. | 6,3 | 10,4 | 16,0 |
| Rb | 22,3 | 25,7 | 31,2 | 26,0 | 31,4 | 66,2 | 36,0 |
| Sr | 249 | 262 | 161 | 109 | 191 | 543 | 704 |
| Y | 15,0 | 13,9 | 12,0 | 14,0 | 8,8 | 10,5 | 25,9 |
| Zr | 157 | 159 | 125 | 109 | 141 | 135 | 282 |
| Nb | 65 | 79 | 60 | 69 | 112 | 205 | 302 |
| Cs | 0,72 | 0,74 | 1,14 | Н. д. | 0,56 | 0,77 | 0,40 |
| Ba | 248 | 295 | 159 | 131 | 517 | 910 | 1073 |
| La | 45,9 | 38,3 | 30,7 | 29,1 | 57,0 | 148,1 | 53,5 |
| Ce | 88,2 | 75,3 | 61,9 | 56,8 | 158,2 | 271,3 | 87,7 |
| Pr | 9,70 | 8,44 | 6,92 | 6,52 | 12,55 | 30,30 | 16,71 |
| Nd | 33,81 | 29,71 | 24,04 | 22,60 | 44,40 | 99,80 | 63,9 |
| Sm | 4,95 | 4,58 | 3,62 | 3,84 | 6,13 | 11,85 | 9,85 |
| Eu | 1,02 | 1,07 | 0,82 | 0,79 | 1,58 | 2,66 | 2,47 |
| Gd | 3,56 | 3,34 | 2,70 | 2,76 | 3,67 | 6,04 | 6,97 |
| Tb | 0,47 | 0,45 | 0,37 | 0,36 | 0,45 | 0,69 | 0,92 |
| Dy | 2,67 | 2,51 | 2,06 | 1,93 | 2,05 | 2,76 | 4,80 |
| Ho | 0,51 | 0,48 | 0,41 | 0,36 | 0,32 | 0,42 | 0,88 |
| Er | 1,40 | 1,28 | 1,12 | 1,04 | 0,77 | 0,97 | 2,36 |
| Tm | 0,20 | 0,19 | 0,16 | 0,14 | 0,09 | 0,12 | 0,37 |
| Yb | 1,25 | 1,16 | 1,03 | 0,95 | 0,47 | 0,69 | 2,14 |
| Lu | 0,19 | 0,18 | 0,15 | 0,15 | 0,07 | 0,09 | 0,32 |
| Hf | 4,20 | 4,27 | 3,27 | 3,24 | 3,69 | 3,57 | 6,98 |
| Ta | 5,41 | 7,55 | 5,59 | 5,43 | 8,35 | 14,84 | 18,70 |
| Pb | 8,08 | 11,17 | 5,75 | Н. д. | 15,75 | 42,41 | 11,90 |
| Th | 7,07 | 7,41 | 6,10 | 5,16 | 7,98 | 19,42 | 21,40 |
| U | 1,34 | 1,32 | 1,55 | 1,37 | 16,04 | 3,60 | 5,00 |

Примечание. Н. д. — нет данных; 1–6 — кимберлиты, 7 — оливиновый мелилит; 1–4 — по данным ФГУП «ЦНИГРИ»; 5–7 — данные ИГЕМ РАН [13].

Архангельская и Аномалия 688. Похожее соотношения легких и тяжелых редких земель в оливиновых мелилитах Аномалии 840. Более высокими отношениями La/Yb отличаются породы трубки Степная и силла 697.

В результате поинтервального опробования керн скважин из кимберлитовых пород и перекрывающих отложений выделены монофракции глупбинных минералов (пироба, пикроильменита, хромдиопсида, хромшпинелидов). Методами опти-

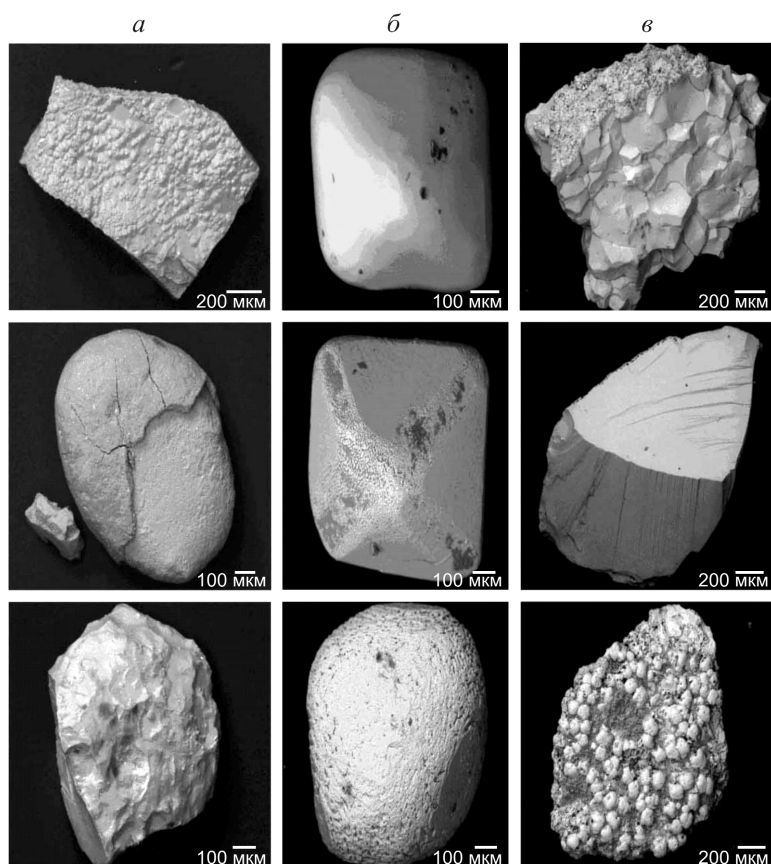


Рис. 4. Особенности микроповерхности зерен глубинных минералов из кимберлитовой трубки ЦНИГРИ-Архангельская:

а — пиропы, *б* — хромшпинелиды, *в* — пикроильмениты

ческой, растровой электронной микроскопии и рентгеновского микроспектрального анализа изучены их морфология, особенности микроповерхности (рис. 4) и химический состав (рис. 5).

Среди кимберлитовых тел Кепинской площади по составу мантийных минералов кимберлитовая трубка ЦНИГРИ-Архангельская близка Аномалиям 688, 693, 695. По содержанию минералов-индикаторов кимберлитов наиболее богатая среди них Аномалия 688 (14 682 г/т), наиболее бедные — Аномалии 695, 693 (11,5 и 24, 5 г/т соответственно); трубка ЦНИГРИ-Архангельская занимает промежуточное положение (112,53 г/т). В трубке им. В.Гриба, являющейся вторым месторождением алмазов на площади рудного поля Зимний Берег, содержание минералов-индикаторов колеблется от 800 г/т в отложениях кратерных фаций до 20 000 г/т в жерловых [3].

Выявлены некоторые закономерности в распределении глубинных индикаторных минералов в кимберлитах. Так, до глубины 100 м среди них существенно преобладает пикроильменит (~75%), на

больших глубинах соотношение зерен пиропы и пикроильменита становится приблизительно одинаковым. Преобладают обломки, а целые зерна и осколки встречаются в подчиненном количестве.

Пироп представлен овалитовыми зернами и трещиноватыми обломками неправильной формы в основном лилового цвета. Широко распространены и оранжево-красные разновидности, в подчиненном количестве присутствуют фиолетовые и желто-оранжевые зерна. Причем количество оранжево-красных пиропов растет с глубиной. Отмечается отчетливая корреляция фиолетовых пиропов с содержанием хромшпинелидов (хромовая ассоциация ультраосновного парагенезиса), а оранжево-красных — с содержанием пикроильменита (титановая ассоциация ультраосновного парагенезиса). Желто-оранжевые разновидности пиропов эклогитового парагенезиса имеют ограниченное распространение. Размер зерен 0,2–4 мм с преобладанием зерен класса крупности $-1+0,4$ мм. У большинства зерен поверхность тонкоматированная коррозионно-гидротермального типа,

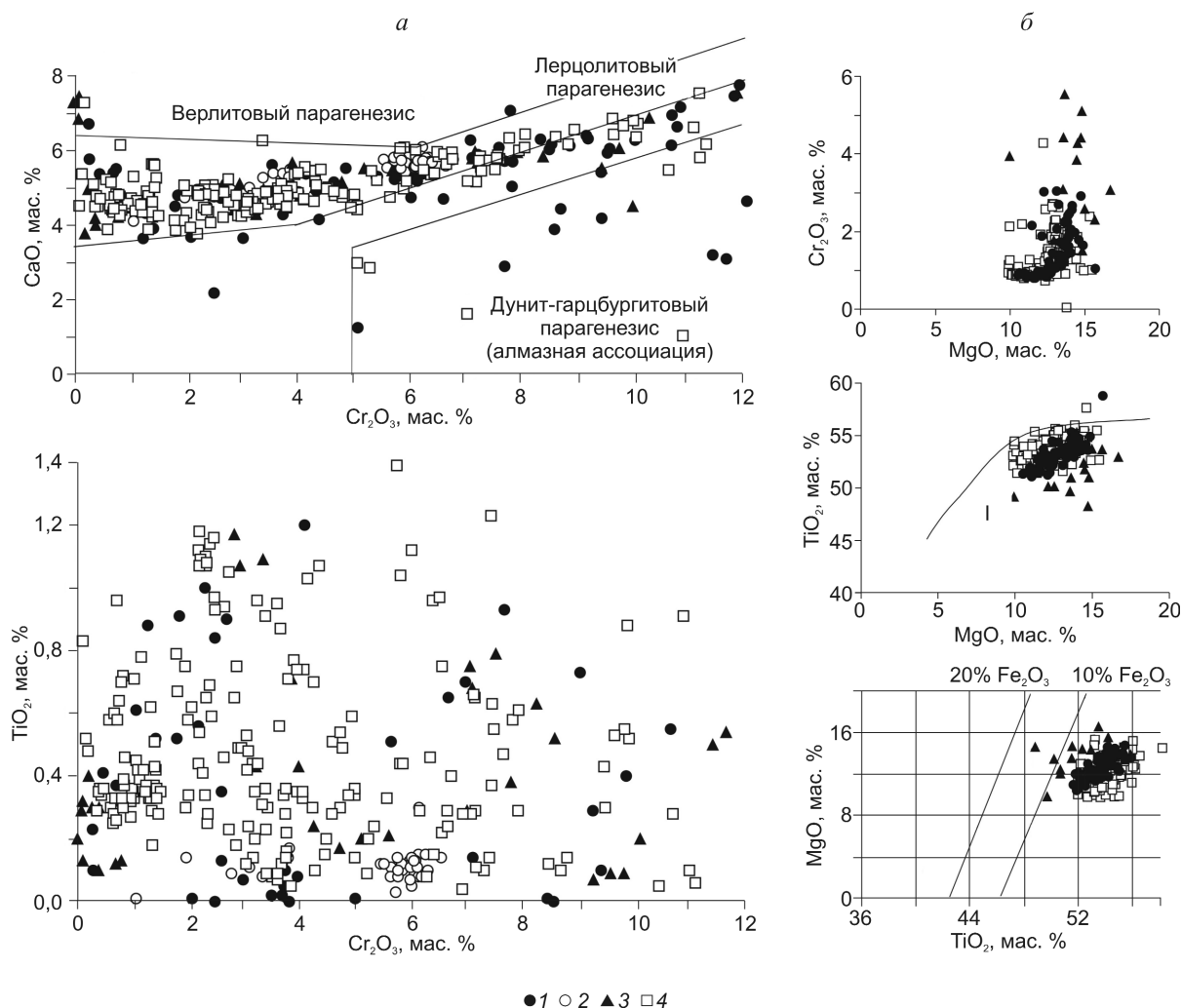


Рис. 5. Химический состав пиропов (а) и пикроильменитов (б) из кимберлитов Кепинской площади и трубки им. В.Гриба:

1 — Аномалия 688 [9]; 2 — Аномалия 695 [7]; 3 — трубка им. В.Гриба (Аномалия 441) [3]; 4 — трубка ЦНИГРИ-Архангельская; I — поле составов пикроильменитов из кимберлитов, по [5]

реже гребенчато-волнистая и микроямчатая коррозионная (см. рис. 4). Довольно широко распространены зерна пироба с келифитовыми каймами, более широкими темно-коричневого цвета на фиолетовых и лиловых разностях и более узкими зеленовато-бежевого цвета — на оранжево-красных.

Все проанализированные зерна пиропов относятся к ультраосновному парагенезису, 80% из которых принадлежат хромовой ассоциации, 20% — титановой. Преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса с широким диапазоном вариаций по хрому (от 0,44 до 13,86 мас. %). Около 20% зерен относится к дунит-гарцбургитовому парагенезису, в том числе 6% — к алмазной ассоциации (см. рис. 5). Пиропы из трубок ЦНИГРИ-Архангельская, Аномалия 688 и им. В.Гриба представлены всеми

фашиями глубинности, при этом количество пиропов алмазной ассоциации в двух первых составляет 5–6% от общего числа изученных зерен.

Пикроильменит представлен угловатыми обломками зерен с монокристаллическим и агрегатным строением, матированной или «шиповидной» поверхностью. Зерна агрегатного строения с «шиповидной» микроповерхностью имеют подчиненное значение. Размер зерен 0,4–4 мм, преобладает класс крупности –1+0,4 мм. По данным микронзондового анализа пикроильменит высокомагнезиальный и высокохромистый с одномодальным распределением содержания Cr₂O₃ (см. рис. 5).

В трубках ЦНИГРИ-Архангельская и им. В.Гриба преобладают зерна пикроильменита мо-

нолитного строения, что характерно для алмазонасных кимберлитов, в то время как в Аномалии 688 преобладает пикроильменит агрегатного строения. Пикроильменит из трубок ЦНИГРИ-Архангельская и им. В.Гриба — более высокохромистый и высокомагнезиальный.

Хромшпинелиды среди глубинных минералов встречаются в подчиненном количестве. Размер зерен 0,4–1 мм, большая их часть в классе крупности –1+0,4 мм.

Отмечаются следующие морфологические разновидности хромшпинелидов: октаэдры, незначительно осложненные по ребрам и вершинам вицинальными гранями; кристаллы переходного типа октаэдр-мириоэдр, для которых грани октаэдра еще различимы, но занимают площадь менее 30%; мириоэдрические кристаллы, оформленные многочисленными вицинальными гранями (со сложными символами), придающими кристаллу округлую форму (см. рис. 4).

На поверхности многих кристаллов наблюдаются признаки магматической коррозии I и II типов [1]. Коррозия I типа характеризуется развитием параллельно-ступенчатого микрорельефа по ребрам и вершинам кристаллов. Коррозия II типа в виде равномерной матировки развивается по всей поверхности зерна. Кроме того, отмечается небольшая часть зерен с гладкой блестящей поверхностью.

В хромшпинелидах трубки ЦНИГРИ-Архангельская по сравнению с хромшпинелидами месторождения им. М.В.Ломоносова повышены содержания железа.

Клинопироксены встречаются в виде целых зерен округлой, овальной, удлинено-овальной формы, реже в виде обломков и осколков неправильной формы размером <0,4 мм. Для целых зерен характерно наличие тонкоматированного микрорельефа, наблюдаются также фрагменты гладкой поверхности, не затронутой постмагматической коррозией. Отмечаются изумрудно-зеленые хромдиопсиды с повышенным содержанием Cr_2O_3 , а также хромсодержащие грязно-зеленые и бледно-зеленые клинопироксены, вероятно, корового происхождения.

В результате обогащения кимберлита массой 1177 кг ЗАО «АЛРОСА-Поморье» АК «АЛРОСА» обнаружено шесть кристаллов алмаза общим весом 8,76 мг, что составляет 0,0074 г/т. В данной выборке присутствуют кристаллы ряда октаэдр – ромбододекаэдр, в том числе два комбинационных кристалла ряда октаэдр – додекаэдр, один сросток плоскогранных октаэдров и два додекаэдроида. Самый крупный из изученных кристаллов (класс крупности –1+0,5 мм) — октаэдр с коричневым нацветом, массой

3,36 г. Среди шести исследованных кристаллов присутствуют плоскогранные, полуокруглые и округлые, со следами интенсивного растворения, пластической деформации и дробления в природных условиях.

Полученные материалы позволяют сформулировать следующие выводы.

Кимберлиты трубки ЦНИГРИ-Архангельская по петрогеохимическим данным относятся к умеренно титанистым разностям Зимнебережного поля, подобно кимберлитам трубки им. В.Гриба, а также алмазонасным умеренно титанистым кимберлитам юга Якутии.

Породы магматических тел, принадлежащих одному кусту, имеют определенные геохимические различия. Так, породы силла Аномалия 697 и оливиновые мелилиты Аномалии 840 по сравнению с кимберлитами трубок «куста» обогащены некогерентными элементами, что может быть связано с их происхождением из разных промежуточных очагов. При этом сходством геохимического состава обладают только кимберлиты трубок ЦНИГРИ-Архангельская и Аномалия 688.

По минералогическим характеристикам (составу и содержанию глубинных минералов) трубка ЦНИГРИ-Архангельская относится к кимберлитам железо-титановой серии и по этим признакам близка к кимберлитовым телам Аномалия 688 и им. В.Гриба. Пиропы представлены всеми фациями глубинности, в том числе алмазной ассоциации, пикроильменит — высокохромистыми и высокомагнезиальными разновидностями монолитного строения, что сближает трубку ЦНИГРИ-Архангельская с алмазонасными кимберлитами трубки им. В.Гриба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001.
2. *Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А., Журавлев Д.З.* Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы алмазонасности кимберлитов окраины Русской плиты: Sr-Nd изотопия и ICP-MS геохимия // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 3. С. 227–241.
3. *Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождений алмазов — кимберлитовой трубки им. В.Гриба (Архангельская алмазонасная провинция) // *Геология рудных месторождений*. 2003. Т. 45. № 5. С. 387–414.
4. *Голубева Ю.Ю., Первов В.А., Кононова В.А.* Петрогенез автолитов из кимберлитовых брекчий трубки им. В. Гриба (Архангельская область) // *Докл. РАН*. 2006. Т. 410. № 6.

5. *Илутин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И.* Кимберлиты. – М.: Недра, 1990.
6. *Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатииков О.А., Каргин А.В.* Сравнительная алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 483–505.
7. *Парсаданян К.С., Кононова В.А., Богатииков О.А.* Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 496–517.
8. *Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины / О.А.Богатииков, В.А.Кононова, Ю.Ю.Голубева и др.* // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.
9. *Саблуков С.М., Будкина Л.И.* Глубинные включения и особенности химического состава сосуществующих минералов // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 229. С. 16–23.
10. *Beard A.D., Dawnes H., Hegner E., Sablukov S.M.* Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk region, NW Russia: evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos. 2000. Vol. 51. P. 47–73.
11. *Geochemical character of Southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints / C.B.Smith, J.J.Gurney, E.M.W.Skinner et al.* // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1985. Vol. 88. P. 267–280.
12. *Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, NW Russia / I.L.Mahotkin, S.A.Gibson, R.N.Thompson et al.* // J. Petrol. 2000. Vol. 41. № 2. P. 201–227.
13. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
14. *Mitchell R.H.* Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks // Plenum Press: New York and London, 1995.
15. *Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E.* Comparative geochemistry of West African kimberlites: Evidence for a micaceous kimberlite end member of sublithospheric origin // Geochem. et Cosmoch. Acta, 1994. Vol. 58. № 19. P. 4017–4037.

УДК 549.211

© Г.К.Хачатрян, 2009

АЗОТНЫЕ И ВОДОРОДНЫЕ ЦЕНТРЫ В АЛМАЗЕ, ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ

Г.К.Хачатрян (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Рассмотрена взаимосвязь между распределением структурных дефектов в кристаллах алмаза и условиями их образования. Показано, что азотные, водородные центры и плейте-летс служат важнейшими типоморфными характеристиками алмаза, которые могут быть использованы при прогнозировании алмазных месторождений. Приведены описание методики прогнозирования коренных месторождений алмаза, основанной на распределении структурных дефектов в кристаллах, и конкретные примеры ее применения.

В основе минералогического метода прогнозирования коренных месторождений по алмазу лежит использование его типоморфных признаков. Сначала (в 50-е годы XX в.) в качестве идентификационных признаков использовались главным образом внешние легко диагностируемые свойства кристаллов — размер, окраска, габитус, тип срастания индивидов и скульптура их поверхности. В дальней-

шем было показано [6], что наряду с такими характеристиками как форма, строение поверхности кристаллов, часто отражающими лишь заключительный этап их формирования, большое значение имеют первичные типоморфные признаки алмаза, непосредственно связанные с условиями его кристаллизации. К ним, в первую очередь, следует отнести сингенетичные структурные дефекты и примеси,

состав и содержание которых отражают термодинамические условия и особенности кинетики процесса алмазообразования.

Характеристика структурных дефектов в алмазе. Несмотря на простой химический состав алмаза, в его реальной структуре присутствуют многочисленные дефекты различного происхождения. В настоящее время известно более 50 дефектов, которые можно подразделить на примесные и непримесные. Среди примесных дефектов для природных алмазов наиболее типичны азот в N-, A- и B-формах и структурная примесь водорода.

N-центры — это одиночные атомы азота, замещающие углерод. Они играют подчиненную роль в алмазах кимберлитового типа: их максимальная концентрация обычно на 2–3 порядка ниже по сравнению с содержанием азота в A-форме. Исключение составляют алмазы из кимберлитовых и лампроитовых тел, имеющие ярко-желтую и зеленовато-желтую окраску, в которых N- и A-центры представлены примерно в равной пропорции. С другой стороны, N-центры являются основной формой вхождения структурного азота в метаморфогенные алмазы. Их максимальная концентрация в метаморфогенных алмазах достигает 2850–3500 at. ppm [2].

В большинстве алмазов кимберлитового типа доминирует азот в A-форме. *A-центры* представляют собой пару смежных атомов азота, замещающих углерод [14]. Максимальные концентрации этой примеси составляют порядка 3000 at. ppm.

Азотные *B-центры* представляют собой четыре атома азота, тетраэдрически сгруппированные вокруг вакансии [12]. B-центры также широко распространены среди природных алмазов кимберлитового типа, причем предельные значения их концентраций соизмеримы с соответствующими содержаниями азота в A-форме. В то же время, для алмазов из месторождений динамометаморфогенного и ударно-метаморфогенного типов они не характерны.

Азотные B-центры, как правило, сопровождаются дефектами непримесной природы — *плейтелетс*. Плейтелетс не содержат в своей структуре значительного количества азотных атомов и представлены интерстициальными пластинчатыми образованиями, которые обусловлены смещениями алмазной решетки размером от 5 нм до 10 мкм, ориентированными параллельно плоскостям куба [17].

Водородные центры фиксируются в алмазах как кимберлитового, так и динамометаморфогенного типов. По оценкам Е.В.Соболева, концентрация водородных центров достигает 100 at. ppm [10]. Предполагаемые структурные модели водородных центров следующие: $^{\text{H}}>\text{C}=\text{C}<^{\text{H}}$ [9] или $>\text{C}=\text{C}<_{\text{H}}^{\text{H}}$ [22].

Наиболее информативным методом при массовых исследованиях структурных дефектов в алмазе, практически «вытеснившим» другие электронно-оптические методы, является ИК-спектроскопия. Каждый из вышеупомянутых дефектов проявляется в спектре поглощения алмаза в виде системы взаимосвязанных характеристических линий, интенсивность которых пропорциональна концентрации структурной примеси. Так, главный максимум поглощения N-центров находится в области 1130 cm^{-1} , A-дефектов — 1282 cm^{-1} , B-центров — около 1175 cm^{-1} , плейтелетс — в интервале 1360–1370 cm^{-1} , водорода — 3107 cm^{-1} .

Данный метод — экспрессный, не требует специальной пробоподготовки и позволяет количественно оценивать концентрации азотных A-, B- и водородных центров, а также плейтелетс и ряда других структурных примесей. В последние годы благодаря появлению ИК-Фурье спектрометров, совместимых с персональным компьютером, на порядок возросла производительность метода, появилась возможность автоматического измерения спектров и их математической обработки с последующим занесением результатов в базу данных.

Структурные дефекты — индикаторы условий алмазообразования. В основе типоморфизма алмаза лежит установленная взаимосвязь между распределением структурных дефектов в кристаллах и условиями алмазообразования. При этом общее содержание структурно связанного азота в кристаллах (N_{tot}) в основном отражает тип глубинного источника и особенности химизма среды кристаллизации алмаза. За последнее десятилетие накоплен большой фактический материал по распределению примеси азота в алмазах с включениями ультраосновного и эцлогитового парагенезисов [13, 15, 19, 20], а также в алмазах из мантийных ксенолитов [7, 21]. На основе этих данных появилась возможность по содержанию азота в кристаллах идентифицировать алмазы, сформировавшиеся в различных среде и термодинамических условиях. Так, кристаллы алмаза, содержащие специфические включения «сверхглубинного» парагенезиса — феррипериклаз, минералы перовскитовой группы, мейджоритовый гранат, свободное железо, никель и др., как правило, относятся к «безазотному» типу Па [18]. В алмазах ультраосновного парагенезиса суммарная концентрация структурного азота обычно не превышает 400 at. ppm с модой 0–100 at. ppm. Алмазы «эцлогитового типа» характеризуются двумодальным распределением содержания этой примеси, меняющимся от 0 до 1200 at. ppm, с максимумами 0–100 и 500–700 at. ppm [18].

Абсолютные значения концентраций азота в кристаллах (N_{tot}) в основном характеризуют тип мантийного источника алмаза. Относительное содержание азота в В-форме — степень агрегированности (% NB) служит индикатором температурного режима его формирования [21].

Изучение представительных коллекций кристаллов из коренных и россыпных проявлений алмаза Сибири, Архангельской области, Урала, Канады, Южной Африки, Бразилии и Венесуэлы показало, что одной из наиболее информативных типоморфных характеристик алмаза является степень агрегированности азота [18]. Например, для алмазов из большинства трубок Восточно-Европейской платформы % NB составляет от 22 до 30%, трубок Далдыно-Алакита — соответственно 31–44%, а в кристаллах из различных россыпей Южно-Американской платформы этот параметр превышает 54%, достигая 93% в алмазах района Джуина (Бразилия). Согласно экспериментальным данным [16], содержание структурного азота в алмазе и степень его агрегированности зависят от температуры кристаллизации и посткристаллизационного отжига этого минерала. Количественные соотношения указанных параметров широко используются в геотермометрии [21].

Кроме того, концентрации плеителетс и структурной примеси водорода в кристаллах, взаимосвязанные с механизмом и скоростью их роста [1], позволяют выявлять специфику алмазов, сформировавшихся в различных очагах. Для кристаллов с тангенциальным механизмом роста, как правило, наблюдается соотношение концентраций этих дефектов в условных единицах — $P > 1$, $H < 1$, а для кристаллов с нормальным механизмом роста соответственно — $P < 1$, $H > 1$ [1]. Кристаллы со смешанным механизмом роста одновременно содержат повышенные количества плеителетс и водорода.

Максимальные концентрации водородных центров зафиксированы в природных алмазах метаморфогенного типа (рис. 1), обладающих волокнистым внутренним строением и образовавшихся в неравновесных условиях и пересыщенной углеродом среде [8]. Среди алмазов кимберлитового типа повышенным содержанием структурной примеси водорода отличаются кристаллы из трубок Золотницкого поля Архангельской области, например трубки им. Карпинского-1, значительная часть которых сформировалась по нормальному и смешанному механизмам роста [18]. По содержанию водорода кристаллы алмаза трубки им. Карпинского-1 занимают промежуточное положение между алмазами из трубок Центральной Якутии (приведены данные по трубке Юбилейная) и алмазами из мета-

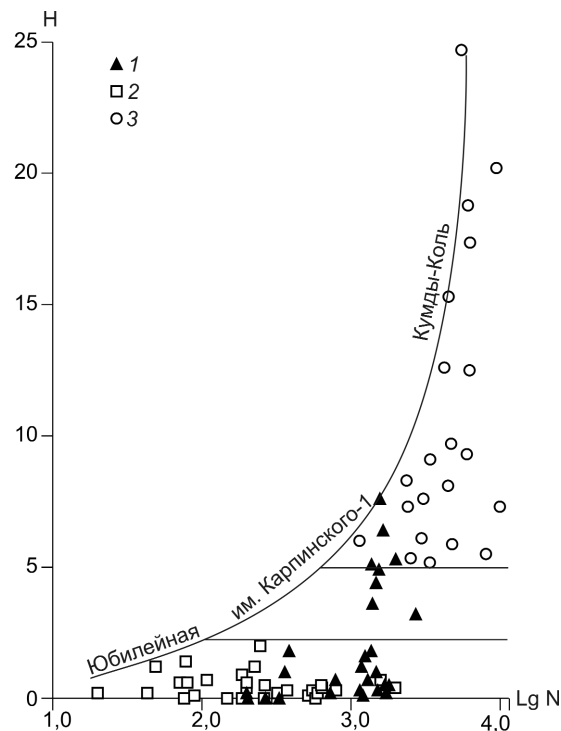


Рис. 1. Содержания азота ($\lg N$) и водорода (H , усл. ед.) в кристаллах алмаза с различным внутренним строением:

1 — трубка им. Карпинского-1; 2 — трубка Юбилейная; 3 — метаморфические породы Кумды-Коля

морфических пород Кумды-Коля (Казахстан) (см. рис. 1).

Методика прогнозирования коренных месторождений алмаза. Целенаправленные исследования структурных дефектов в природных алмазах ведутся во всем мире уже несколько десятилетий. Обобщение результатов по распределению в кристаллах оптически активных центров, полученных в ЦНИГРИ, и литературных данных позволило выявить типоморфные особенности алмазов из различных провинций, районов и отдельных месторождений.

Как отмечено выше, общими признаками, позволяющими различать алмазы из месторождений различных территорий и источников, являются параметры распределения азотных центров в кристаллах.

Плеителетс и водород относятся к «тонким» отличительным свойствам алмазов из различных кимберлитовых тел одного района. Используя весь комплекс данных по оптически активным центрам, можно идентифицировать кристаллы алмаза из конкретных источников. Проиллюстрируем это на примере алмазов из трубок Далдыно-Алакитского района Якутии. Из анализа модальных концентраций структурных дефектов в алмазах ряда кимберлитовых

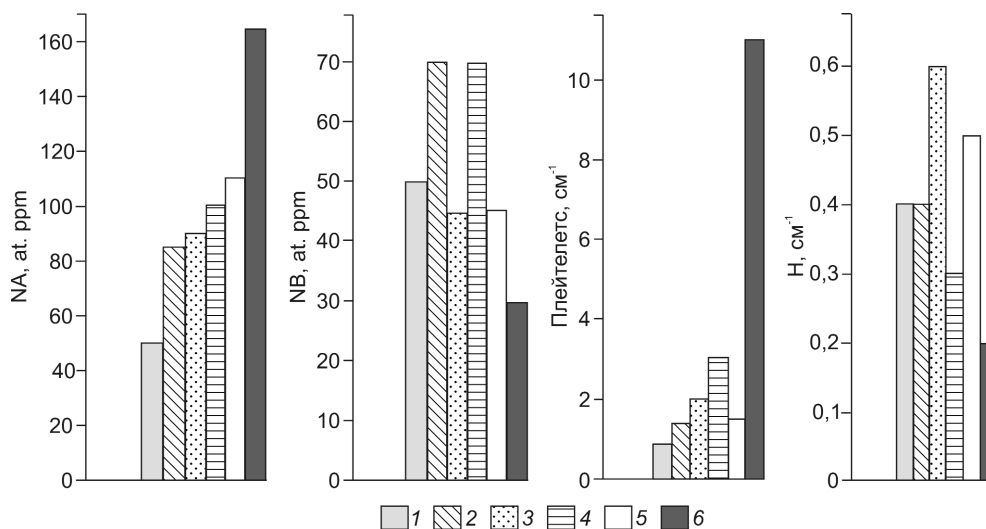


Рис. 2. Модальные концентрации структурных дефектов в алмазах из трубок Алаakit-Мархинского поля:

1 — Молодость (29), 2 — Юбилейная (89), 3 — Айхал (35), 4 — Сытыканская (32), 5 — Краснопресненская (43), 6 — Комсомольская (39); в скобках — число образцов в выборке

вых тел Алаakit-Мархинского поля видно, что алмазы каждой из трубок характеризуются специфическим соотношением концентрации азота в различных формах, водорода и плейтелетс (рис. 2). Так, кристаллы трубки Юбилейная по А-центрам наиболее значительно отличаются от алмазов трубок Комсомольская (мода NA ~165 at. ppm) и Молодость (мода NA ~50 at. ppm), по В-центрам — от алмазов трубок Комсомольская (мода NB ~30 at. ppm), Айхал и Краснопресненская (обе моды ~45 at. ppm), по водородным центрам — от алмазов трубок Айхал (мода α_{3107} ~0,6 см⁻¹) и Комсомольская (мода α_{3107} ~0,2 см⁻¹), по относительному содержанию плейтелетс — от алмазов трубок Сытыканская (мода α_{1365} ~3,0 см⁻¹) и Комсомольская (мода α_{1365} ~11,5 см⁻¹). Следовательно, алмазы трубки Юбилейная отличаются от алмазов трубки Комсомольская по четырем, трубки Айхал — по двум, трубок Сытыканская, Краснопресненская и Молодость по одному признаку.

Методика прогнозирования коренных месторождений алмаза, основанная на изучении распределения структурных примесей и дефектов в кристаллах, состоит в следующем:

формируется выборка алмазов, характеризующая изучаемый объект;

в алмазах выборки определяются концентрации структурных дефектов;

проводится статистическая обработка результатов анализа;

параметры распределения алмазов по содержанию в них структурных дефектов сопоставляются

с соответствующими данными по эталонным объектам.

Формирование выборки алмазов — один из важных моментов при сравнительном анализе свойств групп индивидов из россыпей и коренных проявлений. Как известно, многие свойства кристаллов алмаза взаимосвязаны с содержанием структурных дефектов в кристаллах. Поэтому при формировании выборки рекомендуется учитывать распространенность в исследуемом месторождении морфологических, цветовых разновидностей кристаллов, а также алмазов определенных классов крупности.

Оценка необходимого числа индивидов показала, что минимально допустимая выборка составляет 30 образцов, а оптимальным для получения воспроизводимых параметров распределения является исследование порядка 100 кристаллов.

Для получения сопоставимых и достоверных результатов необходимо использовать соответствующие современному уровню количественные методики определения концентраций структурных дефектов, рассмотренные нами в работе [11].

Первоначальная статистическая обработка данных по содержанию структурных дефектов в алмазе состоит в выявлении характера распределения алмазов исследуемого объекта по содержанию в них азота в различных формах, плейтелетс и водорода. Обычно проводится определение средних и модальных значений, среднеквадратического отклонения, дисперсии выборки с построением гистограмм и кривых распределения. Эти кривые, с одной стороны, являются характеристическими для

каждого месторождения, с другой — позволяют оценить однородность выборки (наличие одной или нескольких популяций кристаллов). Если алмазы исследуемого объекта представлены преимущественно одной главной популяцией кристаллов, то информативными статистическими параметрами служат модальные и средние по выборке концентрации оптически активных центров и их среднеквадратические отклонения. При бимодальном и полимодальном распределении алмазов по содержанию в них структурных дефектов в выборке кристаллов необходимо выделить отдельные популяции с последующей оценкой отмеченных статистических параметров для каждой из популяций.

Идентификация выявленных популяций алмазов проводится путем сопоставления модальных и средних значений концентраций оптически активных центров с соответствующими параметрами кристаллов из возможных коренных источников. Решению этой задачи в значительной мере способствует разработанная в ЦНИГРИ база данных по распределению структурных дефектов в алмазах. Она обеспечивает возможность сбора, хранения и обработки информации, необходимой для выявления комплекса типоморфных признаков алмаза с помощью имеющихся математических методов. Главным ее структурным элементом является объект исследования — кристалл алмаза. Разработанная база данных содержит информацию о 3793 образцах алмаза четырех основных геолого-генетических типов: кимберлитового, лампроитового, ударно-метаморфогенного и динамометаморфогенного (рис. 3). Структура базы данных включает 12 полей, характеризующих свойства алмаза и объединяющих три группы признаков: геологическую позицию образца, его внешние легко диагностируемые признаки (размер, окраска, форма) и данные по содержанию структурных дефектов в алмазе.

Структурные дефекты в алмазах северо-востока Якутии. Как пример использования распределения примесных центров в кристаллах при прогнозировании коренных месторождений рассмотрим результаты изучения алмазов из трубок и россыпей северо-востока Якутии. Генетическая природа алмаза из россыпей остается недостаточно ясной, а их коренные источники до настоящего времени не выявлены. Ранее установлено, что одним из вероятных источников алмаза северных россыпей и, в первую очередь, кристаллов Эбеляхской площади послужили верхнетриасовые конгломераты Нижнеленского района [3, 4]. В связи с этим специфические кристаллы «нижнеленской ассоциации» верхнетриасовых вторичных коллекторов,

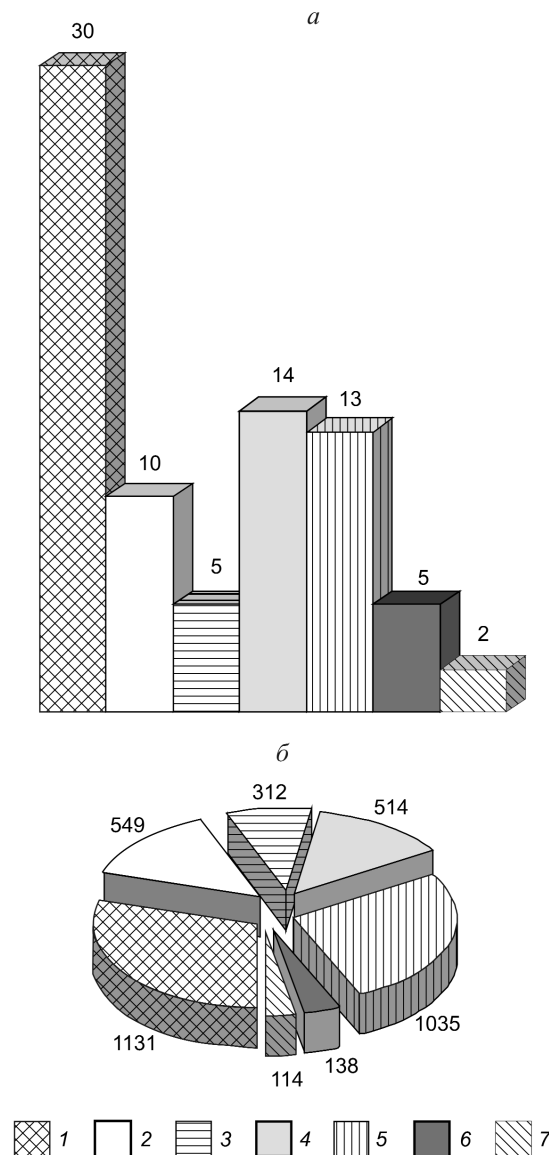


Рис. 3. База данных по распределению структурных дефектов в алмазе:

a — число объектов, *б* — число образцов; платформы: 1 — Сибирская, 2 — Восточно-Европейская, 3 — Северо-Американская, 4 — Южно-Американская, 5 — Африканская, 6 — Австралийская, 7 — Хино-Корейская

имеющих площадной характер развития, могут рассматриваться как «фоновые».

Типоморфные характеристики основных популяций кристаллов алмаза ряда россыпей Анабарского и Нижнеленского районов позволяют сделать выводы о генетической природе алмаза (таблица). Так, алмазы главных популяций участка Булкур Нижнеленского района, россыпей Верхний Биллях, Холомолоох и Средний Маяк Анабарского района обнаруживают сходство с кристаллами второстепенной популяции трубки Малокуонапская. Все эти кристаллы по общему содержанию азота мож-

Сравнительная характеристика распределения структурных дефектов в основных популяциях кристаллов алмаза из россыпей и трубок северо-востока Якутии и Архангельской области

| Провинция, район | Объекты | n | Азот, at. ppm | | % NB | Плейтелетс, см ⁻¹ | Водород, см ⁻¹ |
|------------------------------------|---|----|---------------|---------|------|------------------------------|---------------------------|
| | | | NA | NB | | | |
| <i>Группа I</i> | | | | | | | |
| Сибирская, Анабарский | Реки Средний Маят, Верхний Биллях, Холомолоох (<i>главные популяции</i>) | 61 | 210±110 | 220±120 | 51 | 9,1±7,7 | 0,9±0,7 |
| Сибирская, Нижнеленский | Участок Булкур (<i>главная популяция</i>) | 32 | 209±108 | 211±94 | 50 | 4,9±3,5 | 0,6±0,4 |
| Сибирская, Анабарский | Трубка Малокуонапская (<i>второстепенная популяция</i>) | 13 | 245±158 | 208±153 | 46 | 7,5±5,58 | 1,6±0,5 |
| <i>Группа II</i> | | | | | | | |
| Сибирская, Анабарский | Реки Холомолоох, Верхний Биллях, Средний Маят (<i>второстепенные популяции</i>) | 21 | 1031±278 | 415±103 | 30 | 6,4±2,3 | 1,5±1,4 |
| Сибирская, Нижнеленский | Участок Булкур (<i>второстепенная популяция</i>) | 22 | 1020±130 | 378±25 | 27 | 10,5±4,5 | 1,4±0,5 |
| Восточно-Европейская, Зимний Берег | Трубка Архангельская (<i>главная популяция</i>) | 15 | 1043±93 | 342±234 | 25 | 5,4±3,9 | 3,2±2,4 |
| <i>Группа III</i> | | | | | | | |
| Сибирская, Анабарский | Реки Верхний Маят, Уджа (<i>главные популяции</i>) | 57 | 689±119 | 270±139 | 27 | 9,5±5,4 | 0,9±0,6 |
| Восточно-Европейская, Зимний Берег | Трубка им. М.В.Ломоносова (<i>второстепенная популяция</i>) | 20 | 608±66 | 229±159 | 25 | 9,8±8,5 | 2,8±1,6 |

Пр и м е ч а н и е. Указаны средние по выборкам значения концентраций структурных дефектов и их среднеквадратические отклонения; n — число образцов.

но отнести как к ультраосновному, так и к экологитовому парагенезисам. По распределению азотных центров, согласно геотермометру Тейлора-Милледж, они сформировались при достаточно высоких температурах, составляющих в среднем ~1130°С при «возрасте» кристаллов 3 млрд. лет [21]. По соотношению концентраций плейтелетс и водорода в изученных алмазах можно заключить, что они характеризуются преимущественно послыйным внутренним строением и кристаллизовались в условиях, близких к равновесным.

Алмазы главной популяции Верхнего Маята близки к алмазам второстепенной популяции трубки им. М.В.Ломоносова Архангельской области (см. таблицу). Предположительно, они образовались в экологитовой среде при $T \sim 1100^\circ$, если их «привести к возрасту» 3 млрд. лет [21].

Алмазы второстепенных популяций участка Булкур и россыпи Холомолоох характеризуются повышенным содержанием структурно связанного азота и низкой степенью его агрегированности (см. таблицу). По этим параметрам они принадлежат к экологитовому типу и более низкотемпературны ($T \sim 1080^\circ\text{C}$) по сравнению соответствующими кристаллами главных популяций [21]. Распределение структурных дефектов в кристаллах второстепенных по-

пуляций участка Булкур и россыпи Холомолоох сходно с таковым для главной популяции алмаза трубки Архангельская Архангельской области (см. таблицу). Однако, судя по соотношению концентраций водорода и плейтелетс в сопоставляемых выборках, кристаллы из россыпей образовались в более равновесных условиях, чем кристаллы трубки Архангельская.

В целом же приведенные данные свидетельствуют о том, что коренные источники изученных кристаллов алмаза из россыпей Нижнеленского и Анабарского районов могут быть отнесены к кимберлитовому типу.

Большое практическое значение имеет вопрос о роли выявленных алмазоносных трубок в формировании россыпей Лено-Анабарской субпровинции. В этом отношении представляют интерес полученные нами результаты по распределению структурных дефектов в кристаллах трубки Малокуонапская. Согласно данным Ю.М.Биленко, алмазы из большинства убогоалмазоносных трубок севера Якутии преимущественно низкоазотные (модальные концентрации азота в А-форме <250 at. ppm) и характеризуются повышенной долей кристаллов типа Па [4]. Кристаллы из россыпей этого же региона отличаются от последних присутствием

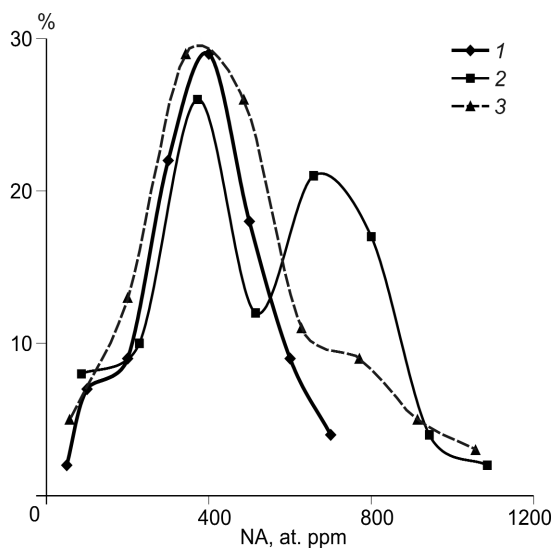


Рис. 4. Распределение алмазов по содержанию азота в А-форме:

1 — трубка Малокуонапская; россыпи рек, по [5]: 2 — Хара-Мас, 3 — Большая Куонапка

средне- и высокоазотной популяций алмазов [5]. Поскольку кристаллы трубки Малокуонапская, обладающей полупромышленной алмазонасностью, имеют повышенные содержания А-центров с модой NA около 400 at. ppm, данная трубка и аналогичные ей могут рассматриваться в качестве потенциальных коренных источников алмаза россыпей северо-востока Якутии. Это предположение подтверждается сходным распределением А-центров в алмазах данного месторождения и в алмазах ряда северных россыпей [5], например россыпей рек Большая Куонапка и Хара-Мас (рис. 4).

Одним из путей решения вопроса о местоположении коренных источников алмаза северных россыпей является детальное сравнительное исследование распределения структурных дефектов в выборках кристаллов, отобранных с различных участков в пределах изучаемой территории.

Типоморфные особенности кристаллов алмаза Анабарского района изучены нами на примере россыпей рек Маят и ее притоков, Верхний Биллях и Холомолоох и дополнены литературными данными [5]. Это позволило выделить среди алмазов из различных россыпей Анабарского района три основные группы.

Первая группа (I) аналогична «фоновой» главной популяции алмаза из нижнетриасовых конгломератов Нижнеленского района. Она распространена наиболее широко и проявляется среди алмазов рек Удья, Маят с притоками, Биллях и Эбелях (см. таблицу).

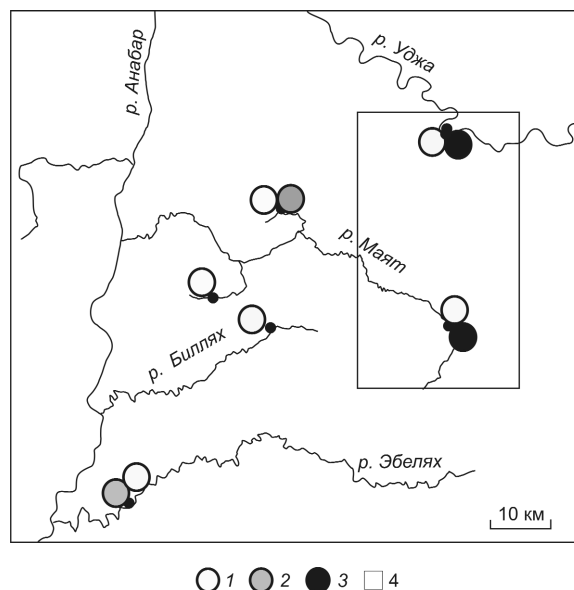


Рис. 5. Схема распространности основных групп кристаллов алмаза в россыпях Анабарского района Сибирской платформы:

1 — кристаллы группы I, 2 — кристаллы группы II, 3 — кристаллы группы III; 4 — предполагаемый участок локализации неизвестного коренного источника

Вторая группа (II) соответствует «фоновой» высокоазотной второстепенной популяции алмаза из нижнетриасовых конгломератов Нижнеленского района и отмечается среди алмазов из россыпей нижнего течения р. Эбелях (руч. Холомолоох) и одного из притоков р. Средний Маят (см. таблицу).

Третья группа (III) кристаллов отмечается в россыпях р. Удья и верховьев р. Маят и характеризуется преобладанием кристаллов со средней концентрацией азота в А-форме ~690 at. ppm, занимая по этому параметру промежуточное положение между группами I и II. По В-центрам, плейтелетс и водороду кристаллы группы III близки к алмазам группы I (см. таблицу).

Присутствие среди кристаллов россыпей рек Верхний Маят и Удья специфической группы III, отличной от «фоновых» популяций алмаза из россыпей Нижнеленского района, указывает на наличие в Маят-Уджинском междуречье еще не выявленного коренного источника алмазов (рис. 5).

Таким образом, структурные дефекты служат важнейшими типоморфными характеристиками алмаза и чувствительными индикаторами условий его образования, что позволяет использовать их при прогнозировании алмазных месторождений на закрытых территориях.

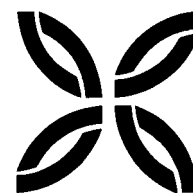
Автор выражает благодарность А.В.Герасимчуку, Н.Н.Зинчуку, В.И.Коптилю за предоста-

вление образцов для исследования и обсуждение результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинова Г.К. Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 4. С. 868–871.
2. Блинова Г.К. Распределение структурных примесей в алмазах различного генезиса // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 1. С. 184–186.
3. Граханов С.А. Геологическое строение и алмазонасность россыпей Севера Якутской алмазонасной провинции // Тр. АК «АЛРОСА» ЯНИГП ЦНИГРИ, Воронеж, 2000.
4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
5. Коптиль В.И., Биленко Ю.М. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы по данным их комплексного исследования // Методы комплексного изучения алмазосодержащего сырья. М., 1983. Вып. 175. С. 37–46 (Тр. ЦНИГРИ).
6. Методическое руководство по комплексному исследованию алмазов при локальном прогнозировании и поисках коренных месторождений / Ф.В.Каминский, З.В.Бартошинский, Г.К.Блинова и др. – М.: ЦНИГРИ, 1988.
7. Морфология и физические свойства алмаза из мантийных ксенолитов / В.В.Бескрованов, З.В.Специус, В.Г.Малоголовец и др. // Минералогический журнал. 1991. Т. 13. № 5. С. 31–42.
8. Новый генетический тип алмазных месторождений / Л.Д.Лаврова, В.А.Печников, А.М.Плешаков и др. – М.: Научный мир, 1999.
9. Соболев Е.В., Лисойван В.И. Примесные центры в алмазах // Тез. VIII отчетн. научн. конференции. Новосибирск, 1971. С. 60–61.
10. Соболев Е.В. Тверже алмаза. – Новосибирск: СО изд-ва Наука, 1989.
11. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и ее практическое применение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 319–322.
12. Bursill L.A., Glaisher R.W. Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. P. 608–618.
13. Cartigny P., Harris J.W., Javoy M. Eclogitic diamond formation at Jwaneng; no room for a recycled component // Science. 1998. Vol. 280. P. 1421–1424.
14. Davies G. The A nitrogen aggregate in diamond-its symmetry and possible structure // Journ. Phys. 1976. C 9. P. 537–542.
15. Deines P., Harris J.W., Spear P.M., Gurney J.J. Nitrogen and C13 content of Finsch and Premier diamonds and their implications // Geochimica and cosm. acta. 1989. Vol. 53. P. 1367–1378.
16. Evans T. Aggregation of nitrogen in diamond // The properties of natural and synthetic Diamond. Acad. Press, London, 1992. P. 259–290.
17. Evans T., Kiflawi I., Luyten W., van Tendeloo G. Conversion of platelets into dislocation loops and voidite formation in type IaB diamonds // Proc. Roy. Soc. London, A, 1995. Vol. 449. P. 295–313.
18. Kaminsky F.V., Khachatryan G.K. Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorption data // Canad. Mineralogist. 2001. Vol. 39. P. 1733–1745.
19. Stachel T., Harris J.W. Singenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana)-a deep peridotite profile with a history of depletion and re-enrichment // Contr. Mineral. Petrol. 1997. Vol. 127. P. 336–352.
20. Stachel T., Harris J.W., Tappert R., Brey G.P. Peridotitic diamonds from the Slave and Kaapval cratons-similarities and differences based on a preliminary data set // Lithos. 2003. Vol. 71. P. 489–503.
21. Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch // Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr. Novosibirsk, August 1995. P. 620–622.
22. Woods G.S., Collins A.T. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds // J. Phys. Chem. Solids. 1983. Vol. 44. № 5. P. 471–475.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



15 августа 2009 г. исполнилось 60 лет кандидату геолого-минералогических наук, заведующему отделом геологии, методов поиска и экономики месторождений алмазов ФГУП «ЦНИГРИ» **Юрию Конкордьевичу Голубеву**.

После окончания в 1973 г. МГРИ им. С.Орджоникидзе Ю.К.Голубев работал в Геологическом институте АН СССР, где занимался изучением особенностей седименто- и литогенеза ледниковых отложений. В 1982 г. защитил кандидатскую диссертацию. После защиты изучал особенности формирования осадков внутриконтинентальных шельфовых морей.

С 1986 г. Ю.К.Голубев работает в ЦНИГРИ. Изучал строение ледниковых отложений, перекрывающих кимберлитовые трубки месторождения алмазов им. М.В.Ломоносова в Архангельской области. В результате этих работ разработаны методические рекомендации по комплексированию прогнозно-поисковых работ, апробированные позднее на Среднем Тимане, в Архангельской области и Центральном районе России.

В 1996 г. Ю.К.Голубев назначен заведующим отделом геологии, методов поиска и экономики месторождений алмазов. На этом посту занимался изучением возможного проявления постдевонского алмазонного магматизма в пределах Восточно-Европейской платформы, алмазонного магматизма на северо-западе России, выявлением природы россыпей западного склона Урала. В результате работ на Урале им объяснена специфика формирования данных россыпей в ходе разнообразных процессов седименто- и литогенеза. Показана несостоятельность попыток объяснения их генезиса как флюидизатно-эксплозивных образований.

За период работы в ЦНИГРИ Ю.К.Голубевым выполнены важные исследования по особенностям ведения штихоминералогических поисков алмазных месторождений применительно к ледниковым районам европейской части России, которые позволили полностью перестроить методический подход к этому виду работ и интерпретации получаемых результатов. Он — один из авторов руководств по методикам прогнозирования и поисков месторождений алмазов, оценки прогнозных ресурсов алмазов, соавтор изданной в 2004 г. под эгидой АК «Алроса» монографии «Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки месторождений алмазов», в которой им предложена новая классификация ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов.

В последние годы Ю.К.Голубев руководил геологоразведочными работами, выполняемыми по заказу Роснедра. При его участии в Архангельской области в пределах Кепинской площади обнаружены две кимберлитовые трубки. Занимался анализом состояния минерально-сырьевой базы алмазов России в сравнении с основными странами-производителями алмазов.

Научные исследования и разработки Ю.К.Голубева отражены более чем в 100 научных трудах. За высокие научные достижения он награжден знаком «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», медалью «В память 850-летия Москвы».

Поздравляем Юрия Конкордьевича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, творческих успехов, личного счастья.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ЗАРУБЕЖНЫЙ ОПЫТ

СООТНОШЕНИЕ «ЗАПАСЫ–ДОБЫЧА» МЕТАЛЛОВ В МИРОВОЙ ГОРНОРУДНОЙ ИНДУСТРИИ НА 2009 г.

Профессор Петер Лазничка (Peter Laznicka, Total Metallogeny Consulting, Аделаида, Австралия), один из ведущих специалистов в области геологии месторождений твердых полезных ископаемых, сопоставил выявленные запасы металлов в рудах по всем категориям, о которых стало известно в 2008 г., с объемом их добычи в том же году (таблица). Характеризуя приведенные данные, автор отметил трудности получения оценок, одинаково надежных для всех металлов. По-видимому, не все трудности ему удалось преодолеть. Кроме того,

П.Лазничка указывает, что не все сведения о приросте запасов, взятые преимущественно из SEG Newsletter, относятся к месторождениям, открытым в 2008 г. Информация в столбцах 2 и 3 таблицы лишь подтверждает, что на учет поставлено дополнительное количество металла (иногда это — подтверждение уже оценивавшихся ранее ресурсов металлов в рудах). Видимо, не случайно в подзаголовке раздела, где публикуется этот материал, редакция предупреждает читателя: «Мнения авторов сообщений, помещаемых ниже, могут не совпадать с

Соотношение «прирост запасов металлов/добыча» на 2008 г., по P.Laznicka, 2009
(Metal Resources Announced in 2008: Do They Replenish the Mined-Out Tonnages? // SEG Newsletter. 2009. № 77. P. 23)

| Металлы | Вновь выявленные к 2009 г. запасы (оценка SEG) | Скорректированные данные по другим источникам | Число месторождений | Добыча, 2008 г. | Отношение «запасы/добыча», 2008 г. (прирост исходной обеспеченности) |
|---------|--|---|---------------------|-----------------|--|
| Au | 14 259 т | 19 591 т | 177 (15) | 2330 т | 8,4 |
| Ag | 109 162 т | 134 905 т | 61 (4) | 20 900 т | 6,5 |
| Cu | 70,2 млн. т | 135,5 млн. т | 62 (15) | 15,7 млн. т | 8,6 |
| Zn | 39,4 млн. т | 42,1 млн. т | 34 (2) | 11,34 млн. т | 3,7 |
| Pb | 17,4 млн. т | 18,05 млн. т | 27 (4) | 3,8 млн. т | 4,8 |
| Mo | 3179 тыс. т | 5394 тыс. т | 28 (14) | 212 тыс. т | 25,4 |
| Ni | 12 296 тыс. т | 12 296 тыс. т | 15 (1) | 1,61 млн. т | 7,6 |
| W | 348 тыс. т | 348 тыс. т | 8 (1) | 54,6 тыс. т | 6,3 |
| Fe | 6622 млн. т | 7772 млн. т | 6 (1) | 2200 млн. т | 3,5 |
| U | 78 тыс. т | 778 тыс. т | 9 (1) | 36,72 тыс. т | 21,2 |
| Co | 138 тыс. т | 138 тыс. т | 6 | 71,8 тыс. т | 1,9 |
| Sn | 338 тыс. т | 338 тыс. т | 5 (1) | 333 тыс. т | 1,0 |
| Cr | 12 млн. т | 12 млн. т | 1 (1) | 21,5 млн. т | 0,6 |
| Sb | 120 тыс. т | 120 тыс. т | 2 (2) | 165 тыс. т | 0,7 |
| Bi | 35 тыс. т | 35 тыс. т | 1 (1) | 5800 тыс. т | 6,0 |
| МПГ | 2162 т | 2162 т | 9 | 406 т | 5,3 |
| In | 396 т | 396 т | 1 | 0,568 т | 697 |

П р и м е ч а н и е. Авторские значения в последней графе округлены до первой значащей цифры после запятой; в скобках — число месторождений-гигантов, по P.Laznicka, 1999 (Quantitative relationships among giant deposits of metals // Econ. Geol. 1999. Vol. 94. № 4. P. 455–473); добыча в 2008 г. — по данным U.S. Geological Survey Commodity Summaries, 2009; 36,72 тыс. т — данные за 2006 г.

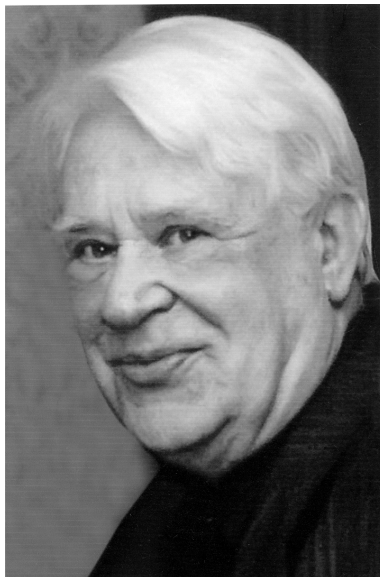
мнениями SEG. Авторы несут полную ответственность за содержание представляемых материалов».

По оценке П.Лазнички в месторождениях-гигантах сосредоточено, %: 63 Au, 54 Ag, 90 Cu, 53 Zn, 70 Pb, 90 Mo, 57 W, 90 U, 82 Sn, 100 Sb и Bi. Он полагает, что эти месторождения в настоящее время являются и в обозримом будущем останутся главными источниками этих металлов.

Период 2004–2008 гг. был благоприятен для горнодобывающей промышленности и геологоразведки. В 2007 г. цены на многие металлы достигли исторического максимума. Однако начавшийся в 2008 г. финансовый кризис привел к изменению этой тенденции в динамике цен. Диапазон оценок соотношения «прирост–добыча», состав-

ляющий почти три порядка, по мнению автора, свидетельствует о способности геологоразведки оперативно реагировать на требования экономики, подкрепленные соответствующим ростом цен и асигнований на геологоразведочные работы. В то же время, динамика восполнения запасов металлов, отнюдь, не поражает воображение: в наиболее благоприятный период величина отношения «запасы/добыча» составляет преимущественно единицы, редко — десятки, а для Cr, Sb, Sn запасы уменьшились.

И.А.Кубанцев



ПАМЯТИ ЕВГЕНИЯ МИХАЙЛОВИЧА ЕРШОВА

10 июня 2009 г. ушел из жизни кандидат технических наук, ведущий специалист в области индуктивной электроразведки, ветеран ЦНИГРИ **Евгений Михайлович Ершов**.

Е.М.Ершов после окончания в 1955 г. геофизического факультета МГРИ работал техническим руководителем и начальником партии в тресте «Геофизнефтеуглеразведка» (1955–1963 гг.). С 1963 г. до выхода на пенсию в 2002 г. он — старший, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораториями рудной электроразведки и аэроэлектроразведки ЦНИГРИ. Е.М.Ершов — активный участник разработки методов индукционной электроразведки, соавтор аэрометода дипольного индуктивного профилирования, получившего широкое применение при геологическом картировании, в частности при поисках месторождений алмазов на севере Русской платформы. Им опубликованы 43 научных работы, среди которых несколько монографий и пять изобретений. Награжден двумя медалями ВДНХ.

Аппаратурно-методические разработки Е.М.Ершова внесли заметный вклад в развитие минерально-сырьевой базы нашей страны.

Е.М.Ершов пользовался заслуженным уважением коллег. Его высокий профессионализм, увлеченность своей работой, исключительно доброжелательное отношение к окружающим его людям навсегда останутся в памяти сотрудников и друзей.

Выражаем глубокое соболезнование родным и близким Евгения Михайловича Ершова.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Друзья и товарищи*