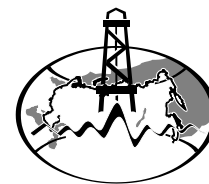


РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



4/2008

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
П.А.ИГНАТОВ
М.А.КОМАРОВ
М.М.КОНСТАНТИНОВ
А.И.КРИВЦОВ, зам. главного редактора
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Е.В.МАТВЕЕВА
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Н.И.НАЗАРОВА, зам. главного редактора
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
Роснедра
МПР России**

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

Москва ЦНИГРИ 2008

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

Сдано в набор 30.06.08 г.
Подписано в печать 8.07.08 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: 313-18-18
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2008

Прикладная металлогения и недропользование

Беневольский Б.И., Блинова Е.В., Голеньев В.Б., Иванов А.С., Романов С.В., Рыбин В.П.

О стартовых размерах разовых платежей за право пользования недрами при подготовке конкурсов и аукционов

4

Куторгин В.И., Сапрыкин А.А., Джобадзе В.А., Тарасов А.С.

Перспективы резервного фонда минерально-сырьевой базы россыпного золота России

9

Политов В.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Голубев С.Ю.

Основные особенности геологии и металлогении золота Центрально-Колымского региона

16

Копылов М.И.

Глубинные структуры земной коры и рудогенез юга Дальнего Востока

30

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А., Скрипкин А.И.

Комплекс минералогических и геоморфологических методов при поисках коренных источников алмазов на юге Сибирской платформы

37

Чекваидзе В.Б., Милыев С.А., Исакович И.З.

Варианты применения комплексной петрографо-минералого-геохимической методики при поисках золоторудных месторождений

45

Строение рудных месторождений

Дунаев В.А., Серый С.С., Быховец А.Н.

Закономерности размещения и изменчивость оруденения Ковдорского карбонатитового месторождения

58

Минина О.В., Волчков А.Г., Никешин Ю.В., Татарко Н.И.

Кобальт-медноколчеданные месторождения в базальт-серпентинитовых толщах Южного Урала

64

Дискуссии

Кубанцев И.А.

О возможном источнике золота месторождений провинции Бендигго-Балларат

76

Поздравляем с юбилеем

Ю.Ю.Воробьева, А.И.Донца, Е.С.Егорова, В.Н.Со-рокина, В.Б.Чекваидзе

80

Applied metallogeny and subsoil use

Benevolsky B.I., Blinova E.V., Golenev V.B., Ivanov A.S., Romanov S.V., and Rybin V.P.

Preparing tenders and auctions: The one-time startup payment for subsoil use

Kutorgin V.I., Saprykin A.A., Dzhobadze V.A., and Tarasov A.S.

Future views for the placer gold reserve fund of the Russian mineral base

Politov V.K., Struzhkov S.F., Natalenko M.V., and Golubev S.Yu.

Geology and metallogeny of the Central Kolyma gold region: Major features

Kopylov M.I.

Deep-seated crustal structures and ore genesis in the Russian Far East (South)

Techniques and methods of mine-ral exploration and prospecting

Baryshev A.S., Egorov K.N., Koshkarev D.A., and Skripin A.I.

Integration of mineralogical and geomorphological methods in exploration for bedrock diamond sources in the southern part of Siberian Platform

Chekvaidze V.B., Milyaev S.A., and Isakovich I.Z.

Integration of petrological, mineralogical, and geochemical techniques and methods in the lode gold exploration: Options and examples

Anatomy of ore deposits

Dunaev V.A., Seryi S.S., and Bykhovets A.N.

The Kovdor carbonatites: Regularities and variations in their spatial arrangement and composition

Minina O.V., Volchkov A.G., Nikeshin Yu.V., and Tatarko N.I.

Co-Cu massive sulfide deposits in the basalt-serpentinite sequences of the South Urals

Discussion

Kubantsev I.A.

On a possible source of Bendigo gold

Our congratulations

Yu.Yu.Vorobyov, A.I.Donets, E.S.Egorov, V.N.So-rokin, and V.B. Chekvaidze

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ



УДК 55:658.727

© Коллектив авторов, 2008

О СТАРТОВЫХ РАЗМЕРАХ РАЗОВЫХ ПЛАТЕЖЕЙ ЗА ПРАВО ПОЛЬЗОВАНИЯ НЕДРАМИ ПРИ ПОДГОТОВКЕ КОНКУРСОВ И АУКЦИОНОВ

Б.И.Беневольский, Е.В.Блинова, В.Б.Голенев, А.С.Иванов, С.В.Романов, В.П.Рыбин (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Предложены методические подходы к расчету размеров стартовых платежей за право пользования недрами при подготовке конкурсов и аукционов по объектам твердых полезных ископаемых. Рекомендации распространяются на участки недр с мелкими, рядовыми и крупными запасами (ресурсами). Исключение составляют уникальные объекты, для которых требуется индивидуальный подход. Стартовый платеж определяется в режиме экспрессной оценки с использованием ограниченного числа показателей по трем группам объектов — с прогнозными ресурсами категорий P_3 , P_2 и P_1 , с запасами категорий ABC_1 и C_2 — с учетом коэффициентов на изученность объекта и географо-экономическую обстановку его размещения.

В рекомендациях парламентских слушаний «Законодательное обеспечение рационального пользования недрами (на основе практики выполнения лицензионных соглашений)», состоявшихся 25 октября 2007 г., в частности, отмечались крайнее несовершенство методики и практики определения размера стартового платежа, его высокая величина.*

В инициативном порядке ЦНИГРИ разработан и направлен Роснедра проект Временных методических рекомендаций по определению размеров стартовых платежей. При подготовке рекомендаций авторы исходили из действующих законодательных и нормативных актов, включенных в Собрание законодательства Российской Федерации 1992–2006 гг.

Значение разового платежа за пользование недрами при проведении конкурса (аукциона) на право пользования участком недр (объектом) определяется ценностью, выраженной количеством и качеством заключенного в недрах минерального сырья. Показателем ценности объекта

выступает степень геологической изученности его запасов или обоснованность прогнозных ресурсов соответствующих категорий учета по российской Классификации запасов и прогнозных ресурсов (2007 г.).

Законодательной базой для обоснования размера разового платежа за пользование недрами являются положения статей 13¹ и 40 Закона Российской Федерации «О недрах», которыми определены критерии выявления победителей и минимальный (стартовый) размер разового платежа за пользование недрами — не менее 10% от суммы налога на добычу полезных ископаемых (НДПИ) в расчете на среднегодовую мощность добывающей организации.

Таким образом, ст. 40 устанавливает нижний предел величины стартового разового платежа за пользование недрами, и, соответственно, НДПИ рассматривается в качестве базового элемента определения размера этого платежа. В то же время,

*Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2007. № 6.

установленный по нижнему пределу размер стартового платежа в большинстве случаев представляется неоправданно заниженным, поэтому существующие методики (ВИЭМС, ВНИГНИ) предлагают руководствоваться системой корректирующих коэффициентов (ВИЭМС) или использовать так называемый «доходный подход» (ВНИГНИ), задействовав в качестве основного параметра чистый дисконтированный доход (NPV) с учетом «поправки на риск», связанный с эксплуатацией лицензионного объекта при приемлемом для недропользователя уровне доходности, определенном через ставку дисконтирования. Следует отметить, что в обоих случаях (ВИЭМС, ВНИГНИ) отсутствует убедительное обоснование рекомендуемой величины поправочных коэффициентов. К тому же большой набор неубедительных поправочных коэффициентов значительно усложняет процесс расчетов и допускает субъективность оценок в достаточно широком диапазоне. Что касается использования метода дисконтирования денежных потоков, включающих все связанные с эксплуатацией объекта доходы и расходы за расчетный период, применительно к твердым полезным ископаемым (ТПИ), особенно на поисковой и оценочной стадиях геологоразведочных работ, то такой подход представляется некорректным и нецелесообразным по следующим аргументам.

1. Месторождения ТПИ, в отличие от углеводородного сырья, даже для одного вида полезного ископаемого весьма существенно отличаются по горно-геологическим, технологическим и географо-экономическим условиям. Расчет же NPV основывается на большой совокупности технико-экономических показателей (ценовых, затратных, временных и проч.). Любое их изменение существенно сказывается на результате. Так, при повариантных расчетах параметров величина NPV при одной и той же норме дисконта может меняться в разы.

2. Создание равных условий для участников конкурсов и аукционов при использовании «доходного метода» требует также обоснования самой величины нормы дисконта, поскольку при ее изменении в пределах 2–5% NPV может увеличиться (уменьшиться) в несколько раз.

3. Определение конкретных значений совокупности необходимых для расчетов при «доходном методе» исходных показателей на ранних стадиях геологоразведочных работ всегда неоднозначно, крайне субъективно и требует очень высокой квалификации исполнителя или работы целой группы, представленной высококвалифицированными геологом, горняком, гидрогеологом, технологом и экономистом.

4. Анализ проектных данных по 32 месторождениям ТПИ (табл. 1), прошедшим в 2006–2007 гг. экспертизу ГКЗ Роснедра, показывает, что для подавляющего большинства из них отношение чистого дисконтированного дохода к объему пионерных инвестиций в освоение объектов (без дополнительных затрат на реновацию основных фондов) составляет от 25 до 80%, а в среднем — около 30%. Вряд ли правомерно заявлять в качестве стартового размера разового платежа сумму, составляющую, как минимум, четверть всего объема капиталовложений в освоение объекта!

Представляется, что для месторождений твердых полезных ископаемых наиболее приемлемо (если не учитывать неоднозначность толкования ст. 337 ч. 2 Налогового кодекса РФ в части определения понятия «добытое полезное ископаемое») при установлении стартового размера разового платежа использование в качестве расчетной базы суммы налога на добычу полезного ископаемого, определенной по проектной мощности предприятия.

Доход государства от эксплуатации месторождений полезных ископаемых складывается главным образом из налоговых поступлений в бюджеты всех уровней. Применительно к предприятиям, разрабатывающим месторождения твердых полезных ископаемых, основными видами федеральных и региональных налогов, помимо НДС, являются: налог с физических лиц, единый социальный налог, налог на добычу полезных ископаемых, налог на прибыль, налог на имущество предприятия. Для большинства из них налоговая база тесно связана с хозяйственной деятельностью предприятия. И только НДС, при прочих равных условиях, отражает потребительские свойства и качество сырьевой базы и потому может рассматриваться как индикатор для определения ценности участка недр, передаваемого недропользователю. Влияние внешних факторов в данном случае ограничено в основном среднегодовой производственной мощностью горного предприятия по добыче полезного ископаемого и уровнем цен на продукцию. Анализ проектных данных, приведенных в табл. 1, показывает, что величина минимального стартового разового платежа, определенного согласно ст. 40 Закона РФ «О недрах», в среднем составит не более 0,3–0,5% от объема пионерных инвестиций. Этот подход, по-видимому, целесообразно применять только для участков недр, передаваемых в пользование на самых ранних стадиях геологоразведочного процесса (без оцененных прогнозных ресурсов). Вероятность выявления в их пределах месторождений имеет для недропользователя весьма высокую степень риска. В остальных случаях для определения

1. Анализ проектных данных по 32 месторождениям твердых полезных ископаемых, прошедшим экспертизу ГКЗ Роснедра в 2006–2007 гг.

Месторождение	Годовая производительность по	Пиковые инвестиции (млн. дол.)	Внутренняя норма дохода (IRR), %	Норма дисконтирования, %	Чистый дисконтированный доход	NPV/I, %	ИДПИ (среднее за год)	ИДПИ-0,1, млн. дол.	ИДПИ/I, %	ИДПИ/0,1, %	
											млн. дол.
<i>Благородные металлы</i>											
Бадран (Au)	100	11	33	15	8,7	80	1,2	0,12	11	1,1	
Талауцкое (Au)	120	4,0	2	15	-10,8	0	0,67	0,07	17	1,8	
Светлое (Au)	300	28,3	33	15	7,4	26	1,1	0,11	4	0,4	
Новоградско-Монго (Au-Fe)	405	104,2	16	10	29,3	28	2,04	0,2	2	0,2	
Купол (Au)	1095	569	23	12	313	55	22,6	2,6	4	0,5	
Питмукта (Au)	1700	124,32	22	15	44,4	36	5,3	0,53	4	0,4	
Вернинское (Au)	2200	216,04	11,1	10			6,53	0,65	3	0,3	
Чертовое Кормго (Au)	2000	259,42	14,9	10	66,72	26	5,0	0,50	2	0,2	
Благодатное (Au)	5000	288,56	20	15	64,2	22	9,3	0,93	3	0,3	
Нагаланское (Au)	40 000	1443,56	20	15	471	33	54,0	5,4	4	0,4	
Туринское (росышь) (Au)	1200*	4,18	24	15	117,6	28	0,4	0,04	9	0,9	
Тидил (Ag-Pb-Zn)	38	3,4	>0	10	-6,8		0,16	0,02	5	0,6	
Гольцовое (Ag-Pb-Zn)	200	77,9	26	15	40,2	52	4,1	0,41	5	0,5	
Лунное (Ag-Au)	300	59,6	33	15	20,5	34	2,7	0,27	5	0,5	
Восточное Чуары (МП)	180	33,8	12	10	3,7	11	1,2	0,12	4	0,4	
Федорова Тундра (МП)	5600	293,68	14	10	80,78	28	11,4	1,14	4	0,4	
<i>Цветные и редкие металлы</i>											
Павловское (Pb-Zn)	2070	107,5	21	15	27,1	25	4,9	0,49	5	0,5	
Зареченское (Cu-Pb-Zn)	100	27	16	15	1,6	6	1,8	0,18	7	0,7	
Ново-Щирокинское (Cu-Pb-Zn)	600	169,76	23	15	49,44	29	8,3	0,83	5	0,5	
Бас-Грипское (Cu-Au-Fe)	10 000	6313	20	15	322,68	51	25,9	2,6	4	0,4	
Михеевское (Cu)	10 000	364,7	10	15	-123,6	0	7,8	0,78	2	0,2	
Катунинское (Ta-Nb)	1000	658,72	8	5	32,4	49	13,3	1,33	2	0,2	
Башпир (Ti-Zr)	1000*	28,2	9,7	5	13,82	49	0,85	0,09	3	0,3	
Тарское (Ti-Zr)	1700*	27,6	19,5	10	13,5	49	0,9	0,09	3	0,3	
Гремаха-Вармес (Ti-Zr)	2600	247,4	14,3	13	14	6	4,8	0,48	2	0,2	
Центральное (Ti-Zr)	9000	667,6	11,1	11	0,82	0	11,9	1,19	2	0,2	
Холгосонское (W)	200	28,3	29,3	15	20,7	73	1,7	0,17	6	0,6	
Буданское (Mo)	16 000	1256,68	25	12	692,4	55	35,3	3,53	3	0,3	
<i>Черные металлы</i>											
Услинское (Mn)	739	204,72	24,4	15	97,72	48	7,6	0,76	4	0,4	
<i>Горно-химическое сырье</i>											
Медведёвское (BaSO ₄)	360	8,6	17,1	15	1,8	21	0,3	0,03	4	0,4	
<i>Каленный уголь</i>											
Участок Онгайский	100	8,2	18	15	0,95	12	0,16	0,02	2	0,2	
Участок Сарбайский Глубокий	4200	591,36	12	8	135,7	23	5,4	0,54	1	0,1	
Среднее											4

*Тыс. тыс. М.

2. Результаты аукционов (конкурсов) 2007 года

Организация	План	Проведено на 1.01.08	% к плану	Сумма плановых стартовых платежей, млн. руб.	Фактически получено, млн. руб.	% к плану
Роснедра	222	104	46,8	10 438,2	7155,6	68,6
Территориальные органы	503	312	62,0	1120,2	4167,5	372,0
Всего	725	416	57,4	11 558,3	11 323,1	98,0

значения стартового платежа предпочтительно использовать его минимальную величину с учетом эмпирических поправочных коэффициентов.

Как следует из табл. 1, по отношению к пионерным инвестициям среднегодовая величина НДПИ колеблется в весьма узких пределах независимо от вида ТПИ, условий эксплуатации месторождения, экономической эффективности его освоения и составляет в среднем 4% от капиталовложений, что достаточно приемлемо для инвестора.

Под изложенную концепцию предлагается проектная версия Временных методических рекомендаций, при разработке которой учтены результаты аукционов (конкурсов), проведенных в 2007 г. Роснедра и которые свидетельствуют о возможности снижения стартового платежа (табл. 2) этих аукционов без ущерба для поступлений в федеральный бюджет.

Предложения по уровню возможного снижения стартового размера разового платежа отражены на рис. 1 и 2 в виде сплошной тонкой линии.

Расчет стартового размера разового платежа осуществляется в режиме экспрессной оценки (в

том числе с привлечением аналогов, моделирования), предполагающей использование ограниченного числа укрупненных показателей и допустимые упрощения по сравнению со стандартной геолого-экономической оценкой.

Вид полезного ископаемого, его качество и количество, горно-геологические условия объекта отражаются производительностью предприятия и ставкой налога на добычу, непосредственно участвующими в определении стартового размера разового платежа через НДПИ. Влияние на стартовый размер разового платежа изученности (см. рис. 1) участка недр (наличие запасов или ресурсов максимально высокой категории) и его географо-экономического положения (см. рис. 2) учитывают соответствующие поправочные коэффициенты. Эти коэффициенты выведены эмпирически с использованием следующих показателей, выявленных при подготовке 181 аукциона (конкурса) Роснедра в 2007 г.: минимальные стартовые платежи, рассчитанные в соответствии со ст. 40 Закона РФ «О недрах» (концепция); стартовые платежи, предложенные территориальными

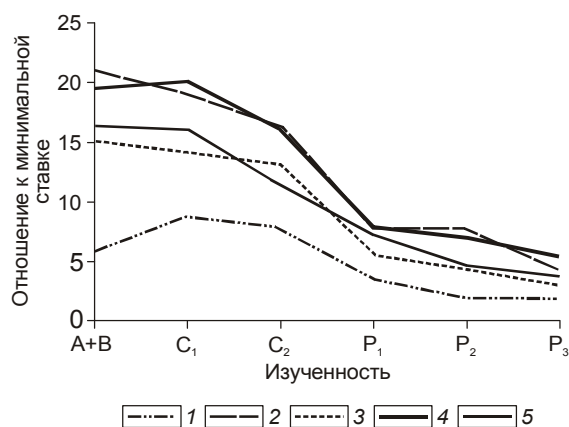


Рис. 1. Соотношение стартового размера разового платежа, рассчитанного различными способами, с минимальной ставкой (по аукционам Роснедра) в зависимости от изученности объекта:

1 — территориальные подразделения Роснедра; 2 — ВИ-ЭМС; 3 — ЦНИГРИ; 4 — стартовый платеж Роснедра; 5 — предлагаемый способ

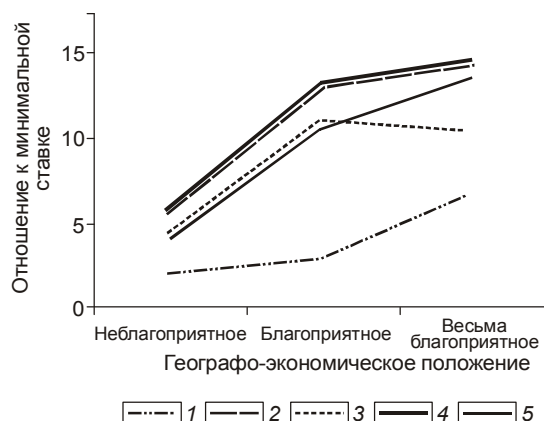


Рис. 2. Соотношение стартового размера разового платежа, рассчитанного различными способами, с минимальной ставкой (по аукционам Роснедра) в зависимости от географо-экономического положения объекта:

усл. обозн. см. рис. 1

3. Соотношение стартовых платежей, рассчитанных различными методами, с минимальной ставкой, рассчитанной согласно статье 40 Закона РФ «О недрах», для участков недр различной изученности

Категории запасов (изученность недр)	Ставка				
	территориальных органов	ВИЭМС	ЦНИГРИ	Роснедра	по предлагаемым рекомендациям
А+В	<u>6,1*</u>	<u>21,0</u>	<u>15,3</u>	<u>19,7</u>	<u>16,5</u>
	24,9	86,4	63,0	81,1	67,9
С ₁	<u>8,9</u>	<u>19,1</u>	<u>14,3</u>	<u>20,0</u>	<u>16,1</u>
	33,3	71,3	53,2	74,5	60,0
С ₂	<u>8,0</u>	<u>16,1</u>	<u>13,3</u>	<u>16,0</u>	<u>11,5</u>
	24,0	48,1	39,9	47,8	34,4
Р ₁	<u>3,6</u>	<u>7,8</u>	<u>5,7</u>	<u>8,1</u>	<u>7,3</u>
	18,2	47,9	36,6	49,6	27,5
Р ₂	<u>2,0</u>	<u>7,8</u>	<u>4,4</u>	<u>7,0</u>	<u>4,9</u>
	4,9	19,5	11,0	17,6	12,3
Перспективные площади и Р ₃	<u>2,0</u>	<u>4,5</u>	<u>3,2</u>	<u>5,4</u>	<u>3,8</u>
	11,1	24,5	17,3	29,4	20,7

* В числителе среднее соотношение с минимальной ставкой согласно ст. 40 Закона РФ «О недрах», в знаменателе средняя ставка в натуральном выражении, млн. руб.

ми органами, ЦНИГРИ (не отождествляется с концепцией), ВИЭМС и Роснедра.

Стартовое значение размера разового платежа (РП, тыс. руб.), согласно настоящей концепции, определяется как

$$РП = НДПИ_{\text{год}} \cdot 0,1 \cdot (K_{\text{из}} + K_{Г-3}),$$

где НДПИ_{год} — налог на добычу полезных ископаемых за один год, тыс. руб.; $K_{\text{из}}$ — коэффициент, учитывающий изученность участка недр; $K_{Г-3}$ — коэффициент, учитывающий географо-экономические условия участка недр.

Для участков недр, представленных перспективными площадями без оценки прогнозных ресурсов или с прогнозными ресурсами категории Р₃, $K_{\text{из}}=1$, для участков недр с прогнозными ресурсами категории Р₂ — $K_{\text{из}}=2$, Р₁ — $K_{\text{из}}=4$, для участков недр с запасами категории С₂ — $K_{\text{из}}=8$, категории АВС₁ — $K_{\text{из}}=12$. Если участок недр представлен запасами (ресурсами) разных категорий, то коэффициент принимается по наличию запасов (ресурсов) максимальной высокой категории (см. рис. 1).

Для участков недр с весьма благоприятными условиями $K_{Г-3}=4$, с благоприятными — $K_{Г-3}=2$, с неблагоприятными — $K_{Г-3}=0$ (см. рис. 2).

Для участков недр с весьма благоприятными географо-экономическими условиями характерны удаленность до 10 км от дорог общего пользования (в том числе железнодорожных и других коммуникаций, в случае их необходимости для вывоза продукции) и ЛЭП, развитая социальная инфраструктура, наличие свободной рабочей силы, равнинный

рельеф с относительными превышениями до 300 м, отсутствие территорий традиционного проживания и хозяйственной деятельности коренных малочисленных народов.

Для участков недр с благоприятными географо-экономическими условиями характерны удаленность до 100 км от дорог общего пользования и ЛЭП (при необходимости строительства железнодорожных путей для вывоза продукции до 50 км), недостаточность свободной рабочей силы или слабо развитая социальная инфраструктура, приуроченность к низкогорным или безводным районам, отсутствие территорий традиционного проживания и хозяйственной деятельности коренных малочисленных народов.

Участки недр с неблагоприятными географо-экономическими условиями отличаются бездорожием (доставка грузов вездеходным и авиатранспортом, по автозимнику), отсутствием дорог общего пользования и ЛЭП в радиусе более 100 км, средне- и высокогорным рельефом, значительной заболоченностью, наличием территорий традиционного проживания и хозяйственной деятельности коренных малочисленных народов.

При окончательном выборе стартового значения разового платежа не исключаются также административные подходы, учитывающие резкие колебания конъюнктуры рынка минерального сырья (например, строительные материалы на современном этапе), особенно благоприятные или неблагоприятные условия размещения участка недр, его горно-геологические особенности, определяющие сложность отработки, уникальное качество мине-

рального сырья, государственную заинтересованность в минеральном сырье (например, уголь на современном этапе) и т.д. Но размер стартового значения разового платежа не может быть ниже минимального значения стартового размера разового платежа, определенного согласно ст. 40 Закона РФ «О недрах».

Сопоставление стартовых платежей, рассчитанных согласно данной концепции и существовавшим ранее методикам, относительно минимальной ставки, рассчитанной согласно ст. 40 Закона РФ «О недрах», приведено в табл. 3.

Как следует из табл. 3 и рис. 1, стартовое значение разового платежа, рассчитанное по предлагаемой концепции в зависимости от изученности участка недр, занимает среднее положение между ставками, предлагаемыми ранее ЦНИГРИ и ВИЭМС, несколько уступая ставкам Роснедра. Стартовое значение разового платежа, рассчитанное по предлагаемой концепции в зависимости от географо-экономического положения участка недр (см.

рис. 2), практически соответствует значениям, предлагаемым ЦНИГРИ ранее для неблагоприятных и благоприятных районов, и занимает промежуточное положение между ставками ЦНИГРИ и ВИЭМС для весьма благоприятных районов, уступаая ставкам Роснедра.

Максимальное стартовое значение разового платежа согласно предлагаемой концепции составляет 1,7 годовой ставки НДС в расчете на проектную мощность предприятия. Такая ставка может быть установлена для участков недр, содержащих запасы категории АВС₁ и расположенных в весьма благоприятных географо-экономических условиях.

Минимальное стартовое значение разового платежа составляет 0,2 годовой ставки НДС в расчете на проектную мощность предприятия и может быть установлено для участков недр, содержащих перспективные площади (без прогнозных ресурсов) или прогнозные ресурсы категории Р₃ и расположенных в неблагоприятных географо-экономических условиях.

УДК 553.411.068.5 (470+571)

© В.И.Куторгин, А.А.Сапрыкин, В.А.Джобадзе, А.С.Тарасов, 2008

ПЕРСПЕКТИВЫ РЕЗЕРВНОГО ФОНДА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА РОССИИ

В.И.Куторгин, А.А.Сапрыкин, В.А.Джобадзе, А.С.Тарасов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Рассмотрена структура разведанных запасов по способам добычи с учетом ее изменения к настоящему времени и обеспеченности запасами распределенного и нераспределенного фондов. На примере основных золотодобывающих регионов России — Республики Саха (Якутия), Магаданской, Иркутской и Амурской областей — проведен анализ нераспределенного фонда запасов для оценки обеспеченности добычи на перспективу. Показаны масштабы месторождений по основным регионам, а также причины непривлекательности объектов и возможные пути их устранения для пополнения фонда недропользования. Отмечается, что для качественной оценки и укрепления МСБ россыпного золота необходимо совершенствовать технические средства обработки геологоразведочных проб.

Анализ минерально-сырьевой базы (МСБ) россыпного золота проведен в основном по материалам Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации, а также фондовым материалам отчетов по геологоразведочным работам и отчетов НИР ЦНИГРИ по конкретным регионам России. В сборе и анализе фактических

данных, помимо авторов статьи, принимали участие Г.Л.Колосова и В.Н.Чемоданов.

Минерально-сырьевая база россыпного золота России по состоянию на 01.01.07 г. включает запасы для открытого раздельного, гидравлического, дражного и подземного способов добычи (преобладают запасы открытого раздельного способа).

1. Оценка резервной МСБ россыпного золота России по основным золотодобывающим регионам по состоянию на 01.01.07 г.

Субъект РФ	Добыто за 2006 г., т	Вид добычи (дражный Д, открытый О, подземный П)	Запасы категорий ВС ₁ С ₂ , т	Нераспределенный фонд			Среднее содержание, г/м ³		
				Число объектов	Запасы Au		в добыче	в запасах	
					т	%		распределенный фонд	нераспределенный фонд
Иркутская область	12,005	Всего	143,3	65	16,0	11,2			
	1,709	Д	34,2	4	7,4	5,2	0,164	0,340	0,404
	8,992	О***	90,8	53	4,5	3,1	1,310	1,730	2,330
	1,304	П	18,3	8	4,1	2,9	6,860	8,230	14,470
Республика Саха (Якутия)*	10,752	Всего	328,9	395	137,3	41,7			
	1,305	Д	79,6	6	11,7	3,6	0,206	0,275	0,152
	9,447	О	203,8	316	101,4	30,8	0,790	0,980	0,834
		П	45,5	73	24,2	7,4		2,820	2,870
Магаданская область**	12,600	Всего	217,5	511	88,5	40,7			
	1,000	Д	16,5	5	4,7	2,2	0,138	0,139	0,115
	11,300	О	167,9	417	64,0	29,4	0,840	1,770	1,720
	0,300	П	33,1	89	19,8	9,1	3,850	4,630	3,650
Амурская область**	9,700	Всего	118,9	231	41,8	35,2			
	3,000	Д	38,4	19	10,4	8,7	0,162	0,151	0,149
	6,700	О	80,5	212	31,4	26,4	0,680	0,570	0,490
		П	0,0	0	0,0	0,0			
Итого по субъектам	45,06	Всего	808,6	1202	283,6	35,1			
	7,014	Д	168,7	34	34,2	4,2			
	36,44	О	543,0	998	201,3	24,9			
	1,604	П	96,9	170	48,1	5,9			
Всего по России	72,400	Всего	1370,0	5340	627,5	45,8			
	10,900	Д	260,3	280	92,2	6,7	0,191		0,157
	59,200	О	950,8	4680	430,5	31,4	0,840		0,730
	2,300	П	158,9	380	104,8	7,6	5,660		3,580

* Рассматриваются Адычанский, Верхне-Индигирский, Аллах-Юньский и Южно-Якутские районы.

** Оцененные данные.

*** Вместе с гидравлическими запасами.

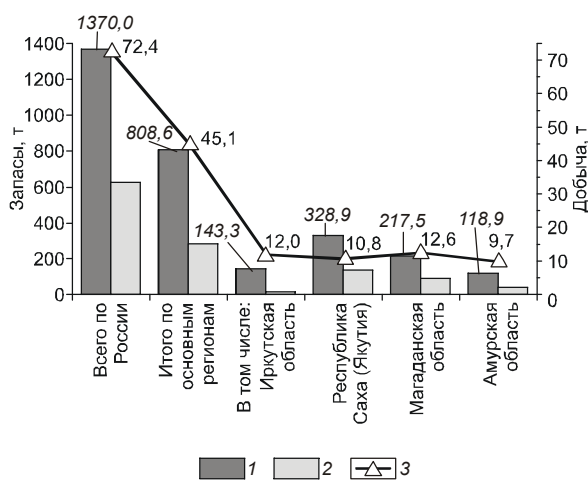


Рис. 1. Распределение запасов россыпного золота по России и основным добывающим регионам:

1 — балансовые запасы категорий ВС₁С₂, т; 2 — запасы нераспределенного фонда, т; 3 — добыча за 2006 г., т

Структура разведанных запасов по способам добычи за последние 30 лет (от периода максимальной добычи) претерпела изменения. Доля запасов для дражной и подземной добычи уменьшилась, а для открытого раздельного и гидравлического способов — увеличилась. Сокращение запасов для дражной добычи обусловлено прекращением, особенно в реформенный период, строительства дорогостоящих драг и производства запасных частей к ним, а запасов для подземной добычи — высокой себестоимостью их разработки и пересчетом части запасов для карьерной добычи, что и отразилось на существенном изменении их доли в общем балансе запасов и добычи. В общем балансе запасы золота для открытого способа разработки (раздельный и гидравлический) составляют 69,2%, дражного — 19,6%, подземного — 11,2%.

В распределенном фонде недр находится 54,2% запасов категорий ВС₁С₂, в нераспределенном — 45,8%, при этом в Сибирском федеральном округе

2. Распределение запасов россыпных месторождений золота госрезерва категорий ВС₁С₂ по масштабам объектов по состоянию на 01.01.07 г.

Субъект РФ	Масштаб запасов, т	Всего запасы				Вид разработки											
		Число россыпей		Запасы		Дражная				Открытая				Подземная			
		шт.	%	т	%	шт.	%	т	%	шт.	%	т	%	шт.	%	т	%
Иркутская область	Всего	60	100	16,0	100	6	100	7,4	100	46	100	4,5	100	8	100	4,1	100
	В том числе:																
	<0,1	37	61,7	1,0	6,3	-	-	-	-	37	80,4	1,0	22,2	-	-	-	-
	0,1–0,5	13	21,7	2,5	15,6	1	16,7	0,3	4,1	6	13,0	1,1	24,4	6	75,0	1,1	26,8
	0,5–1	4	6,7	2,8	17,5	2	33,3	1,4	18,9	2	4,3	1,4	31,1	-	-	-	-
1–3	6	10,0	9,7	60,6	3	50,0	5,7	77,0	1	2,2	1,0	22,2	2	25,0	3,0	73,2	
Республика Саха (Якутия)*	Всего	395	100	137,3	100	6	100	11,7	100	316	100	101,4	100	73	100	24,2	100
	В том числе:																
	<0,1	201	50,9	9,2	6,7	-	-	-	-	171	54,1	7,4	7,3	30	41,1	1,8	7,4
	0,1–0,5	144	36,5	31,1	22,7	-	-	-	-	113	35,8	23,1	22,8	31	42,5	8,0	33,1
	0,5–1	21	5,3	14,5	10,6	2	33,3	1,4	12,0	12	3,8	8,7	8,6	7	9,6	4,4	18,2
	1–3	19	4,8	34,3	25,0	3	50,0	6,9	59,0	12	3,8	21,0	20,7	4	5,5	6,4	26,4
	3–5	7	1,8	26,3	19,2	1	16,7	3,4	29,1	5	1,6	19,3	19,0	1	1,4	3,6	14,9
5–8	3	0,8	21,9	16,0	-	-	-	-	3	0,9	21,9	21,6	-	-	-	-	
Магаданская область	Всего	515	100	89,3	100	5	100	4,8	100	421	100	64,4	100	89	100	20,1	100
	В том числе:																
	<0,1	340	66,0	12,6	14,1	2	40,0	0,1	2,1	302	71,7	10,6	16,5	36	40,4	1,9	9,5
	0,1–0,5	144	28,0	31,6	35,4	1	20,0	0,1	2,1	99	23,5	21,2	32,9	44	49,4	10,3	51,2
	0,5–1	14	2,7	9,3	10,4	-	-	-	-	6	1,4	3,6	5,6	8	9,0	5,7	28,4
	1–3	14	2,7	23,0	25,8	2	40,0	4,6	95,8	11	2,6	16,2	25,2	1	1,1	2,2	10,9
3–5	3	0,6	12,8	14,3	-	-	-	-	3	0,7	12,8	19,9	-	-	-	-	
Амурская область	Всего	231	100	43,4	100	19	100	10,9	100	212	100	32,5	100	-	-	-	-
	В том числе:																
	<0,1	146	63,2	4,9	11,3	7	36,8	0,4	3,7	139	65,6	4,5	13,8	-	-	-	-
	0,1–0,5	67	29,0	15,0	34,6	5	26,3	1,6	14,7	62	29,2	13,4	41,2	-	-	-	-
	0,5–1	12	5,2	8,4	19,4	4	21,1	3,0	27,5	8	3,8	5,4	16,6	-	-	-	-
	1–3	4	1,7	6,4	14,7	2	10,5	2,9	26,6	2	0,9	3,5	10,8	-	-	-	-
	3–5	1	0,4	3,0	6,9	1	5,3	3,0	27,5	-	-	-	-	-	-	-	-
5–8	1	0,4	5,7	13,1	-	-	-	-	1	0,5	5,7	17,5	-	-	-	-	
Итого по региону	Всего	1201	100	286,0	100	36	100	34,8	100	995	100	202,8	100	170	100	48,4	100
	В том числе:																
	<0,1	724	60,3	27,7	9,7	9	25,0	0,5	1,4	649	65,2	23,5	11,6	66	38,8	3,7	7,6
	0,1–0,5	368	30,6	80,2	28,0	7	19,4	2,0	5,7	280	28,1	58,8	29,0	81	47,6	19,4	40,1
	0,5–1	51	4,2	35,0	12,2	8	22,2	5,8	16,7	28	2,8	19,1	9,4	15	8,8	10,1	20,9
	1–3	43	3,6	73,4	25,7	10	27,8	20,1	57,8	26	2,6	41,7	20,6	7	4,1	11,6	24,0
	3–5	11	0,9	42,1	14,7	2	5,6	6,4	18,4	8	0,8	32,1	15,8	1	0,6	3,6	7,4
5–8	4	0,3	27,6	9,7	0	0,0	0,0	0,0	4	0,4	27,6	13,6	-	-	-	-	

* Рассматриваются Верхне-Индигоирский, Адычанский, Аллах-Юньский и Южно-Якутские районы.

(ФО) залицензировано 71,3% запасов, в Дальневосточном — 51,8%.

Обеспеченность добычи всеми разведанными запасами россыпного золота, составлявшая в 1970–1980 гг. 11–12 лет, выросла до 19 лет в последние десятилетия XX и начале XXI вв., вследствие снижения добычи, но распределенного фонда уменьшилась до 10 лет. Так, распределенный фонд запасов будет исчерпан к 2018 г., а нераспределенный фонд, учитывая низкую рентабельность его части, может продлить обеспеченность не более чем до 2020 г. Главная составляющая компенсации МСБ

россыпного золота — это ввод в промышленное освоение инвестиционно привлекательных резервных объектов. В связи с этим чрезвычайно важен анализ причин не востребоваемости запасов нераспределенного фонда, тем более, что цена золота на мировом рынке постоянно растет.

Методология анализа принята с учетом распределения запасов по золотороссыпным регионам, из которых выбрано четыре основных, характеризующих в целом положение по показателям лицензионного недропользования при использовании в России МСБ россыпей. Рассмотрены основные золотодобы-

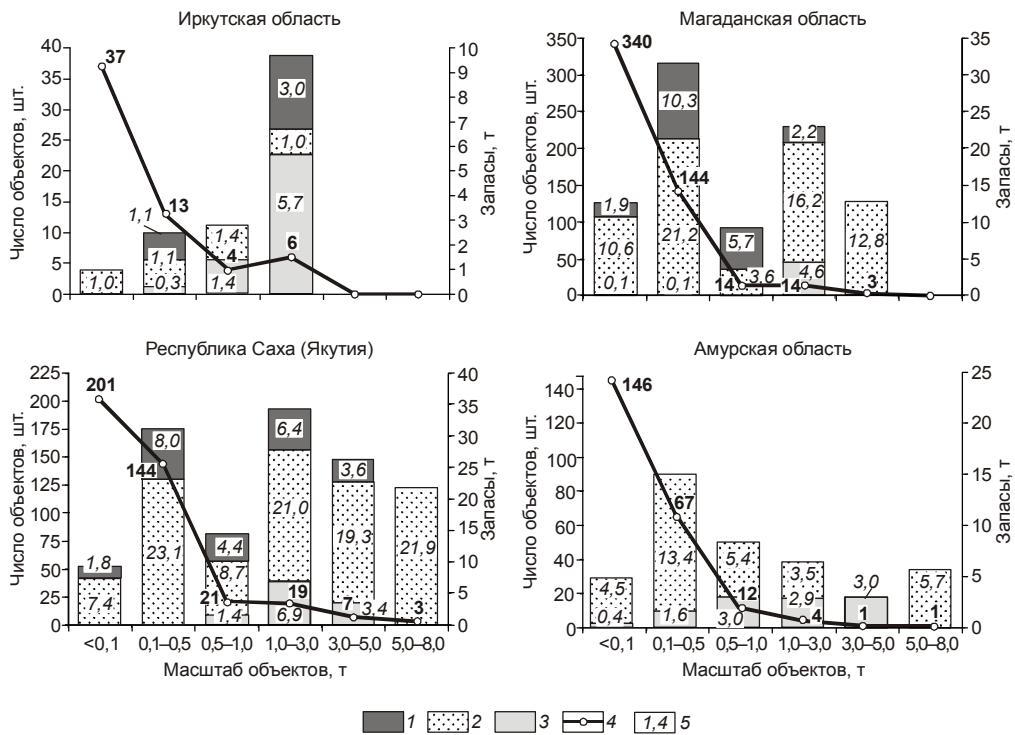


Рис. 2. Распределение запасов госрезерва россыпного золота по основным добывающим регионам России по масштабам объектов и видам добычи:

1 — подземная, 2 — открытая, 3 — дражная; 4 — число объектов; 5 — запасы

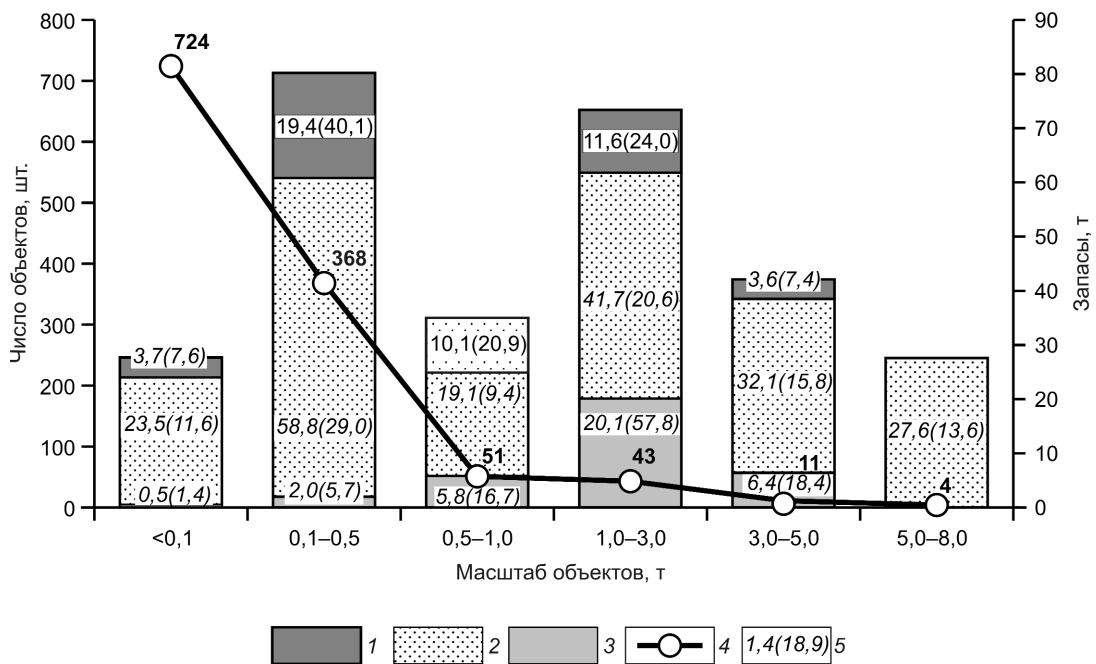


Рис. 3. Распределение запасов госрезерва россыпного золота по сумме основных добывающих регионов России по масштабам объектов и видам добычи:

цифры в скобках — доля запасов, %; остальные усл. обозн. см. рис. 2

вающие регионы России, заключающие 59% запасов категорий BC_1C_2 и 62% добычи россыпного золота, — Республика Саха, Магаданская, Иркутская и Амурская области. Нераспределенный фонд запасов этих регионов составляет 283,6 т (табл. 1, рис. 1).

По величине запасов нераспределенного фонда и их роли в общих запасах рассматриваемые регионы значительно различаются. Наибольшие резервные запасы сосредоточены в Якутии (137,3 т) и Магаданской области (88,5 т). В Иркутской и Амурской областях они составляют соответственно 16,0 и 41,8 т. По относительному количеству резервных запасов также лидируют Якутии (41,7%) и Магаданская область (40,7%), что объясняется интенсивной эксплуатацией россыпей в районах Северо-Востока России в последние десятилетия и одновременно значительной невостребованностью запасов нераспределенного фонда по разным причинам. В «старых» золотороссыпных районах Амурской и Иркутской областей величина запасов нераспределенного фонда заметно меньше — соответственно 35,2 и 11,2%. Основным способом разработки россыпей является открытый раздельный — 73% (61% запасов) добычи в целом по России и от 54 до 77% в рассматриваемых районах.

Запасы месторождений нераспределенного фонда по всем золотодобывающим районам РФ составляют почти половину балансовых запасов. Преобладающая часть резервных объектов представлена разной величины участками в свое время отработанных месторождений. По запасам резервные объекты различаются весьма значительно (табл. 2, рис. 2). В распределении запасов резервных месторождений рассмотренных регионов прослеживаются закономерности, очевидно, общие для всех или большинства золотороссыпных регионов России. Более 60% — это небольшие по масштабам объекты (от 1–5 до 100 кг). В ряде объектов учтены запасы от 0,1 до 0,5 т в каждом. Однако преобладающая часть общих резервных запасов — около половины и более — сосредоточена в немногочисленных объектах с запасами >1 т в каждом (рис. 3).

В россыпных месторождениях нераспределенного фонда изучаемых районов с запасами >100 кг учтено 258,3 т, или 89,9%. Приведенные данные позволяют считать запасы таких месторождений достаточно представительными для анализа нераспределенного фонда России. Учитывая интенсивное истощение запасов распределенного фонда, весьма важно рассмотреть вопрос о причинах невостребованности такого значительного количества запасов россыпного золота.

Среди причин непривлекательности объектов для инвестирования и невостребованности их из

нераспределенного фонда можно назвать следующие: геолого-экономические (несоответствие современным районным кондициям, необходимость составления и утверждения индивидуальных кондиций); сложные горно-технические и технологические условия (сплошная или островная мерзлота, а также талики, не характерные для данного района, значительная обводненность и валунистость, высокая глинистость песков, повышенное содержание мелкого и тонкого золота, малые масштабы объектов, особенно при глубоком их залегании); удаленность и труднодоступность объектов; отсутствие развитой инфраструктуры (дорог, ЛЭП и др.); экологические (нахождение объектов в пределах охраняемых территорий). Из всех перечисленных наиболее действенной причиной несоответствия качества россыпей требованиям кондиций, утвержденных ГКЗ Роснедра в последние годы, и, прежде всего, более низкое содержание золота, чем определено кондициями для минимально-промышленного содержания в россыпях соответствующих районов.

В соответствии с параметрами, определенными ГКЗ, для экспертной оценки рентабельности разработки россыпей приняты следующие средние содержания Au: для открытого способа добычи — в Иркутской области 1,247 г/м³, Амурской области 0,456 г/м³, Адычанском, Верхне-Индибирском и Аллах-Юньском районах Якутии 1,24 г/м³, Южно-Якутских районах 0,87 г/м³, Магаданской области 1,248, 1,305, 1,420 г/м³ для районов с различными геолого-экономическими условиями; для подземного способа добычи — в Иркутской области 8 г/м³, Якутии 2,89 г/м³, Магаданской области 3,608, 3,917, 4,513 г/м³. Другие параметры месторождений (ширина россыпи, объем и мощность торфов, песков и др.), учитываемые районными кондициями, приняты в усредненных показателях. По этой причине расчеты при определении «кондиционных» (со средними содержаниями, соответствующими кондициям) и «некондиционных» запасов являются оценочными. Запасы месторождений нераспределенного фонда >0,1 т по принятым показателям разделены на «кондиционные» и «некондиционные».

В Иркутской области месторождения нераспределенного фонда составляют 11,2% запасов категорий BC_1C_2 . Преобладают месторождения с запасами >500 кг, общие запасы месторождений класса запасов >1 т составляют 9,7 т, или 60,6% резервных запасов (см. табл. 2). Запасы, по содержанию соответствующие требованиям кондиций («рентабельные» или «кондиционные»), составляют 6,2 т (38,7%), в том числе 2,8 т для открытого раздельного способа разработки и 3,4 т для подземного.

В Амурской области значительная доля резервных запасов заключена в объектах с запасами 0,1–0,5 и 0,5–1,0 т, при этом в россыпях с запасами >1 т заключено 15,1 т, или 34,7% всех резервных запасов. «Кондиционные» запасы составляют 10,6 т (24,2%).

В россыпных золотоносных районах Республики Саха заметную роль играют месторождения с запасами 0,1–0,5 и 0,5–1,0 т, в резервных россыпях с запасами >1 т учтено 82,5 т или более половины (60,2%) резервных запасов. «Кондиционные» запасы составляют 45,2 т (32,9%).

В Магаданской области около одной трети резервных запасов учтено в классе 0,1–0,5 т и 39,7% (35,8 т) в классе >1 т. «Кондиционные» запасы составляют 34,5 т, или 38,2%.

В целом по рассмотренным районам в запасах нераспределенного фонда учтено 286,0 т (см. табл. 2), при этом «кондиционные» запасы составляют 96,5 т (33,8%), «некондиционные» — 189,5 т (66,2%)

Среди горно-технических условий, определяющих принадлежность объекта к нераспределенному фонду, значительную роль играет обводненность золотоносного пласта, особенно для объектов подземной добычи. Так, в погребенной россыпи р. Тахтыкан-Берикан в Бодайбинском районе Иркутской области, золотоносность которой на отдельных участках известна с 1886 г. и из которой добыто несколько тонн золота, до сих пор по горно-техническим условиям отработки 1355 кг (при содержании 35,6 г/м³) числятся в нераспределенном фонде из-за обильного водопритока по продуктивному пласту (до 690 м³/час). Очень большая обводненность в сочетании со значительной валунистостью и глинистостью типична для ряда резервных россыпей Бодайбинского района. Перспективы вовлечения в разработку резервных россыпных месторождений, как «кондиционных», так и «некондиционных», определяются следующим.

Пополнение лицензированного фонда месторождений за счет «кондиционных» по содержанию, но со сложными горно-техническими условиями возможно путем вовлечения отдельных участков, пригодных для отработки (большая часть россыпи р. Тахтыкан-Берикан была отработана).

Пересчет запасов по «некондиционным» средним и крупным резервным месторождениям возможен при выделении в них отдельных участков с повышенным содержанием золота, пригодных для рентабельной отработки.

Другим резервом пополнения лицензированного фонда является переоценка подземных и особенно дражных запасов, пригодных для открытого способа разработки. В этих целях необходим пересчет

запасов месторождений, в первую очередь по объектам с масштабами в 0,5 т и более по кондициям последних лет.

Таким образом, на примере анализа состояния нераспределенного фонда объектов для открытой раздельной добычи показано, что около 70% запасов может быть вовлечено в лицензирование, что в целом по всем золотороссыпным районам может повысить годовую добычу на 34 т, или на 58% от современного уровня. Соответственно, обеспеченность распределенными запасами возможно продлить с 10 до 14 лет.

Кроме того, необходима переоценка дражных запасов, составляющих 15,9% от нераспределенного фонда, для их вовлечения в разработку более оптимальным открытым раздельным способом, а также решение технологических проблем глубокозалегающих россыпей, ранее разведанных для подземного способа добычи.

В заключение отметим еще одну немаловажную проблему, существенно влияющую на укрепление МСБ россыпного золота России, в частности на низкое качество геологоразведочных исследований на стадии поисковых и поисково-оценочных работ. С ней связано заметное снижение темпа прироста запасов как на традиционных, так и на нетрадиционных россыпях, содержащих мелкое и тонкое золото (МТЗ), а также на россыпях с высокоглинистой составляющей отложений, вмещающих продуктивные пласты. В России новые рентабельные технологии при разведке и эксплуатации применяются в редких случаях, что приводит к значительным потерям МТЗ, а также мелких и тонких фракций МПГ. Иногда россыпи за счет преобладания в них мелких и тонких фракций недооцениваются и рассматриваются как неперспективные или нерентабельные. При освоении новых площадей или нетрадиционных типов россыпей, в том числе с МТЗ, главная проблема — несоответствие применяемых технических средств при обработке геологоразведочных проб горно-геологическим условиям и технологическим особенностям изучаемых объектов. По нашему мнению и результатам исследований ЦНИГРИ в последние годы, россыпи с МТЗ в ближайшей перспективе будут на первом месте по значимости среди россыпных объектов. Они могут быть вовлечены в освоение в ближайшие 5–10 лет. Для них в основном уже разработаны методы поисков и разведки, а также имеются перспективы по разработке отечественных рациональных технологий промышленного извлечения полезного ископаемого. К таким объектам относятся прежде всего четвертичные аллювиальные россыпи, источником питания которых были золото-сульфидные,

золото-серебряные и другие руды с МТЗ; техногенные россыпи, распространенные во всех золотодобывающих районах, где при эксплуатации из-за несовершенства обогатительной техники потери МТЗ достигали 30–50% и более; россыпи флювиальных вееров и конусов выноса в зонах влияния тектонических уступов (например, в Забайкалье, Амурской области). При этом качественную оценку золотоносности названных объектов необходимо начинать с начальных этапов поисковых и геологических исследований, используя более совершенную технику обогащения разведочных проб в соответствии с требованиями отраслевых методических указаний и документов ГКЗ Роснедра.

Вместе с тем, проблема технического и технологического обновления в геологоразведке в настоящее время и ближайшей перспективе не имеет положительного решения. В геологоразведочной отрасли практически отсутствует техническая база для создания и совершенствования технических средств обработки геологоразведочных проб, существовавшая в отрасли в доперестроечное время. В прошлом и в настоящее время обработка проб при поисковых и поисково-оценочных работах и все операции, в том числе доводка концентратов, проводились главным образом с помощью геологического лотка, что не исключало потери мелких и тонких фракций полезного ископаемого. Сейчас известно много обогатительных установок для обработки средне- и труднопромывистых и труднообогатимых проб, но в полевых условиях они практически не применяются из-за излишней громозд-

кости, значительных металлоемкости и энергозатрат. При этом доводка черногового гравитационного концентрата осуществляется чаще всего на лотке. Имеющиеся установки применяются в основном в стационарных условиях, что не позволяет оперативно получать результаты опробования и корректировать направление работ в процессе полевого периода.

Очевидно, что современная оценка ресурсов и запасов россыпного золота должна базироваться на новых приемах обработки проб и использовании нового более эффективного оборудования, однако эта проблема не может быть успешно решена без частно-государственного финансирования. В последние годы некоторые территориальные Агентства по недропользованию выходят с инициативой по изысканию и разработке технических средств для обработки мелко-, средне- и крупнообъемных проб на основе современных технологий на различных типах россыпей с максимальным извлечением МТЗ и МПГ и в соответствии с требованиями промышленности. Такая заявка поступила, например, от территориального Агентства «Иркутскнедра» (исполнители ФГУ НПП «Иркутскгеофизика» и ВостСибНИИГТиМС) к проекту плана ГРР за счет федерального бюджета на 2008 г. и последующие годы. Но она не была принята даже к рассмотрению в связи с отсутствием статьи расходов на НИР и НИОКР по этой проблеме в Роснедра. К сожалению, такое положение в отрасли не способствует укреплению МСБ россыпного золота на ближайшую и дальнесрочную перспективы.

УДК 553.411.078 (571.5/6)

© В.К.Политов, С.Ф.Стружков, М.В.Наталенко, С.Ю.Голубев, 2008

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА

**В.К.Политов, С.Ф.Стружков, М.В.Наталенко, С.Ю.Голубев (ЦНИГРИ Роснедра
МПР России)**

Центрально-Колымский регион (ЦКР) — одна из крупнейших в мире провинций россыпных месторождений золота с развитой инфраструктурой и благоприятными экономическими условиями развития минерально-сырьевой базы золота в Магаданской области. Уникальная золотоносность региона определяется его положением в области интерференции Яно-Колымской золото-кварцевой и Охотско-Чукотской золото-серебряной металлогенических провинций. Интерференция осуществлялась через взаимодействие и гибридность многочисленных разнообразных интрузий «колымского» (ильменитовая серия) и «охотского» (магнетитовая серия) типов. Магматизм проявлен преимущественно вдоль продольных по отношению к Яно-Колымскому складчатому поясу долгоживущих рудоконтролирующих разломов северо-западной ориентировки и поперечных к ним северо-восточных и субмеридиональных структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (зон позднеюрской и меловой тектономагматической активизации).

На территории Центрально-Колымского региона из россыпей добыто более 2500 т золота. Известен вклад колымского золота в обеспечение независимости России — им в значительной степени оплачен ленд-лиз во время Великой Отечественной войны. С 1975 г. золотодобыча из россыпей стала постепенно и закономерно снижаться. По рудному золоту перспективы значительно выше, несмотря на то что за весь период освоения из коренных месторождений добыто лишь около 150 т. В регионе давно известны крупные золоторудные месторождения, многие десятки мелких месторождений и рудопроявлений, сотни точек золотой минерализации. Кроме того, перспективная оценка по коренному золоту обусловлена наличием слабоизученных площадей, в пределах которых установлены признаки крупнотоннажных месторождений. Наряду с этим, в ЦКР не исключается возможность выявления новых нетрадиционных типов золоторудных месторождений.

В разные годы изучением уникальной золотоносности ЦКР занимались Ю.А.Билибин [3, 4], П.И.Скорняков, Л.В.Фирсов, Н.А.Шило, А.П.Васильковский [6], В.Т.Матвеев [20], А.А.Сидоров [32], сотрудники ЦНИГРИ — Б.И.Беневольский [2], В.И.Лобач, Ю.М.Щепотьев, М.М.Константинов [15–18], В.Б.Чекваидзе [34], С.В.Яблокова и многие другие. Около полувека назад стало очевидно, что основным коренным источником гигантских колымских россыпей служат крупнотоннажные ме-

сторождения (с запасами в сотни тонн и содержанием Au 1–3 г/т), отработка которых — возможная перспектива развития ЦКР. Эта мысль была высказана в многочисленных отчетах и публикациях магаданских геологов и ученых ЦНИГРИ (В.Д.Аксеновой, 1977 г.; В.Ф.Лоскутова, 1988 г.; Л.А.Сняtkова, 1951 г.; А.А.Сидорова, 1987 г.; И.С.Чанышева, 1981 г.; В.Б.Чекваидзе, 2004 г.; В.А.Шишкина, 1981 г. и др.). Однако специальных поисковых работ по выявлению крупнотоннажных месторождений ранее не проводилось. В последние годы КИР по Магаданской области (Б.К.Михайлов, С.В.Волков, 2001) составлена «Программа выявления и оценки крупнотоннажных золоторудных месторождений на территории Магаданской области в 2001–2010 гг.», выполнено экономическое обоснование целесообразности выявления месторождений данного класса [23, 24].

После приобретения Наталкинского месторождения ЗАО «Полус» в 2004–2006 гг. осуществляется интенсивная подготовка месторождения к открытой отработке, что позволит существенно увеличить добычу (до 30–40 т Au в год). Авторы концепции отработки Наталкинского месторождения открытым способом — В.В.Рудаков, М.П.Казимиров, С.А.Григорьев [12, 31].

Таким образом, основные прогнозные ресурсы ЦКР связаны с невыявленными и недоизученными коренными источниками россыпей, представленными крупнотоннажными месторождениями. Ре-

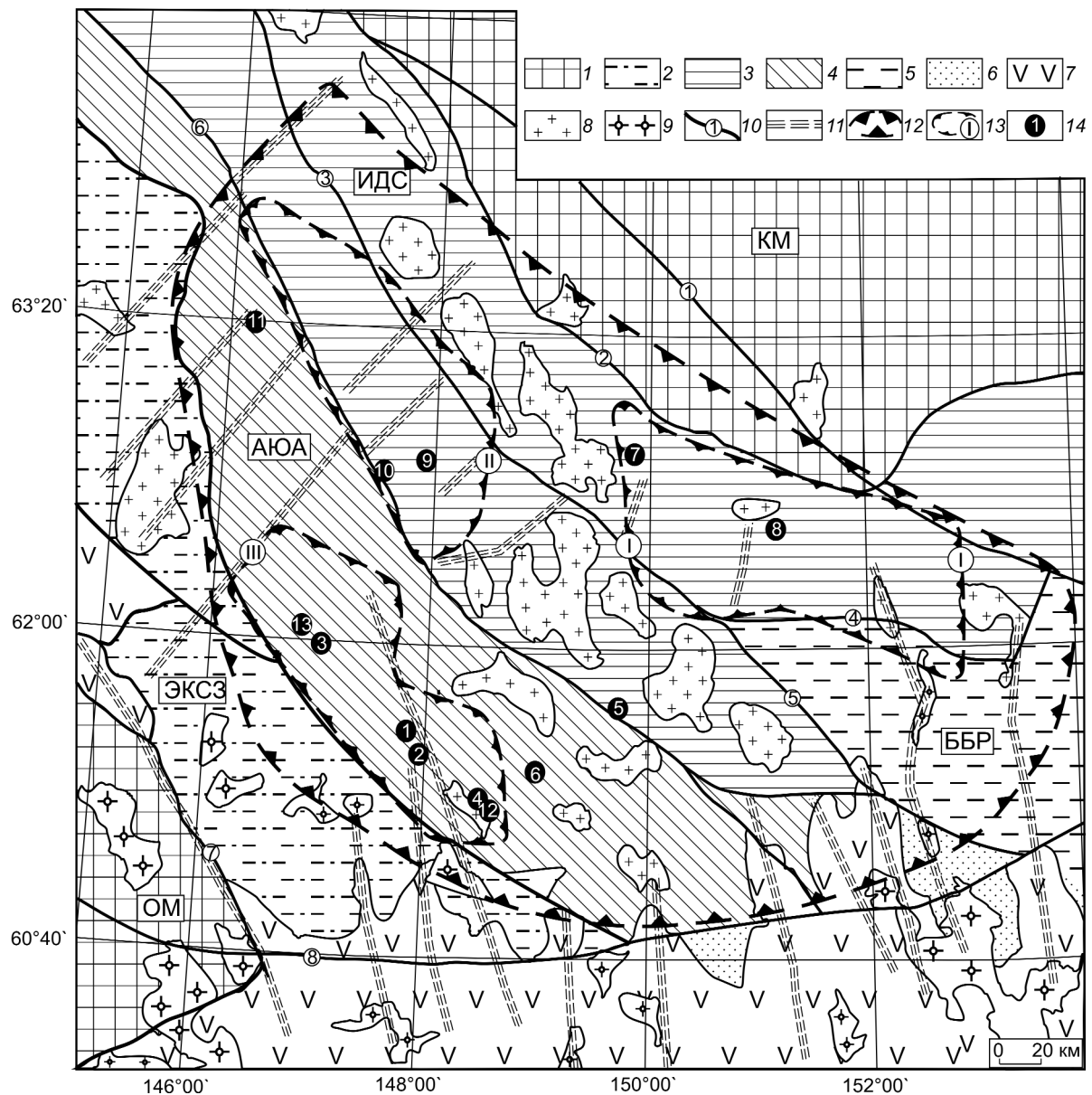


Рис. 1. Положение Центрально-Колымского региона в региональных структурах:

1 — срединные массивы (ОМ — Охотский, КМ — Колымский); 2 — Эльги-Кулинская складчатая зона (ЭКСЗ); 3 — Иньяли-Дебинский синклиорий (ИДС); 4 — Аян-Юряхский антиклинорий (АЮА); 5 — Балыгычано-Буондинский район складчато-глыбовых дислокаций (ББРс); 6 — Арmano-Вилигинская синклиналино-складчатая зона; 7 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 — колымские гранитоиды; 9 — охотские гранитоиды; 10 — региональные разломы (1 — Улахан, 2 — Дарпирский, 3 — Дебинский, 4 — Паутовский, 5 — Умарский, 6 — Чай-Юрьинский, 7 — Тас-Эльгенский, 8 — Пограничный); 11 — осевые линии крупнейших поперечных структур; 12 — граница Центрально-Колымского региона; 13 — границы рудно-россыпных районов (I — Ягоднинского, II — Берелехского, III — Тенькинского); 14 — основные золоторудные месторождения (1 — Наталка, 2 — Павлик, 3 — Дегдекан, 4 — Игуменовское, 5 — Ветренское, 6 — Школьное, 7 — Штурмовское, 8 — Утинское, 9 — Светлое, 10 — Чай-Юрьинское, 11 — Верхний Хакчан, 12 — Родионовское, 13 — Токичан)

гион обладает богатыми традициями освоения золотых месторождений. В то же время, некоторые фундаментальные научные и практические вопросы, связанные с соотношениями коренных и россы-

пных месторождений, а также критерии выявления и оценки крупнотоннажных золоторудных месторождений нуждаются в доработке. Этим продиктована необходимость комплексного исследования

уникальной золотоносности ЦКР с обобщением и анализом обширных материалов научных и производственных организаций.

Методика исследований опирается на комплексный анализ карт различных масштабов и составление на их основе прогнозно-металлогенической карты ЦКР м-ба 1:1 000 000, а для центральной части ЦКР — м-ба 1:200 000 (15 листов). На этих картах, с привлечением вспомогательных материалов (космоснимков, карт параметров россыпей, региональных геофизических и геохимических карт), выделены рудные районы и узлы, оценен их ресурсный потенциал с локализацией до рудных полей. Кроме того, фактографическую базу составляли сотни геологических отчетов. По результатам их изучения составлены кадастры месторождений и рудопроявлений (около 300 коренных объектов), а также более 1000 отработанных россыпей. В результате комплексного анализа материалов получены следующие данные.

Региональная позиция, тектоническое районирование, границы ЦКР. В настоящее время трактовка геологии Северо-Востока России проводится в основном с позиции неомобилизма и тектоники плит [1, 25, 26, 35, 36]. Авторы статьи независимо от справедливости той или иной концепции используют историко-геологический формационный метод, что позволяет анализировать эволюцию осадконакопления, тектоники и магматизма в соответствии с задачами практической металлогении.

Уникальная золотоносность ЦКР обусловлена тектоническим положением долгоживущего миогеосинклинального прогиба между двумя срединными массивами и сочетанием многоэтапного орогенного и активизационного магматизма. Территориально ЦКР совпадает с юго-восточным флангом Яно-Колымской геосинклинально-складчатой системы (ЯКГСС) (рис. 1).

Яно-Колымская геосинклинально-складчатая система, расположенная между Колымским и Охотским срединными массивами, представляет собой миогеосинклинальный прогиб, выполненный терригенными песчано-алевро-глинистыми формациями, в орогенный этап превращенный в сложно построенную складчатую систему. На южную окраину системы наложены образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). На основе сводной работы Н.Г.Маннафова с соавторами [10] и собственных материалов выделяются следующие тектонические единицы.

Колымский срединный массив — жесткое устойчивое относительно приподнятое сооружение, слабо вовлекавшееся в прогибание во время мезозой-

ского геосинклинального цикла и испытывавшее в основном глыбовые деформации.

Охотский срединный массив — более компактная и монолитная структура по сравнению с Колымским массивом. Его центральная шитообразная часть сложена кристаллическими сланцами докембрия, а краевые части перекрываются мощными толщами мелководных, а местами и континентальных формаций позднего палеозоя и мезозоя.

Яно-Колымская геосинклинально-складчатая система расположена между срединными массивами, вытянута в северо-западном направлении, продольными и отчасти поперечными тектоническими элементами разделяется на следующие подразделения высоких порядков.

Эльги-Кулинская складчатая зона характеризуется развитием брахиформных складок и преобладанием синклинальных форм. Она обладает четко выраженным синклинорным строением и вогнутым зеркалом складчатости.

Аян-Юряхский антиклинорий значительно приподнят относительно окружающих структур и характеризуется широким развитием узких и крутых линейных складок, особенно антиклиналей, которые на крыльях сопрягаются с более пологими и широкими синклиналями.

Иньяли-Дебинский синклинорий между Колымским массивом и Аян-Юряхским антиклинорием ограничен Дарпирским и Чай-Юрьинским разломами. На территории ЦКР синклинорий вытянут в северо-западном направлении на 500 км и протягивается к северо-западу за его пределы еще более чем на 800 км в виде единого линейного складчатого сооружения.

Балыгычано-Буондинский район складчатоглыбовых дислокаций характеризуется развитием коробчатых и сундучных брахиантиклиналей, разделенных узкими зонами линейных складок.

Армано-Вилигинская синклинально-складчатая зона в юго-восточной части территории принадлежит к Охотской складчатой системе, в значительной степени скрыта под покровами ОЧВП. По результатам анализа формационно-литологического типа осадочных отложений можно предположить, что ее северная граница проходит в восток-северо-восточном направлении вдоль Пограничной зоны разломов.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс имеет, по нашим представлениям, двойственную природу. С одной стороны, он возник в результате эволюции вулканоплутонического магматизма гирлянды вулканических дуг (Охотской, Эвенской и Чукотской) на границе континент – океан, связанных с палеозонами Беньюфа. С другой стороны, отдельные сегменты

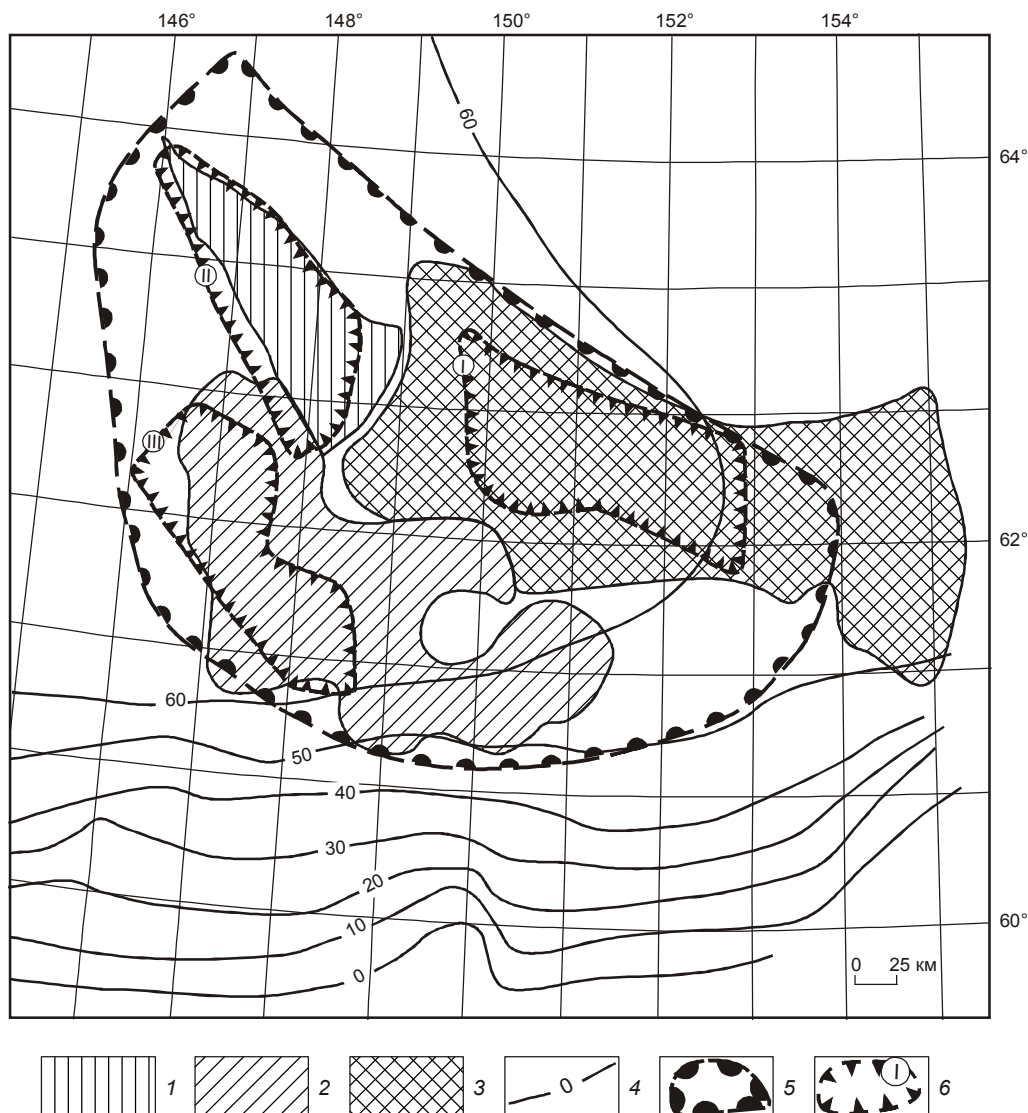


Рис. 2. Модель глубинного строения Центрально-Колымского региона:

макролинзы повышенной плотности: 1 — Берелехская, 2 — Тенькинская, 3 — Ягоднинская; 4 — изолинии поверхности наибольших градиентов между пространствами положительного и отрицательного значения поля силы тяжести (глубина в км); 5 — граница Центрально-Колымского региона (металлогенической области); 6 — границы рудно-россыпных районов: I — Ягоднинского, II — Берелехского, III — Тенькинского

ОЧВП можно рассматривать как область интерференции субсеквентного магматизма Яно-Колымской и Охотской геосинклинально-складчатых систем.

Границы ЦКР можно охарактеризовать следующим образом.

Северо-восточная граница совпадает с контуром Колымского массива и проводится по Улаханскому и Дарпирскому разломам. К северу от нее типичная для ЦКР позднеюрская золотая минерализация, связанная с нера-бохапчинским комплексом малых интрузий, практически не встречается.

Юго-западная граница проходит по границе Эльги-Кулинской складчатой зоны, а южная — по

Пограничной зоне разломов и отчасти перекрыта вулканическими покровами ОЧВП. На территории ЦКР, прилегающей к этой границе и юго-юго-западнее, помимо позднеюрской («колымской») золотой минерализации отмечаются многочисленные рудопроявления более молодого (мелового) возраста, типичные для Охотской металлогенической провинции. Они чаще всего проникают в глубь площади ЦКР вдоль поперечных структур.

Восточная граница совпадает с Буюндинской поперечной структурой. Самым восточным районом проявления «колымской» золотой минерализации и связанной с ней россыпной золотоносности

является участок бассейна р. Танья-Нур (бассейн р. Большая Купка), восточнее которого россыпей и россыпеобразующих объектов не обнаружено. В районе восточной торцевой границы ЦКР широтные складки Дебинского синклинория приобретают северо-западное до меридионального направление, широтные разломы сменяются северо-западными и северо-восточными. При этом происходит замыкание синклинория, а дайковые пояса изменяют свое простираие с широтного на юго-восточное и меридиональное, огибая это замыкание.

Северо-западная граница проходит по Делян-кирской поперечной структуре, в пределах которой наблюдается ослабление россыпной и коренной золотоносности. К северо-западу она вновь появляется лишь через 50–70 км в бассейне р. Нера. В районе границы прослеживается наибольшее погружение зеркала складчатости Иньяли-Дебинского мегасинклинория, а также происходит изменение ориентировки дайковых поясов.

Глубинное строение ЦКР (по геофизическим данным) определяется многоярусной системой магматических очагов среднего–основного состава, генерировавших рудоносную диоритовую магму позднеюрских малых интрузий (даек и штоков добатолитовых нера-бохапчинского и басугуньинского комплексов). Анализ строения локального поля силы тяжести, трансформированного по методике ГРАВИСКАН [13] в трехмерном пространстве с помощью серии разрезов, позволяет выделить пластообразные тела с положительным значением поля силы тяжести, названные нами для удобства изложения «макролинзами повышенной плотности», осложненными линзами 2-го и 3-го порядков, соединяющимися тонкими перемычками. Выделяются три такие макролинзы, которые в плане частично совпадают с площадями трех главных золотоносных районов ЦКР: Ягоднинским, Тенькинским и Берелехским (рис. 2).

Современный облик ЦКР в значительной степени определяется наличием пострудных гранитоидных батолитов. Главный батолитовый пояс разобщает рудные районы. В гравиметрическом поле ему отвечает крупная отрицательная аномалия шириной 20–130 км, глубиной до 30 км.

В итоге геофизического обзора можно отметить следующее.

Основные рудно-россыпные районы расположены внутри крупных гравиплотностных линз (макролинз) площадью в десятки тысяч квадратных километров и толщиной до 30–50 км, представляющих собой, по-видимому, участки слабо гранитизированной коры с очагами диоритовой магмы.

Рудные узлы, как правило, размещены над краевыми частями гравиплотностных линз 2-го и 3-го порядков и над перемычками («шейками»), соединяющими их между собой и (или) с макролинзами 1-го порядка. Эти участки представляют собой структурные аномалии и, вероятно, служили долгоживущими подводными каналами в процессе рудообразования. Рудные узлы с тонкими соединительными перемычками обладают наиболее высоким потенциалом выявления крупных объектов.

Крупнейшие рудно-россыпные районы, находящиеся в пределах Иньяли-Дебинского мегасинклинория, сопровождаются продольными линейными знакопеременными магнитными аномалиями, отражающими зоны трещиноватости и связанные с ними дайковые пояса и зоны гидротермального метаморфизма. Магнитометрические данные позволяют уточнять границы рудных районов и узлов и прогнозировать в них структурно-морфологические типы оруденения.

Эволюция осадконакопления и палеотектонические реконструкции. Путем составления и анализа схем литологических типов пород и мощностей толщ выделены стратиграфические комплексы для четырех групп свит и толщ верхней перми, нижнего триаса, анизийского, ладинского, карнийского и норийского (с рэтским) ярусов среднего и верхнего триаса, нижней, средней и верхней юры.

По доступным данным геологических съемок м-бов 1:200 000 и 1:50 000 на схему наносятся площади выходов стратиграфических подразделений и данные об их литологическом составе и мощности. Затем между приблизительно определенными центрами площадей методом интерполяции проводятся изопохиты и оконтуриваются участки с одинаковой литологией.

Геосинклинальные осадочные формации Яно-Колымской складчатой системы можно проанализировать начиная с ранней перми. Мощные терригенные, отчасти вулканогенно-терригенные толщи пермской, триасовой и юрской систем, образуют миогеосинклинальный верхоянский комплекс. Терригенные толщи в соответствии со стадиями эволюции геосинклинали разделены на три группы формаций — раннюю, среднюю и позднюю.

Ранняя группа — существенно глинистая, алевро-глинистая и песчано-алевро-глинистая раннегеосинклинальная аспидная формация, включающая нижнепермские, верхнепермские, нижнетриасовые, среднетриасовые и карнийские толщи. Эта формация является продуктом седиментации раннегеосинклинальной стадии общего прогибания, подразделяется на две субформации, соответствующие двум подстадиям.

Нижняя субформация наиболее четко отвечает определению аспидной и включает пермские толщи.

В целом по пермскому периоду можно сделать вывод о том, что до конца уфимского века территория ЦКР представляла собой широкий геосинклинальный прогиб со стабильным тектоническим режимом. Начиная с атканского времени прогиб стал расчленяться, осложняться продольными и поперечными поднятиями и прогибами высокого порядка вследствие активизации тектонических движений по конседиментационным разломам, впоследствии имевшим определенное металлогеническое значение.

Верхняя суфформация включает отложения нижнего и среднего триаса и карнийские отложения верхнего. На фоне воздымания массивов в раннетриасовую эпоху бассейн седиментации по сравнению с пермским периодом начал сокращаться по ширине. На большей его части накапливались алевро-аргиллитовые толщи с очень незначительным количеством песчаников. В среднем триасе и карнии состав, тип и пространственные закономерности осадконакопления в целом продолжали оставаться такими же, как в раннем триасе.

В пределах геосинклинального прогиба осадконакопление было подчинено определенной зональности. На большей части отлагались глинистые и алевро-глинистые осадки с подчиненным песчаным материалом. На юге, вдоль границы с Армано-Вилигинской зоной, количество обломочной фракции увеличивается. Тип осадконакопления вдоль границы с Колымским массивом для среднетриасовой эпохи неясен, но в карнии здесь, вероятно, существовал прогиб, в котором накапливалась флишеидная толща.

В центральной осевой зоне продолжало существовать зародившееся в раннем триасе внутригеосинклинальное поднятие. В среднем триасе оно определяется ареалом среднеканской толщи пестрого и грубого переслаивания алевролитов, глинистых пород и песчаников с широким развитием линзовидной и косої слоистости, а также областью пониженной (до 500–300 м) мощности. Налицо явные признаки частичной инверсии, знаменующей окончание стадии общего погружения.

Средняя группа формаций охватывает отложения норийского и рэтского ярусов верхнего триаса, нижней юры и ааленского яруса средней юры. В середине норийского времени общее погружение, прерванное частичной инверсией, возобновилось. Однако оно сопровождалось начавшимся разделением единого бассейна седиментации, усложнением характера осадконакопления, активизацией тек-

тонических движений и проявлением вулканических процессов.

Поздняя группа формаций включает средневерхнеюрские и меловые отложения. В среднеюрскую эпоху общий план осадконакопления унаследован от предыдущей эпохи, но литология осадков существенно изменяется. В позднеюрскую и начале меловой эпох происходило замыкание геосинклинали, обмеление морского бассейна осадконакопления и смена морской седиментации на лагунно-морскую, лагунно-континентальную и в конце концов на континентальную. На большей части территории Яно-Колымской геосинклинально-складчатой системы осадконакопление практически прекратилось к концу поздней юры. Лишь в остаточных флишевых бассейнах — узких относительно глубоководных прогибах — продолжалось накопление флишевых и флишеподобных толщ.

Нижнемеловые отложения на территории ЦКР отсутствуют. В конце юры в системе начались орогенные движения, общее воздымание, сопровождаемое складчатостью и гранитообразованием, и в раннем мелу преобладала денудация. В орогенный этап формировались континентальные угленосные молассы, из которых в пределах ЦКР сохранились образования верхнемеловой аркагалинской свиты, приуроченные к позднеорогенным прогибам и грабенам.

Таким образом, общая структура ЦКР в период осадконакопления представляла собой овальный в плане миогеосинклинальный прогиб, располагавшийся между двумя срединными массивами — Колымским и Охотским.

Продольные рудоконтролирующие разломы. На основании анализа закономерностей осадконакопления можно сделать следующие выводы относительно крупнейших разрывных структур региона.

Разломы, ограничивающие Колымский срединный массив, очевидно, существовали уже в ранней перми и в последующие периоды многократно активизировались.

Продольные разломы, разделяющие главные структурные сооружения, по-видимому, существовали начиная с поздней перми. Зона разломов северо-западного простирания, разделяющая Аян-Юрхский антиклинорий и Эльги-Кулинскую складчатую зону, а также разломы, ограничивающие с северо-востока Охотский срединный массив, оказывали влияние на характер осадконакопления на протяжении казанского и татарского веков и затем активизировались в триасе, особенно в норийский век. В настоящее время первая из них в виде системы четких трещин не проявляется, но су-

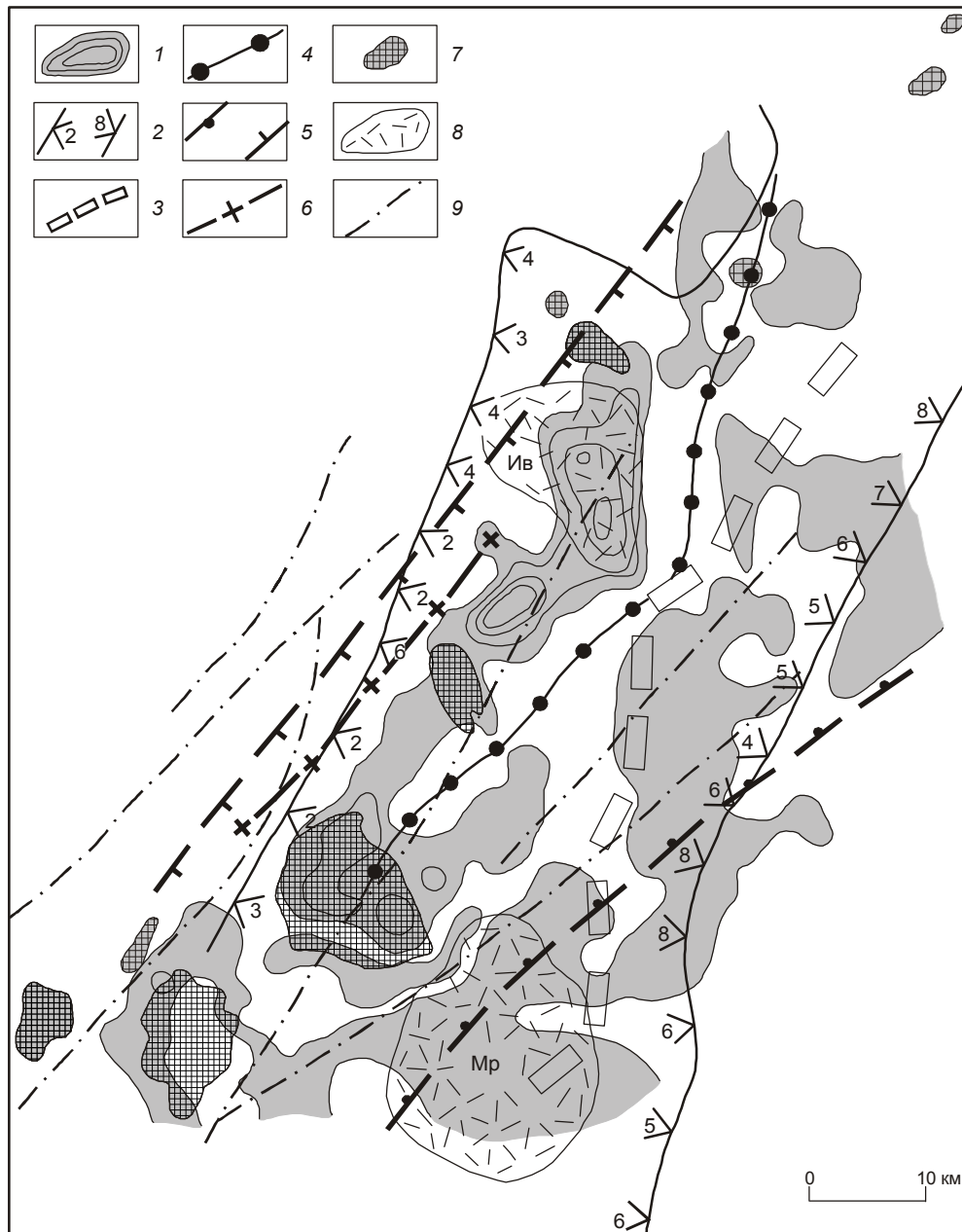


Рис. 3. Геолого-геофизическая схема Харанской поперечной структуры:

1 — отрицательное anomальное поле силы тяжести (ГРАВИСКАН-200 на поверхности); 2 — боковые (закругленные) границы объемной аномалии отрицательного поля силы тяжести и их глубина в км; 3 — линия максимальной глубины объемной аномалии (8–10 км); 4 — осевая линия положительной аномалии силы тяжести на поверхности; 5 — границы зоны линейного строения магнитного поля ΔT_a ; 6 — осевая линия положительной магнитной аномалии; 7 — гранитоидные интрузивы; 8 — вулканоструктуры (Мр — Маралийская, Ив — Иерогылская); 9 — тектонические разрывы

ществует в скрытой форме в виде линии, вдоль которой структуры иной ориентировки испытывают осложнения. В металлогеническом отношении эта зона играет роль юго-западной границы ЦКР.

Имеются данные о конседиментационном воз- расте северо-западных разломов, ограничивающих

и расчленяющих Иньяли-Дебинский мегасинклинорий, — Чай-Юрьинском, Дебинском, Паутовском и Умарском. Эти разломы играют существенную роль в распределении литологических типов пород и мощностей отложений, начиная с анизийских и кончая среднеюрскими.

В целом можно заключить, что большинство региональных разломов, играющих роль в ограничении крупных металлогенических единиц, имеют древний, конседиментационный, возраст заложения.

Зоны трансрегиональных соскладчатых магмоконтролирующих разломов обуславливают локализацию дайковых поясов основного золотоносного нера-бохапчинского интрузивного комплекса и золотоносных площадей в ранге рудных узлов, поскольку являются зонами максимальной проницаемости для золотоносных флюидов.

Поперечные структуры. Отдельные элементы ОЧВП проявлены в пределах ЦКР в форме поперечных структур. В 30–50-е годы XX в. удлиненные в меридиональном направлении поля вулканитов на северной периферии ОЧВП в Северном Приохотье рассматривались как остатки лавового некогда сплошного покрова на водоразделах крупных водотоков (такова была, например, точка зрения А.П.Васьковского, В.Т.Матвеевко и др.). Поля вулканитов известны на водоразделах рек Балыгычан и Сугой, Ола и Армань, в бассейнах рек Малтан и Хета и т.д. В начале 70-х годов высказана идея о том, что эти образования представляют собой определенные магмато-структурные образования и имеют глубокие «корни». Они были названы «поперечными структурами» и было показано их существенное значение для металлогении олова, серебра и золота [28, 29; В.К.Политов, Б.В.Макеев, 1972]. В 80–90-е годы эти образования описаны А.А.Сидоровым [27] и И.С.Розенблюмом [30] как зоны тектономагматической активизации. В трудах А.И.Калинина [14] и А.В.Волкова [7] идея зон тектономагматической активизации получила дальнейшее развитие.

По географическим и геологическим признакам поперечные структуры можно разделить на три группы.

Охотская группа — структуры меридионального – северо-западного простирания, выглядящие как апофизы ОЧВП. Наиболее общая и бросающаяся в глаза их характерная черта — наличие прогибов, заполненных меловыми – палеогеновыми (?) вулканитами. Поперечные структуры Охотской группы играют существенную роль в контроле рудной минерализации в районе ОЧВП и прилегающих к нему с севера площадей.

Аян-Юряхская и Дебинская группы — структуры северо-восточного, реже меридионального простирания, которые не продолжают в ОЧВП, возможно, являются отражением древних швов фундамента, активизированных в мезозое. Эти структуры проявлены менее четко, чем таковые предыдущей группы. Они выражены структурными аномалиями (поперечными разрывами и осложнениями склад-

чатости), ориентировкой магматических образований и их элементов (дайковые пояса, удлинение плутонов, ориентировка контактов), элементами магнитного поля (положительными линейными аномалиями и градиентными зонами, цепочками изометричных аномалий).

По географическому и геологическому положению выделяются:

структуры, расположенные на юго-западе, в пределах Аян-Юряхского антиклинория. Крупнейшая и наиболее четко выраженная из них — Харанская северо-восточного простирания, пересекающая Аян-Юряхский антиклинорий (рис. 3). К юго-востоку от нее подобные структуры предполагаются по косвенным признакам; они немногочисленны и слабо проявлены. Северо-восточнее наблюдаются структуры северо-восточного простирания в виде групп коротких разрывов, поясов даек и малых интрузий, сопровождаемые положительными линейными магнитными аномалиями, — Сахыннинская, Кентрельканская и Делянкирская;

структуры, расположенные в пределах ИДС (Дебинская группа), выражены структурными аномалиями и свитами даек, иногда цепочками мелких плутонов. Лишь Делянкирская структура, проникающая в пределы ИДС с юго-запада, дополнительно сопровождается линейной магнитной аномалией и служит естественной границей Берелехского рудного района.

Общая характеристика магматических комплексов и позднеюрские дайковые сообщества. Как показано ранее Ю.А.Билибиным [5], гранитоидные интрузии верховьев р. Колымы и Северного Приохотья разделяются на группы, связанные с двумя петрографическими провинциями — Колымской и Охотской. Соответственно выделяются гранитоиды двух типов.

К колымскому типу относятся батолитовые гранитоидные интрузивы северной и северо-западной частей региона. Н.Г.Маннафов с соавторами [10] выделяют позднеюрские – раннемеловые интрузивные комплексы, с которыми связана непромышленная золотая минерализация: оханджинский — пераллюминиевые граниты и адамеллиты, негяхский — субщелочные и щелочные граниты, сибердыкский — гранитоиды повышенной основности (граниты, адамеллиты, гранодиориты). К этому типу относятся также раннемеловые и ранне-позднемеловые каньонский и тас-кыстабытский и позднемеловой ом-сукчанский комплексы, с которыми связаны промышленное оловянное оруденение, менее интенсивное кобальтовое оруденение, проявления урана, вольфрама, висмута, теллура, селена, непромышленная минерализация золота, редкометальные пегматиты.

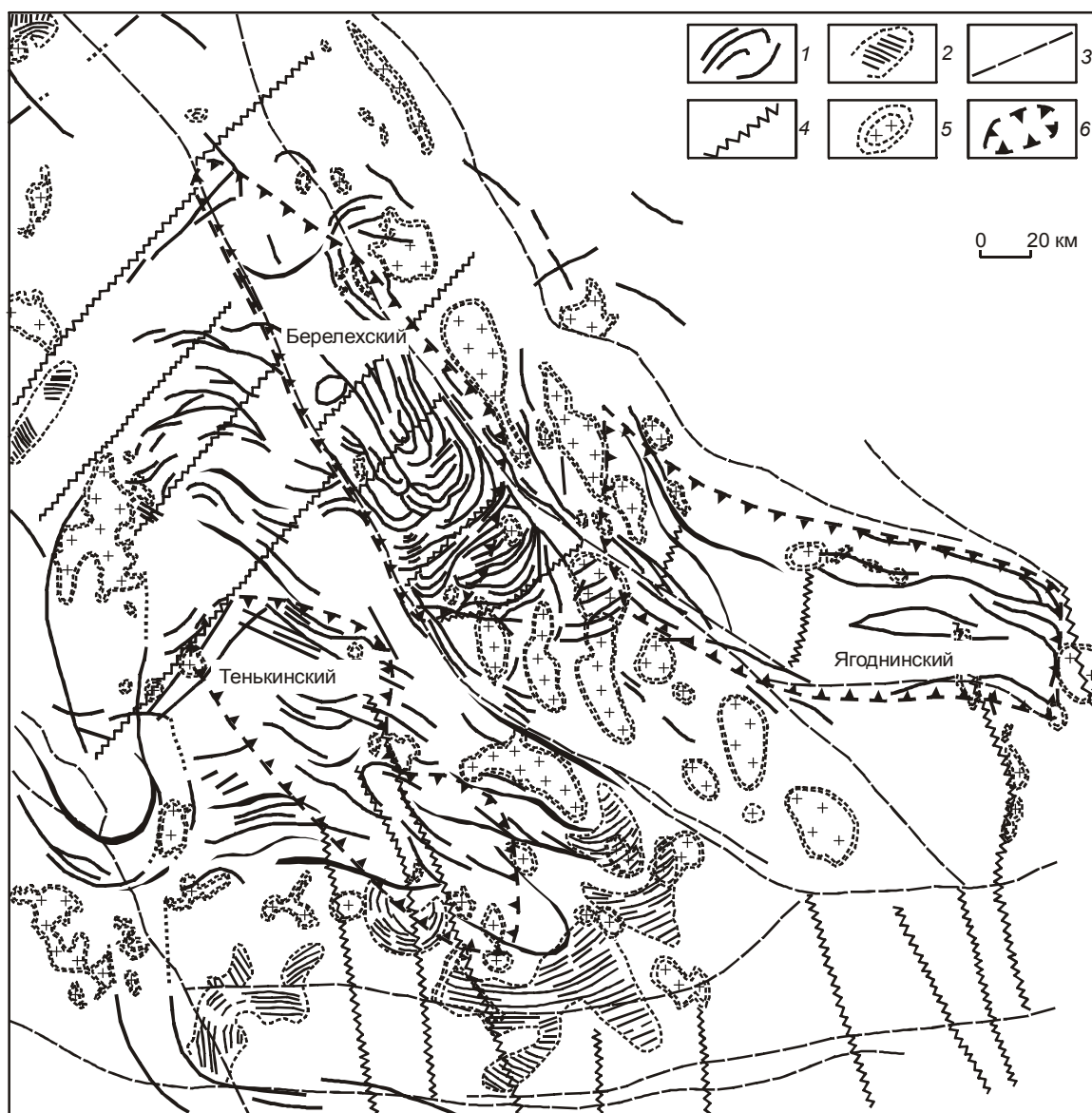


Рис. 4. Схема расположения дайковых поясов Центрально-Колымского региона:

1 — осевые линии дайковых поясов; 2 — площади распространения даек с преобладающим простиранием; 3 — крупнейшие разломы (линеаменты); 4 — осевые линии поперечных структур; 5 — контуры гранитоидных плутонов; 6 — контуры рудных районов

К охотскому типу относятся ранне-позднемиловый охотский и тенькинский, позднемиловый сейманский и другие интрузивные комплексы, с которыми связана оловянная, кобальтовая, редкоземельная, золото-серебряная и другая минерализация.

Пространственное расположение гранитоидов различного типа свидетельствует о том, что расширение ареала колымского магматизма происходило со смещением его фронта с северо-запада на юго-восток, а охотского — в противоположном направлении, с юго-востока на северо-запад. Встречное расширение ареалов магматизма различного типа

привело к их наложению в промежуточной зоне, где происходили смешивание, гибридность и другие формы взаимодействия магматических и постмагматических процессов, которые нами рассматривались как интерференция магматизма и металлогении [29]. В результате в восточных и южных приграничных зонах ЦКР встречаются разнотипные и разновозрастные проявления золотой минерализации, что существенно осложняет общую картину золотой металлогении.

Зарождение интрузивных процессов в районе относится к началу главной фазы тектогенеза в поз-

днеюрскую эпоху. Наиболее древним является не-ра-бохапчинский комплекс золотоносных малых интрузий и даек, с которым связывается главная масса рудного золота Северо-Востока и который Ю.А.Билибин называл колымским [4], а П.И.Скорняков (1951 г.) — утинско-штурмовским. Дайки иногда считаются комагматичными верхнеюрским эффузивам, хотя большей частью рассматриваются как образования самостоятельного комплекса малых интрузий. Несколько более поздним является басугуньинский комплекс малых интрузий, который также считается позднеюрским. С образованиями басугуньинского комплекса в Утинской рудной зоне Ягоднинского рудного района связывается непромышленная золотая минерализация.

Группы (системы) даек, состоящие из десятков и сотен тел, могут распространяться на больших площадях в виде рассеянных не ориентированных роев или чаще в виде протяженных линейных полос из параллельных даек. Более крупные полосы принято называть поясами, более мелкие — свитами.

Дайковые системы концентрируются главным образом в пределах ЦКР (рис. 4). За пределами ЦКР дайки позднеюрских комплексов отсутствуют (или редки), что обусловлено, по-видимому, тем, что они связаны с многоочаговыми бассейнами золотоносной диоритовой магмы. Системы даек, встречающиеся на периферии ЦКР и за его пределами имеют более молодой (меловой — палеогеновый) возраст.

По насыщенности поясами даек и их геометрии ЦКР делится на три сегмента: восточный — площадь Ягоднинского рудного района и его обрамление; северный — площадь Берелехского рудного района; западный — Тенькинский рудный район и Хакчанская площадь.

Роль гранитоидных батолитов в распределении золота. Батолитоподобные гранитоидные плутоны хребта Черского образуют крупнейший пояс протяженностью >1000 км вдоль всего юго-западного края Колымского массива.

В начальные годы изучения региона (30-е годы XX в.) большинство геологов, начиная с Ю.А.Билибина, связывали золотую минерализацию с колымскими батолитами. Лишь в 1940 г. Ю.А.Билибин высказал идею о связи золота с комплексом добатолитовых малых интрузий, и в настоящее время эта гипотеза представляется наиболее достоверной.

Пространственная связь гранитоидов и золотой металлогении — обратная. В пределах площади батолитов золотые россыпи и сколько-нибудь существенные рудопроявления практически отсутствуют. Единичные коренные проявления, как правило,

не являются собственно золотыми, обычно содержат также серебро и (или) вольфрам, олово, полиметаллы и т.д. и имеют, скорее всего, меловой возраст. Достоверно известны золотоносные жилы и вмещающие их дайки, метаморфизованные гранитами. Это рудные тела месторождения Штурмовское в экзоконтакте Хатыннахского массива и Игуменовское в экзоконтакте массива Улахан. Батолиты разобщают золотоносные площади и таким образом участвуют в оформлении этих площадей, каким оно представляется в настоящий момент на дневной поверхности.

Влияние метаморфических процессов на металлогению золота. Согласно данным М.Л.Гельмана [8], главный Колымский золотоносный пояс совмещен с Колымским поясом позднемезозойских (поздняя юра — ранний мел) батолитов и поясом регионального метаморфизма, который прослеживается в северо-западном направлении на 1100 км при ширине около 60 км. Метаморфический пояс представляет собой систему отдельных зон протяженностью до 150–200 км при ширине 3–15 км, заключающих все известные рудные поля. Господствует зеленосланцевая фация метаморфизма, причем в центральных частях зон доминируют кварц-кордирит-биотитовые сланцы (с андалузитом или без него), которые к периферии сменяются двуслюдяными или существенно биотитовыми разностями, а в краевых частях — ильменит(±сфен)-фенгитовыми сланцами, возможно, относящимися к продуктам регрессивного метаморфизма. Последний наиболее отчетливо проявлен на золоторудных полях в виде процессов серицитизации, хлоритизации, карбонатизации и т.д.

Закономерная смена зон прогрессивного метаморфизма регрессивными, вплоть до появления средне-низкотемпературных околорудных метасоматитов, свидетельствует о тесной связи метаморфических, метасоматических и рудогенных процессов, о чем ранее высказывались многие исследователи [9, 11, 33].

Золоторудные формации. В пределах изученной нами центральной части ЦКР золоторудные месторождения и проявления разделены на две формации: золото-кварцевую и золото-порфировую. Предложенная типизация месторождений ЦКР близка к разработанной М.М.Константиновым [18] группировке рудно-формационных и геолого-промышленных типов месторождений. Объекты золото-кварцевой формации существенно преобладают, составляя около 95%.

Месторождения золото-кварцевой формации разделены нами на три структурно-морфологических типа по преобладающим характеристикам

рудных тел и вмещающих пород: линейные штокверки в терригенных породах (наталкинский), штокверки в дайках (дайковый или среднеканский), жилы в терригенных породах (жильный).

Наталкинский тип наиболее перспективен для выявления крупнотоннажных месторождений. Внутри данного типа нами выделяются два подтипа рудных тел — приразломный и околодайковый.

Приразломные зоны прожилково-вкрапленной минерализации мощностью в сотни метров совпадают с блоками максимальных складчатых и разрывных деформаций вблизи рудоконтролирующего разлома. Таковы основные рудные залежи Наталкинского и Дегдеканского месторождений, запасы и прогнозные ресурсы (авторская оценка) которых составляют соответственно 1860 и 440 т. Приразломный подтип — наиболее перспективен, поскольку отличается повышенной мощностью. Оценки прогнозных ресурсов месторождений приразломного подтипа составляют сотни-первые тысячи тонн золота, околодайкового — первые десятки тонн.

Околодайковые зоны минерализации развиты в дайках диоритовых порфиритов, предположительно играющих рудоподводящую роль, и в сопоставимом по мощности в первые десятки метров (до 30–50 м) ореоле прожилково-вкрапленной минерализации во вмещающих алеволитах. В качестве примеров можно привести рудное тело Участковое месторождения Наталка, рудные тела месторождения Шахтное (Чай-Юрьинское), отдельные рудные тела месторождения Дегдекан-жильный. Дайковый тип, детально изученный на примере Среднеканского, Утинского и других месторождений, в настоящее время обладает ограниченным потенциалом выявления крупнотоннажных месторождений в связи с тем, что мощность минерализованных даек составляет в среднем первые метры, а сами дайки обычно являются крутопадающими.

Жильный тип детально изучен нами на примере месторождения Юглер (В.К. Политов и др., 2006 г.). Существенно кварцевые жилы с карбонатами, сульфидами и самородным золотом мощностью 1–2 м, протяженностью 100–200 м (до 500–600 м) приурочены к северо-западным рудовмещающим разломам. Содержания золота в жилах составляют от 1 г/т до нескольких сотен грамм на 1 т в пределах рудных гнезд. На месторождении было добыто около 1 т золота при среднем содержании Au 11,4 г/т. Перспективы выявления крупнотоннажных месторождений жильного типа весьма ограничены. Тем не менее, в случае большой концентрации жил в ограниченном пространстве, а также информации о наличии прожилково-вкрапленной минерализации между жилами имеет смысл оценивать крупнотон-

нажный потенциал таких месторождений (Родионовское, Игуменовское), подразумевая в первую очередь необходимость опробования слабоизученного межжильного пространства.

Металлогеническое районирование ЦКР.

Изученный регион соответствует металлогенической области, в пределах которой выделяются рудные районы, узлы, поля и месторождения [22].

Рудный район представляет собой фрагмент крупного складчатого тектонического сооружения (синклинория, антиклинория) размером 160×60 км, ограниченного продольными рудоконтролирующими разломами северо-западной ориентировки и крупными поперечными структурами северо-восточного и субмеридионального простирания. Для рудных районов характерны развитие поясов добатолитовых даек, широкое распространение крупных россыпей золота, золоторудных месторождений и рудопроявлений. При расшифровке глубинного строения территории выявлено, что рудному району соответствует крупная макролинза повышенной плотности 1-го порядка, залегающая на глубинах 20–50 км. Макролинза интерпретируется как негранитизированный участок нижней коры и базифицированный участок верхней коры, содержащий магматические очаги основного-среднего состава — источники добатолитовых малых интрузий.

Рудный узел совпадает с антиклинальной или синклинальной складкой 2-го порядка и тектоническим блоком размером 40×20 км, ограниченным ветвями региональных рудоконтролирующих разломов северо-западной ориентировки и кулисами поперечных структур. К прямым признакам рудного узла относятся наличие россыпей и шлиховых потоков золота, золоторудных месторождений, проявлений и точек золотой минерализации. На глубине рудному узлу отвечает ареал разноуровневых линз повышенной плотности 2-го и 3-го порядков с тонкими перемычками между ними, служащими, по-видимому, долгоживущими рудо-магмоподводящими каналами.

Рудное поле совпадает с антиклинальной или синклинальной складкой 3-го порядка, осложненной отрезком рудоконтролирующего разлома северо-западной или субширотной ориентировки, и с тектоническим блоком размером 10×15 км зачастую клиновидной формы. Осевые области известных и потенциальных рудных полей выделяются как линейные зоны повышенной золотоносности (месторождений, проявлений и точек минерализации) в головках россыпей и шлиховых потоков золота. Космоструктурным критерием крупнотоннажных рудных полей по [21] служат узлы пересечения проницаемых зон северо-западного и северо-

восточного простирания в периферических частях Верхне-Колымского мегасвода (эта структура предположительно отвечает раздуву Главного батолитового пояса), а также в периферических частях малых кольцевых структур, интерпретируемых как локальные просадки над очагами диоритовой магмы, ответственными за формирование золотоносных добатолитовых даек.

Крупнотоннажное месторождение внутри рудного поля обычно совпадает с тектоническим блоком размером 5×1 км, отличающимся максимальной интенсивностью складчатых и разрывных дислокаций.

Крупнотоннажные рудные тела представлены мощными (0,1–0,5 км), протяженными (1–5 км) зонами жильно-прожилковой минерализации (минерализованными блок-пластинами) со средним содержанием Au 1–3 г/т и вертикальным размахом 100–1000 м (запасы Au >100 т). В жилах отмечаются высокие концентрации золота (рудные столбы и рудные гнезда), а межжильное пространство отличается устойчивыми повышенными содержаниями золота (>0,4 г/т) за счет объемного штокверка, сложенного продуктивной ассоциацией.

Модель рудообразующей системы. Полигенно-полихронная модель формирования золота в терригенных комплексах [19] включает первичное сингенетичное накопление и преобразования руд в процессе их регенерации и переотложения. Предложенная авторами динамическая магматогенно-метаморфогенно-гидротермальная модель формирования золоторудных месторождений ЦКР охватывает следующие основные этапы:

пермский – юрский периоды. Общая структура ЦКР в период осадконакопления представляла овальный в плане миогеосинклинальный прогиб между Колымским и Охотским срединными массивами. В ранней перми наиболее интенсивно накапливались углеродистые осадки, которые могли играть роль локальных геохимических барьеров для рассеянного золота. В конседиментационный период заложилась рудоконтролирующие разломы. Присутствие туфогенного материала в верхнепермских отложениях указывает на подводную вулканическую деятельность. Вместе с осадками происходило захоронение седиментогенной сульфидной вкрапленности с рассеянным золотом. Не исключено, что сходные процессы (подводный вулканизм и образование рассеянной гидротермально-осадочной золотоносности) происходили в течение триасового (главным образом в норрии) и юрского (средняя и поздняя юра) периодов;

поздняя юра. Складкообразование и метаморфизм, мобилизация золота и сульфидов из вмещаю-

щих пород и перенос золота в область концентрации рудоносных флюидов. Частичное смешение золотоносных метаморфогенных флюидов метеорного происхождения с рудоносными ювенильными, связанными с гибридными очагами добатолитовых колымских малых интрузий и охотских массивов; формирование зоны разломов, внедрение добатолитовых даек, становление метасоматической зональности и жильно-прожилкового каркаса; вскрытие области концентрации рудоносных флюидов северо-западными рудоподводящими разломами и формирование крупнотоннажных золото-кварцевых месторождений;

поздняя юра – ранний мел. Внедрение Главного батолитового пояса гранитоидов с привнесом значительной дополнительной энергии, что привело к активизации рудообразования, частичному уничтожению и регенерации [33; Л.А.Николаева и др., 2003] ранее сформированных месторождений. В процессе регенерации происходило укрупнение выделений золота, что является важным положительным фактором эволюции россыпеобразующих объектов. Образовались мелкие богатые золото-кварцевые месторождения жильного и дайкового типов, а также золото-порфировые. В основном сформирован облик золото-кварцевых крупнотоннажных месторождений;

поздний мел. Вдоль поперечных структур продолжается внедрение отдельных интрузий охотского типа, сопровождающихся проявлениями оловянной и золото-серебряной минерализации. Окончательно сформированы золото-кварцевые крупнотоннажные месторождения.

Перспективы выявления золоторудных месторождений нетрадиционных типов. Уникальные золотоносные регионы обычно демонстрируют циклический характер рудоотложения, с которым связано многообразие типов и возрастов золотых месторождений.

К перспективным, новым для ЦКР (или нетрадиционным), типам золоторудных месторождений относятся: сухоложский, бендиго (дуэт-бриндакитский), майский, форт-нокс (васильковский). Рудоносные площади сухоложского типа и бендиго выделяются на глубоких горизонтах или на флангах известных рудных полей, в которых развиты месторождения золото-кварцевой формации линейного штокверкового (наталкинского) и жильного типов. Это существенно повышает перспективы известных рудных полей. Рудоносные площади майского типа и форт-нокс преимущественно выделяются вне известных рудных полей и представляют собой принципиально новые участки, ранее не затронутые детальными работами.

Признаки и критерии месторождений суходожского типа: развитие отложений углеродистой формации (к ней на изученной территории, в первую очередь, можно отнести породы родионовской свиты); прожилково-вкрапленная минерализация с преобладанием золотоносного пирита и арсенопирита в пермском стратоуровне; надвиги, зоны смятия, зоны региональных рудоконтролирующих разломов северо-западного простирания; зоны интенсивной пиритизации; россыпи золота. В качестве перспективных площадей для выявления месторождений суходожского типа нами выделяются Дегдеканская и Родионовская.

Ведущие признаки и критерии месторождений типа бендиго: алевро-песчаная флишоидная формация; золото-кварцевая формация (стратиформные жилы с «книжными» текстурами в пермском стратоуровне вблизи контакта диамиктитовой и алевро-песчаной субформаций (атканской и омчакской свит); надвиги, ундуляции шарниров антиклиналей, зоны послынного (субсогласного слоистости) кливажа; россыпи золота. В качестве перспективных площадей для выявления месторождений типа бендиго нами выделяются Глухаринская и Токичанская.

Ведущие признаки и критерии месторождений майского типа: известковистые элементы глинисто-алевритовой формации (наиболее вероятен триасовый стратоуровень) или зона метасомагматической карбонатизации вдоль рудоконтролирующего регионального разлома (возможен также пермский стратоуровень); золото-мышьяковисто-сульфидная формация (вкрапленность игольчатого арсенопирита, пирита с тонкодисперсным золотом); узлы пересечения региональных рудоконтролирующих разломов северо-западного простирания с субмеридиональными зонами тектономагматической активизации; аномалии $Au \pm As$ в потоках рассеяния; россыпи золота не характерны — обычно перспективные площади выделяются вне контуров развития россыпей, иногда на их флангах. В качестве перспективных площадей для выявления месторождений майского типа нами выделяются Имегинская, Пунктирненская, Тирехтяхская, Юглерская, Сибердикская и Ягодная.

Ведущие признаки и критерии месторождений типа форт-нокс: апикальные и надапикальные зоны небольших ($1-2 \text{ км}^2$) юрских и меловых гранитоидных штоков диорит-гранодиоритовой формации (в пермском, триасовом и юрском стратоуровнях); золото-полисульфидно-кварцевая формация (другие названия — золото-порфировая, золото-редкометалльная); россыпи золота (характерны для объектов, приуроченных к апикальным частям гранитоидных массивов

и не характерны для месторождений дистальной зоны, в которой преобладает тонкое золото, связанное с арсенопиритом). В качестве перспективных площадей для выявления месторождений типа форт-нокс нами выделяются Тасканская, Харанская, Рыжая, Иньяканская, Далекая, Паукская, Тэутэджакская.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

Уникальная золотоносность Центрально-Колымского региона объясняется его положением в области интерференции Яно-Колымской золото-кварцевой и Охотско-Чукотской золото-серебряной металлогенических провинций. Эта интерференция осуществлялась через взаимодействие интрузий «колымского» и «охотского» типов, внедрявшихся вдоль продольных и поперечных структур. Кроме того, уникальная золотоносность объясняется сложной историей геологического развития региона, включавшей многократное переотложение и дополнительный привнос золота.

В глубинном строении ЦКР соответствует многоярусная система магматических очагов среднего-основного состава, генерировавших рудонесную диоритовую магму позднеюрских малых интрузий (даек и штоков добатолитовых нера-бохалчинского и басугуньинского комплексов). Современный облик ЦКР в значительной степени определяется отрицательным воздействием «срезавших» месторождения пострудных гранитоидных батолитов. Главный батолитовый пояс разобщает рудные районы. В гравиметрическом поле Главному батолитовому поясу отвечает крупная отрицательная аномалия шириной 20–130 км и глубиной до 30 км.

В металлогеническом районировании ЦКР соответствует металлогенической области, в пределах которой выделяются рудные районы, узлы, поля и месторождения.

Центрально-Колымский регион представляет собой золотороссыпной регион мирового класса. В настоящее время он обретает свое новое рождение и находится в процессе перехода к периоду отработки крупнотоннажных месторождений. Наиболее перспективным типом крупнотоннажных объектов являются золото-кварцевые месторождения наталкинского типа (объемный штокверк в терригенной толще), относящиеся к пермскому стратоуровню. К нетрадиционным, перспективным для выявления в ЦКР, типам золоторудных месторождений относятся суходожский, бендиго, майский, форт-нокс.

Авторы благодарят научного руководителя работы профессора, доктора геолого-минералогических наук М.М.Константинова, во многом предопределившего методическую концепцию проведенных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г.* Геодинамическая история Охотско-Колымского региона // Геология рудных месторождений. 1999. № 5. С. 67–76.
2. *Беневольский Б.И.* Золото России: проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. Изд. 2-е, исправл. и доп. – М.: ЗАО Геоинформмарк, 2002.
3. *Билибин Ю.А.* Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения. Избр. тр. Т. III. – М.: АН СССР, 1961. С. 147–165.
4. *Билибин Ю.А.* К истории Колымских приисков. Избр. тр. Т. III. – М.: АН СССР, 1961. С. 195–206.
5. *Билибин Ю.А.* О возрасте некоторых золоторудных месторождений Колымского района // Советская геология. 1940. № 5–6.
6. *Васьковский А.П.* Петрология рудоносных жил Колымского района // Рудоносные жилы Колымского района. М.-Л., 1936. С. 3–74.
7. *Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И., Сидоров В.А.* Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России // Геология рудных месторождений. 2002. № 3. С. 179–197.
8. *Гельман М.Л.* Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных провинциях: Северо-Восток Азии в сравнении с Кордильерами Северной Америки, с Западной Австралией // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан, 2000. Т. 2. С. 5–79.
9. *Гельман М.Л.* О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1976. Т. 230. № 6. С. 1406–1409.
10. *Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1:500 000 / Н.Г.Маннафов, С.Д.Вознесенский, В.А.Огородов и др.* – Магадан, 1999.
11. *Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А.* Наталкинское золоторудное месторождение. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002.
12. *Григорьев С.А.* Генезис и динамика формирования Наталкинского золоторудного месторождения по данным системного анализа геохимического поля // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 44–49.
13. *Данковцев Р.Ф.* Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 114–120.
14. *Калинин А.И., Каницев В.К., Орлов А.Г., Гаитольд В.В.* Структура Наталкинского рудного поля // Колыма. 1992. № 10–11. С. 10–14.
15. *Константинов М.М.* Золоторудные провинции мира. – М.: Научный мир, 2006.
16. *Константинов М.М.* Золоторудные месторождения карлинского типа и перспективы их выявления на Северо-Востоке России // Колыма. 1999. № 3. С. 10–17.
17. *Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю.* Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30. № 5.
18. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. – Москва: Научный мир, 2000.
19. *Курбанов Н.К.* Полигенно-полихронные месторождения золота // Смирновский сборник-99. Москва, 1999. С. 144–197.
20. *Матвеев В.Т.* Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР // Труды. Т. XVII. Геология. Магадан, 1960. С. 317–362.
21. *Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур / И.Н.Томсон, Н.Т.Кочнева, В.С.Кравцов и др.* – М.: Недра, 1984.
22. *Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Золото» / Б.И.Беневольский, Е.В.Блинова, А.В.Бражник и др.* – М.: ЦНИГРИ, 2002.
23. *Михайлов Б.К., Буряк В.А., Михайлова В.П., Цымбалюк Н.В.* К проблеме выбора участков, перспективных на крупнообъемное золотое оруденение в Центрально-Колымском районе // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Металлогения. Т. 2. Магадан, 2001. С. 181–184.
24. *Михайлов Б.К., Прусс Ю.В., Волков С.В., Стружков С.Ф.* Крупнообъемные золоторудные месторождения Центральной Колымы — объекты XXI века // Золотодобывающая промышленность России. Проблемы и перспективы. М., 2001. С. 23–28.
25. *Натапов Л.М., Ставский Л.П.* Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Советская геология. 1985. № 3. С. 70–78.
26. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойид Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, СО, 1984.
27. *Поисково-оценочные критерии золоторудных месторождений перивулканических зон (методические рекомендации) / А.А.Сидоров, Г.Я.Абрамсон, Б.С.Андреев и др.* – Магадан, 1982.
28. *Политов В.К.* Геология и металлогения поперечных структур Северного Приохотья // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
29. *Политов В.К.* Геология и рудоносность позднемезойских оловоносных поперечных структур Северного Приохотья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 1974.
30. *Розенблюм И.С., Михайлов Б.К., Шпилюк Л.Г.* Геодинамическая эволюция Северо-Востока СССР // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР. Тез. докл. школы-семинара. Магадан, 1990. С. 171–174.
31. *Рудаков В.В., Казимиров М.П., Григорьев С.А.* О новом экономическом классе коренных месторождений золота в России // Драгоценные металлы. 2004. Июль. С. 49–51.

32. Сидоров А.А. Золото-порфировые месторождения Северо-Востока России // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т. 2. Магадан, 2000. С. 106–109.
33. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. – Новосибирск: Наука, 1985.
34. Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Миляев С.А. Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. – М.: Бородино-Е, 2004.
35. Эйдлин Р.А., Шманенко Ю.С. Глубинная геодинамическая модель Центральноколымского сегмента земной коры // Отечественная геология. 1994. № 5. С. 41–50.
36. *Metallogenesis of Mainland Alaska and the Russian Northeast*: U.S / W.J.Nokleberg, T.K.Bundtzen, D.Grybeck et al. // Geological Survey. 1993. Open-file Report 93–339.

УДК [551.24+553.2] (571.6)

© М.И.Копылов, 2008

ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РУДОГЕНЕЗ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

М.И.Копылов (ФГУП «Дальгеофизика»)

Рассмотрены некоторые вопросы теории плюм-тектоники, выделены критерии, признаки и индикаторы проявления этого процесса. Проанализированы плюмовые структуры на юге Дальнего Востока и показана их роль в металлогении региона.

В последнее время все больше внимания уделяется роли мантийных плюмов в формировании глубинных структур земной коры, верхней мантии и сопряженному с ними магматизму. Мантийные плюмы имеют глобальные масштабы, длительное развитие и усложняют конвекционный механизм литосферных плит. Восходящие потоки вещества и энергии глубин позволяют связать явления магматического и метаморфического петрогенеза, поступление и миграцию к поверхности Земли газов и флюидов, конвективное перемещение мантийного материала, инъективные дислокации разных уровней глубинности.

Ярким примером проявления плюмового процесса служат трапповые провинции, с которыми часто связывают последующие расколы континентальных блоков литосферы и их горизонтальные смещения, образование крупных плутонов, некоторые «горячие точки» типа гавайских и исландских [3, 4]. По данным геофизических исследований в таких областях земная кора характеризуется утолщением за счет переходного к верхней мантии слоя с повышенными скоростями упругих волн от 7,1 до 7,7 км/с. В основании верхней мантии, по некоторым данным [4], выделяются горизонты с пони-

женными скоростями упругих волн. Наиболее устойчивый признак проявления мантийных плюмов — повышенные до 10 и более отношения He_3/He_4 [2, 3].

Для выделения предполагаемых плюмов в пределах Дальневосточного региона привлечены геологические, геофизические, геохимические и структурные признаки. Из геологических признаков наиболее информативны — выходы на дневную поверхность продуктов глубинного магматизма, основных и ультраосновных пород (щелочные базальты, перидотиты, лампроиты и др), представляющих собой слабодифференцированные мантийные расплавы. Из петрохимических признаков использованы высокие содержания в магматических породах MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 , характерные для ультраосновных пород дунитов, пироксенитов, коматиитов, пикритов, оливиновых базальтов и др., образующихся на больших глубинах. В качестве основного геофизического признака взяты аномальные значения гравитационного (отрицательного) поля, вспомогательных — ΔT ($>+500$ нТл), понижение скорости V_p ($>0,1$ км/с) и электрических сопротивлений (до 100 Ом·м и менее) по геотраверсам ГСЗ, МОВЗ, МТЗ и повышение теплового по-

тока (>50 мВт·м²). Как структурные признаки рассмотрены позиции сводовых поднятий, глубинных разломов, рифтовых структур, резко градиентных зон на границе Мохо и подошвы литосферы, астеносферных выступов. Кроме того, индикаторами плюмов считаются участки повышенного теплового потока на глубине, выходы термальных источников вод.

Структура литосферы и верхней мантии Дальневосточного региона по данным ГСЗ, МОВЗ, МТЗ представляет собой анизотропную среду. В связи с этим свободная конвекция на глубине сменяется в верхней мантии на вынужденную. Литосфера препятствует релаксации свободного энергопереноса конвекции к поверхности коры. Это приводит к более высокой концентрации и избыточному давлению относительно более легких, нагретых и флюидонасыщенных компонентов мантийного вещества в подошве литосферы и аккумуляции их в более проницаемой части литосферы — глубинных тектонических разломах. Выходы вещества к дневной поверхности Земли имеют вид диапиров, плюмов. На локальном уровне это очаговые универсальной формы структуры разных рангов, отражающие различные по своей природе и глубине заложения центры эндогенной активизации.

Возникновение областей разуплотнения термической или газовой-флюидной природы в верхней мантии вызывает понижение плотности мантийного вещества и, соответственно, увеличение его объема, приводящего к адвекции и образованию глубинных поднятий — плюмов. Изостатическое всплывание (адвекция) относительно легких масс способствует новому, уже геодинамическому, разуплотнению в нижней части изостатической системы, определяет возникновение нового импульса подтока флюидов, магм с образованием плюмовых колонн. В пределах глубинных разрывных нарушений поднимающиеся плюмы образуют интрузивные и протынтрузивные зоны растяжения, определяют разрастание магматических каналов и камер. В процессе адвекции плюма может происходить механическое раздвигание его в стороны вмещающей среды, а по достижении некоторого горизонтального уровня он растекается и уплощается. Однако во всех случаях перемещения и деформации ограничены размерами всплывающего плюма. Тектоническая роль мантийных плюмов зависит от ряда условий, таких как глубина формирования и энергетика (от температуры, газо- и флюидонасыщенности апвеллингов мантийного вещества, степени разогрева и др.), а также от физико-механических свойств коры и литосферы.

В связи с неоднородностью мантии возникновение восходящих плюмов обусловлено процессом

взаимодействия ядро-мантия, и эти потоки представлены восстановленными формами флюидов (с преобладанием CH_4 , H_2). Отделяющиеся от слоя *D* потоки в нижней мантии вынуждены нелинейно «лавировать» между доменами недегазированного вещества нижней мантии. По геофизическим данным восходящее движение углеводорода и водорода из глубин мантии пронизывает ее до глубины 250 км. Неоднородности мантии представлены, в первую очередь, доменами перидотитов, которые содержат обогащенные водой минералы — флогопит и амфибол. Флогопит и амфиболсодержащие мантийные перидотиты могут представлять своеобразные «отдушины» в верхней мантии, где и происходят окисление восстановленных форм нижнемантийных флюидов и процесс плавления, магмообразования.

Рои, пояса очагов землетрясений располагаются по краевым частям крупных террейнов, микроплит и литосферных плит (рисунок). Особенно четко по очагам землетрясений прослеживаются границы стыковки плит: Северо-Евразийской и Амурской, Филиппинской и Китайской, Филиппинской и Тихоокеанской, Беренговой и Северо-Американской. Границы Амурской и Северо-Китайской плит на карте очагов землетрясений обозначены только отдельными фрагментами, что указывает на разный геодинамический режим стыкующихся плит. В первом случае он носит весьма активный характер, во втором — пассивный.

Изучаемая территория (Амурская плита) расположена между Северо-Евразийской и Северо-Китайской плитами, в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского суперскладчатых поясов. Эта структурная позиция определила тектоническую активность и особенность геодинамического режима территории. Специфика региона определена существованием на месте Центрально-Азиатского складчатого пояса Палеоазиатского океана. Сохранились фрагменты разновозрастных структурно-вещественных комплексов, характеризующих различные геодинамические обстановки этого палеоокеана.

На приведенной мелкомасштабной схеме геодинамики литосферных плит (см. рисунок) показано общее движение южного ансамбля плит — Индийской, Индокитайской, Тибетской, Китайской, Северо-Китайской. На стыке Индийской и Тибетской литосферных плит формируются крупномасштабные надвижки за счет движения на север Индийской и Индокитайской. Под действием перемещения этих плит в общее движение вовлекаются Тибетская и Китайские плиты, которые вынуждают Северо-Китайскую двигаться в восточном направлении, вызывая сдвиги на границе плит.

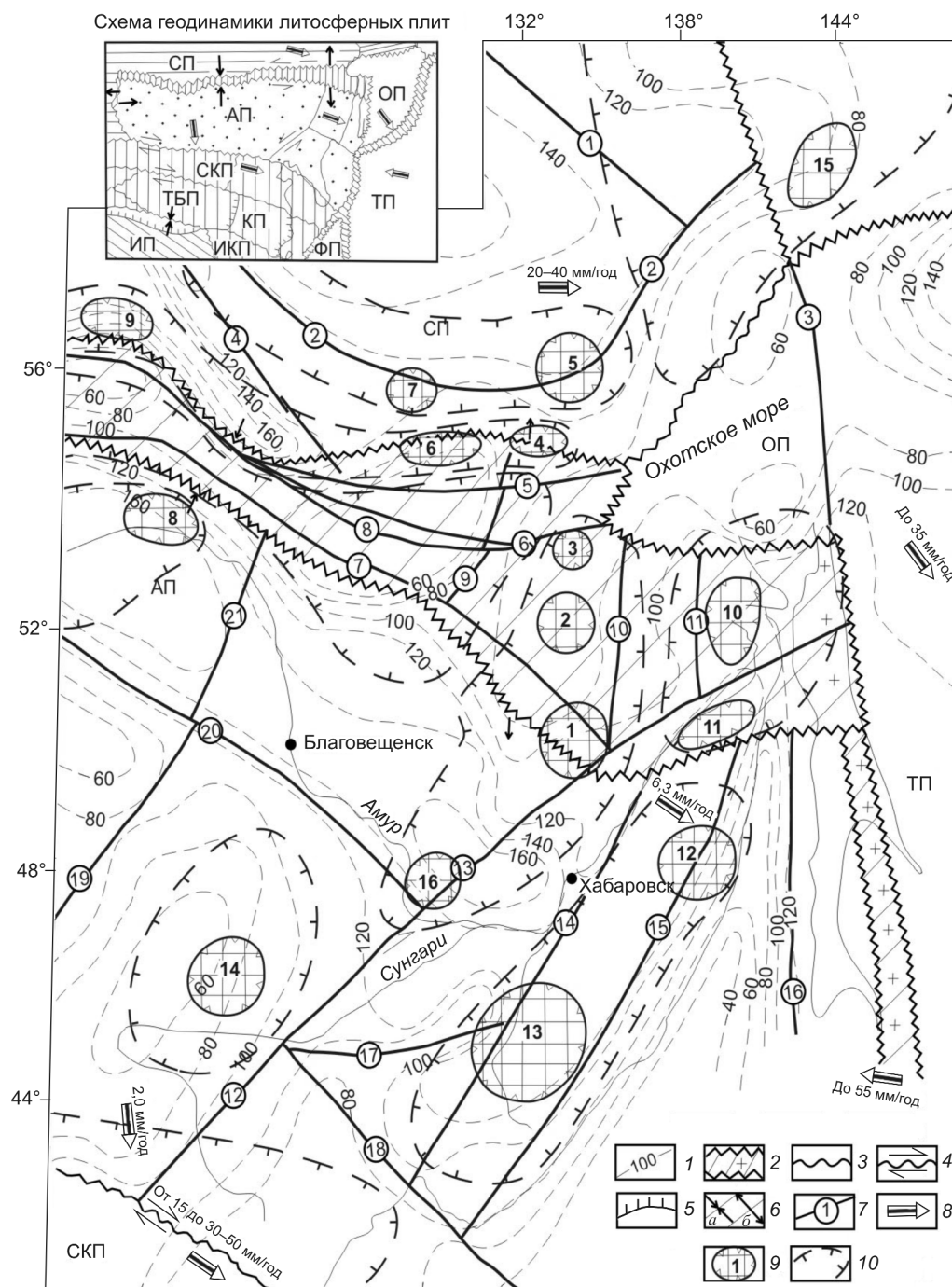


Схема изолиний глубин подошвы литосферы и литосферных разломов, геодинамика литосферных плит и плюмов Дальнего Востока, м-б 1:10 000 000:

1 — изолинии глубин подошвы литосферы; 2 — швы (сутуры) литосферных плит с активной геодинамикой и сейсмичностью; 3 — швы литосферных плит с пассивной геодинамикой; 4 — сдвиги на границе плит; 5 — зоны надвигов на границе плит (СП — Северо-Евразийская, ОП — Охотская, АП — Амурская, СКП — Северо-Китайская, КП — Китайская, ТБП — Тибетская, ИП — Индийская, ИКП — Индокитайская, ТП — Тихоокеанская, ФП — Филиппинская); 6 — сжатие (а) и растяжение (б) на границе плит и микроплит; 7 — литосферные разломы (1 — Учурский, 2 — Становой, 3 — Кетандинский, 4 — Южно-Якутский, 5 — Джелтулинский, 6 — Северо-Тукурингский, 7 — Южно-Тукурингский, 8 — Чампулинский, 9 — Чагорский, 10 — Тугурский, 11 — Лимурчанский, 12 — Тан-Лу, 13 — Куканский, 14 — Центрально-Сихотэ-Алинский, 15 — Восточно-Сихотэ-Алинский, 16 — Южно-Сахалинский, 17 — Мишань-Алчанский, 18 — Южно-Приморский, 19 — Танхай, 20 — Шилка-Амурский, 21 — Гонжинский); 8 — направление и скорость движения плит, мм/год; 9 — плюмы (с выходом на поверхность) и их номера; 10 — граница развития плюмовых структур на глубине

Охотоморская плита перемещается в юго-восточном направлении (150°) со скоростью до 35 мм/год. Взаимодействие ее с Северо-Евразийской, Северо-Американской и Амурской плитами, вероятно, и определяет общую структуру геодинамического напряжения в этом регионе. В протерозое и палеозое Охотоморская плита была сближена с Северо-Евразийской; их взаимодействие выражается в образовании надвиговых структур субмеридионального направления в пределах Алданского щита.

Области развития плюмовых структур в пространстве тяготеют к границам литосферных плит и микроплит, что указывает на высокую проницаемость этих областей и длительный характер их развития. По геолого-геофизическим данным выделенные глубинные разломы также сосредоточены главным образом вблизи границ плит и имеют преимущественно субширотное простирание (см. рисунок).

На развитие складчатых структур Дальневосточного региона, входящего в сегмент Тихоокеанского подвижного пояса, по данным И.Н.Томсона, В.Г.Сахно и др., влияли не процессы сжатия, складкообразования и коллизии, а явления мантийного диапиризма и плюмов. Определяющее значение имели процессы разуплотнения и роста объемов пород в земной коре при взаимодействии огромных масс слаболитифицированных обводненных осадков с высокотемпературными расплавами глубин. Они сопровождалась образованием огромных масс летучих компонентов, флюидов и гидротерм, широким развитием процессов метаморфизма и палингенного гранитообразования с частичным остыванием и консервацией глубинных очагов.

В пределах подвижных областей, к которым следует отнести краевые части платформ, вулканические пояса и переходную область от континента к океану, по данным глубинных исследований довольно четко выделяется астеносферный слой, являющийся по существу поставщиком тепловой энергии, магматического, флюидного вещества и рудоносных растворов в верхнюю часть коры. В пределах же платформ, срединных массивов, имеющих значительную мощность литосферы, астеносферный слой выделяется прерывисто. Так, по И.К.Туезову [8], под Канадским и Балтийским щитами, Северо-Американской платформой, активная деятельность которых прекратилась более 500–1000 млн. лет назад, он отсутствует. На глубинном региональном разрезе от оз. Байкал до Курильских островов глубина до кровли астеносферы изменяется от 10–20 до 200 км, а мощность ее в районе оз. Байкал достигает 200–400 км. В районе между Бай-

кальской рифтовой зоной и Азиатско-Тихоокеанской активной окраиной, где интенсивная геологическая деятельность прекратилась сотни миллионов лет назад, астеносфера выражена очень слабо (мощность первые десятки километров) и может совсем отсутствовать.

Особенность тектонического режима хорошо отражается в характере теплового поля, которое на данном отрезке имеет низкие показатели, а в активных областях, наоборот, — высокие. Как известно, в астеносфере мантийное вещество, находясь в определенных термодинамических условиях, частично плавится, и при накоплении достаточного количества расплава образуется система взаимосвязанных каналов при сохранении целостности ее кристаллического скелета. Количество расплава в астеносфере, как полагают многие исследователи [8], не превышает 10% от общего объема. Для полного закрытия пор, исходя из опытных работ М.П.Воларовича [1], необходимо приложить давление порядка 200 кбар и более, что соответствует глубинам >700 км. Но строение астеносферы, вероятно, изменяется во времени в зависимости от тектонического режима региона. В наиболее пассивном состоянии она находится под платформами, срединными массивами, где конвективные ячейки, осуществляющие связь между верхней мантией и астеносферой, вероятно, также носят пассивный характер. В то же время, в пределах центральных частей платформ, срединных массивов имеется множество рудных систем, месторождений, возможно, связанных с проявлением палеоплюмов. Одной из таких рудных систем могут быть гранитно-метаморфические купола, определяющие региональную металлогеническую зональность во многих золотоносных провинциях [11]. Вокруг их ядра, за границей ареала слагающих его метаморфических пород амфиболитовой фации, плутонов уровня мезозоны и мигматитов, метаморфические породы зеленосланцевой фации регрессивно сульфидизированы и местами рудоносны, содержат золотую, оловянную, медную минерализацию. В этом случае гранитно-метаморфические купола выступают как центры динамического, термального и флюидного воздействия мантии на нижнюю и среднюю части коры.

В пределах Дальневосточного региона по комплексу перечисленных признаков выделены 16 плюмов, продукты которых выходят на поверхность, и области развития плюмовых структур на глубине по геофизическим данным (см. рисунок). На приведенной схеме изолиний мощности литосферы Дальневосточного региона (по Ю.Ф.Мальшеву с добавлением автора) показаны мантийные разломы, выделя-

емые плумы и границы плумовых структур на глубине (9). Наибольший интерес вызывают плумы, пространственно приуроченные к Пограничной гравитационной ступени, — Баджальский-1, Кербинско-Ямалинский-2, Нимеленский-3; далее на север с некоторым смещением на запад выделяются Майский (Кунь-Манье)-4 и Кеткапский-5. Возникновение сближенных плумов, расположенных в пределах единой субмеридиональной структуры, вероятно, обусловлено давлением Охотоморской и Тихоокеанской плит на Амурскую.

В связи с разностью физико-механических свойств верхнего гранитно-метаморфического, базальтового слоев и астеносферы при сжатии возможно образование астеносферного и верхнемантийного вала. Образование мантийного вала объясняется рядом причин. Во-первых, здесь по данным глубинных исследований выделяется ослабленная зона, представляющая собой область сближенных трансформных разломов, сопровождающих Монголо-Охотский шов. Во-вторых, на стыке двух литосферных плит верхняя мантия, литосфера и консолидированная кора характеризуются наибольшей неоднородностью. В-третьих, жесткое тело Буреинского массива служило своеобразным барьером, по восточной границе которого и проходит Пограничный вал. На воздымание астеносферы указывает и сокращение мощности литосферной плиты до 80 км. Выступ кровли литосферы имеет субмеридиональное направление, выгнут более чем на 500 км, что также подчеркивает форму и направление мантийного вала. Граница Мохо в этом же направлении опускается на 4 км. Последнее обусловлено тем, что при сжатии слоев с неоднородными физико-механическими свойствами они могут изгибаться в разных направлениях. Если верхние слои по прочностным свойствам во многом превосходят нижние, то средний базальтовый слой будет прогибаться в сторону наименьшего сопротивления, т.е. в сторону нижних слоев литосферы. При усилении сжатия возникает предел прочности, нижние слои консолидированной коры рвутся и по открывшемуся каналу в возникшие пустоты между гранитно-гнейсовым и базальтовым слоями устремляются магмы и флюиды из астеносферного слоя. Следует отметить, что при сжатии за счет неоднородной среды и сил трения возникают очаги разогрева, которые влекут за собой расплав и концентрирование в верхней части более легких, богатых летучими компонентами всплывающих масс. Под действием их тепла, агрессивности флюидов и давления происходит ассимиляция и разрыв жесткой консолидированной коры, и магмы, флюиды, растворы достигают поверхности по отдельным каналам. образо-

вавшаяся плумовая система действует до тех пор, пока не произойдет компенсация и не наступит изостатическое равновесие всех участвующих геодинамических сил.

Сверхлитостатическое начальное давление на расплав приводит к направленному движению флюидов в литосфере. При декомпрессии летучие и другие компоненты переходят из расплава во флюид. Возникают структуры, аналогичные развивающимся рудоносным системам с последовательным продвижением фронта прогрессивного метаморфизма умеренного давления, что может сопровождаться и вулканизмом. Затем следуют интрузии существенно натровой гранитоидной магмы, за нею более кислой — калиевой. На передовом фронте метаморфизма амфиболитовой фации образуются мигматиты, метатектическая фаза которых коррелируется с выходами калиевых гранитов. Со временем фронтальная часть метаморфизма перемещается вверх по коре, ослабевает вблизи дневной поверхности, и давление падает до литостатического.

Примерами образования гранитно-метаморфических куполов могут служить Кербинский, Софийский золоторудные узлы в северной части Буреинского массива, а также купольные структуры Гонжинского и Мамынского выступов [5, 6]. По данным Л.В.Эйриша [11, 12], здесь выделяется серия гранитогнейсовых куполов. В качестве рудогенерирующих комплексов для Гонжинского и Мамынского выступов выступают гранитоиды (преимущественно гранодиориты, граниты, монцодиориты, граносиениты), с которыми ассоциирует наиболее продуктивная коренная и россыпная золотосодержащая порода. Пространственно они сопровождаются интенсивными аномалиями Δg , отражающими значительное разуплотнение верхней части коры и выступы пород фундамента. Наиболее интенсивные отрицательные аномалии Δg выявлены в пределах Верхнеселемджинского района, которые, возможно, связаны с литосферными плумами [6]. По данным глубинных исследований МОВЗ здесь отмечается погружение Амурской литосферной плиты под Алдано-Становой щит, что привело к вскрытию горизонтов мантии и поступлению разогретых масс по наиболее проницаемым каналам к поверхности. Это подтверждается и наличием осадочных олистостромовых образований, базальтов и глубинных разломов. Согласно данным А.И.Ханчук [9], в этом районе возможно формирование «slab window» в области субширотного излома плиты, осложненного левосторонними сдвигами в процессе становления трансформной континентальной окраины. На глубинность процессов указывает на-

личие хромшпинелидов в породах Октябрьского и Селемеджинского блоков.

В пределах выделяемого Гонжинского плюма (8) известны месторождения золота, в том числе крупные (Кировское, Покровское, Пионер). Нижнеамурский (10) и Тумнинский (11) плюмы также несут золоторудную минерализацию; выявлено множество месторождений и рудопроявлений различного типа. Аннойский (12) и Кавалеровский (13) плюмы являются поставщиками оловорудной минерализации, Охотский (15) — золоторудной. Перспективы Чаро-Олекменского плюма (9) связаны с золоторудной и меднорудной минерализацией. На китайской стороне плюм Сунляо (14) является хорошим катализатором для перевода нафтидогазоуглеродистого вещества материнских пород в источники газовых и нефтяных месторождений.

Другой объект, где плюм-тектоника играла ведущую роль при образовании рудоносных систем, — Сибирская платформа (Алданский щит). В ее пределах, как известно, выделяется мегарегиональная (Азиатская) магнитная аномалия, определяющая изменения векового хода магнитного поля на значительной территории Сибири и Дальнего Востока. Ее природа и глубина заложения до настоящего времени остаются предметом дискуссий. Некоторые исследователи связывают наличие аномалии с характером границы нижней мантии и ядра. По интерпретации гравиметрического поля здесь выделяется астеносферный выступ. Возможно, он связан с глубинными восходящими грибообразными перистыми структурами, обуславливающими перемещение мантийного вещества не только в верхней, но и в нижней мантии, представляющей собой мантийный плюм (7).

Для выделения мантийных плюмов обычно привлекают данные сейсмоотографии [10], по которым разделяют «восходящие», «нисходящие» и «смешанные» плюмы. В пределах Алданского щита, к сожалению, отсутствуют томографические исследования мантии, поэтому можно использовать только данные глобальной геодинамики в других регионах и экспериментальные материалы. Мантийное вещество с пониженной скоростью экранируется на глубинах >1000 км под широкой высокоскоростной (более плотной) областью на глубинах 1000 до 1500 км и более. Аналогичная картина наблюдается и по экспериментальным данным (Бугаевский, 1978) — отмечается растекание плюма при подходе к литосфере. Процесс перестройки вещества может быть гравитационной дифференциацией или тепловой конвекцией, а низкоскоростной канал из нижней мантии в верхнюю представляет собой «перистую» конвекцию. В пределах Алдан-

ского щита известны дунитовые комплексы Инагли, Кондер, Чад и Феактистова, несущие платиноидную минерализацию.

Согласно данным А.А.Степашко [7], модель химической структуры мантии отражает последовательный ряд возрастания глубины, в котором дуниты Инагли характеризуют мантийное вещество, образовавшееся при минимальной температуре, а Чад и о-ва Феактистова — при максимальной. Это, вероятно, связано с воздыманием литосферы в раннем докембрии. Последующее расслоение верхней мантии, с образованием вертикальной последовательности слоев *A, B, C, D* в соответствии с температурным градиентом, происходило в пределах купольного поднятия, конформного общей региональной структуре. В мантийной структуре, по представлению А.А.Степашко [7], слой *D* — самый нижний, выше него последовательно расположены слои *C, B, A* дунитового типа, а венчают разрез мантии слои гарцбургитового и лерцолитового типов. Эта схема объясняет региональные различия состава ультраосновных массивов, которые выводились к поверхности с различных интервалов глубин мантии. В связи с этим они могут быть обогащены различными концентрациями металлов, выносимых интрузивными комплексами из разных слоев субстрата мантии. Так, по данным геохимического анализа лунных пород и титанисто-глиноземного вещества метеоритов, в основании тектоносферы рудная специализация слоя представлена самородными металлами (Os, Ir, Ru, Mo, W), ниобатами, концентрациями циркония и редкоземельных элементов. Во втором слое (до глубины около 220 км) развиты преимущественно самородные металлы (Au, Ag, возможно, Pt, Pd) и сульфиды (Fe, Cu, K, Ni, Co, Zn, возможно, Ag, Sb, As). Верхняя мантия, перекрывающая эколгитовый слой, имея в целом ультраосновной состав, в зависимости от степени дифференциации субстрата характеризуется различной рудной специализацией в платформенных и обрамляющих их складчатых областях. Для первых намечается обогащение пород хромитом, сульфидами Fe, Ni, Cu, платиноидами, золотом, для вторых — наиболее летучими металлами (Ag, Sn, Zn, Pb, Bi), которые концентрируются, вероятно, в наименее глубинных подкорковых частях. В общем же случае, согласно приведенной модели автора [6], специализация глубинных флюидов и магм может определяться не только рудной нагрузкой слоя тектоносферы, в котором зарождались плюм, диапир, но и металлоносностью всех слоев, залегающих выше. Кроме того, возможны различные ундации (опускание и поднятия) границ мантийных слоев, которые, как и в первом случае, могут привести к воз-

никновению рудных районов, узлов с разнородным профилирующим оруденением.

Из приведенных материалов следует, что на Алданском щите преимущественное развитие получают золотая, платиновая минерализация. Одним из ярких ее представителей являются месторождения Эльконского горста, где кроме широко известных золоторудных месторождений (Лебединское, Куранахское и Рябиновое) разведаны крупные комплексные золото-урановые объекты. Последние формировались в процессе тектономагматической активизации региона, характеризующейся внедрением позднемезозойских малых интрузий и серий даек субщелочного состава. Золото-урановые месторождения приурочены к многочисленным омоложенным в мезозое древним разломам, а также к собственно мезозойским разломам в кристаллическом фундаменте. Наиболее крупная зона Южная прослежена по простиранию более чем на 20 км. На глубину она вскрыта более чем на 2 км без видимого выклинивания и изменения состава оруденения. Другие объекты — Кет-Капский, Томпоканский золоторудные районы с многочисленными месторождениями и рудопроявлениями.

Границы развития плюмовых структур на глубине еще слабо изучены. Их доизучение может сопровождаться выявлением золоторудных и полиметаллических месторождений. Месторождения платиновой минерализации россыпного типа представлены в пределах Кондерского, Чадского ультраосновных массивов, в коренных источниках она сопутствует золоту во многих месторождениях Эльконского горста, Аллах-Юньской провинции и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Воларович М.П., Баяк Е.И., Ефимова Г.А.* Упругие свойства минералов при высоких давлениях. — М.: Наука, 1975.
2. *Генишафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрографии. — М.: Наука, 1977.
3. *Генишафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Воздействие мантийных плюмов на глубинное строение литосферы и магматизм платформенных структур Земли // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы*. М., 2003. Т. 1. С. 131–132.
4. *Грачев А.Ф.* Финальный вулканизм Г.Штилле и его современная геодинамическая интерпретация // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы*. М., 2003. Т. 1. С. 159–160.
5. *Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П.* Хингано-Олонойский оловорудный район. — Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2004.
6. *Копылов М.И., Копылов Д.М.* Особенности глубинного строения Гонжинского выступа и его металлогения по геофизическим данным // *Семинар Д.Г.Успенского, 29-я сессия*. Екатеринбург, 2002. С. 58–71.
7. *Степанко А.А.* Химическая структура ультраосновной мантии. — Владивосток: Дальнаука, 1998.
8. *Туезов И.К., Быков В.Г., Воробьев Ф.А., Цзан Шаосянь.* Сейсмофокальные зоны и астеносфера северозапада Тихого океана и востока Азии. — Владивосток, 1990.
9. *Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // *Рудные месторождения континентальных окраин*. Владивосток, 2000. С. 7–30.
10. *Шевченко Б.Ф.* Кинематика глубинной 3-D модели литосферы в области перехода континент–океан (Охотское, Японское моря) // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы*. М., 2003. Т. 11. С. 294–295.
11. *Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г.* Токурское золоторудное поле: геология, геохимия, генезис. — Хабаровск: АмурГНИИ, 1998.
12. *Эйриш Л.В.* Куполовидные структуры Селемедино-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Хабаровск, 1973.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.04:553.81 (571.5)

© А.С.Барышев, К.Н.Егоров, Д.А.Кошкарев, А.И.Скрипин, 2008

КОМПЛЕКС МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**А.С.Барышев, К.Н.Егоров, Д.А.Кошкарев (Институт земной коры СО РАН),
А.И.Скрипин (ВостСибНИИГиМС)**

На период формирования коренных источников алмазов среднепалеозойского и мезозойского возрастов составлены структурные и палеогеоморфологические карты по подошве нижнекаменноугольных и нижнеюрских отложений. Намечены пути переноса и места аккумуляции продуктов разрушения ожидаемых кимберлитовых или лампроитовых тел. В комплексе с определением ореола рассеяния минералов-спутников алмаза (МСА) это дает возможность объективно интерпретировать всю совокупность признаков минеральной ассоциации и избежать ошибок в оценке перспективности шлихового ореола.

Методика поисков коренных источников алмазов во всех алмазоносных провинциях мира в качестве основных элементов включает шлихоминералогическое опробование и наземную заверку локальных аэромагнитных аномалий. Главенствующая роль отводится минералогическим методам, поскольку они опираются на прямые поисковые признаки, достаточные для прогнозирования коренных источников алмазов. На всех этапах поисков шлихоминералогическим методом решается главная задача — локализация места нахождения коренного источника.

Поиски коренных источников алмазов на юге Сибирской платформы проводятся в условиях неопределенности в части количества и соотношений минералов-спутников алмаза в ожидаемых кимберлитовых и лампроитовых телах. Однако расположение перспективных площадей в пределах юго-западной части Бирюсинско-Ангаро-Оленекского архейского кратона, в центральной части которого находятся алмазоносные кимберлитовые поля Якутской субпровинции, позволяет проводить соответствующие аналогии [11]. Известно, что содержания МСА в кимберлитовых телах Якутской субпровинции различаются во многие десятки раз. Природная дисперсия содержаний МСА (пиропы, пикроильмениты, хромшпинелиды) высока даже в пределах одного кимберлитового района и поля. В Мало-Ботуобинском районе среднее содержание основных МСА в

трубке Мир составляет 1,9%, в трубке Интернациональная — 0,3%, в трубке Удачная Далдыно-Алактитского района — 0,37%, в трубке Айхал — 0,02%. Трубки Накынского кимберлитового поля по ряду вещественно-индикационных признаков попадают в разряд уникальных. При высокой продуктивности кимберлитов, хорошем качестве извлекаемых алмазов все выделенные разновидности кимберлитов из трубок Ботуобинская и Нюрбинская характеризуются аномально низкими весовыми содержаниями как всей тяжелой фракции в целом, так и МСА — пиропов (0,27–0,45 кг/т), хромшпинелидов (0,06–0,16 кг/т), при практически полном отсутствии пикроильменитов [9]. При таких вариациях количества МСА в кимберлитовых телах на начальном поисковом этапе необходимо ориентироваться на самый нижний предел установленных концентраций. Коррекция ориентировки станет возможной лишь после открытия и изучения собственно коренных тел. Из сказанного следует, что концентрации МСА (в абсолютных цифрах) в ореолах рассеяния, образующихся при разрушении кимберлитовых тел, не могут служить однозначным показателем близости или удаленности от коренного источника. На приближение к коренному источнику может указывать степень возрастания концентрации МСА в каком-то определенном направлении.

Пироп, пикроильменит и хромшпинелиды присутствуют практически во всех кимберлитовых те-

лах Якутской субпровинции. В то же время, размеры и количественные соотношения этих МСА колеблются в значительных пределах, как в богатых, так и бедных алмазоносных трубках [1]. Так, если кимберлиты трубок Таежная, Комсомольская и др. отличаются довольно крупными размерами пиропы и пикроильменита (2–3–5 мм), трубок Мир, Интернациональная, Юбилейная — средними (0,5–2,0 мм), то кимберлиты трубки Айхал — очень мелкими (<0,5 мм) [13]. Это свидетельствует о том, что при образовании кимберлитовых тел их родоначальный субстрат был неоднороден. Перенос в пространстве, на юг Сибирской платформы, фактически установленных параметрических характеристик МСА является корректным, поскольку производится в пределах единого архейского кратона.

Роль и место минералогических поисков коренных источников алмазов, методические приемы их проведения и интерпретация результатов шлихоминералогического опробования освещены в работах многих исследователей [1–5, 8, 12, 13]. Типоморфные характеристики МСА (кристаллографические, гранулометрические, физические) могут в определенных пределах изменяться в процессе образования кимберлитов и при различных экзогенных условиях в последующий геологический период. Разработаны как структура системы минералогических поисков месторождений алмазов, так и классификационные схемы [2, 5]. Ореолы рассеяния МСА классифицируются по условиям формирования, источникам питания и дальности транспортировки от питающего источника. По условиям формирования выделяются три литодинамических типа ореолов: континентальный, прибрежно-морской трансгрессивный, прибрежно-морской регрессивный [5]. По источникам питания различаются первичные, вторичные и смешанные ореолы; по дальности переноса шлиховых ассоциаций в континентальных условиях — ореолы ближнего (сотни метров–первые километры), умеренного (первые километры–первые десятки километров) и дальнего (>30–40 км) переноса. Это очень условное деление, основанное на эмпирике. В многообразии реальных геологических и геоморфологических условий указанные расстояния могут весьма значительно изменяться.

Известно, что условия формирования осадочных коллекторов и заключенных в них ореолов рассеяния МСА и россыпей алмазов обуславливаются типом коренных источников, тектоническим режимом и палеогеографией протекания осадочного процесса, физико-химическими свойствами минералов и геологической среды их нахождения.

От типа коренного источника (кимберлиты, лампроиты) зависят интегральный состав минера-

логических ассоциаций и конвергентные свойства минералов-спутников. Крупность кимберлитовых минералов, поступающих в ореолы, связана с исходными размерами зерен в коренном источнике, варьирующими в пределах от 0,2–0,5 до 2–3 мм и более, а также степенью их трещиноватости, которая предопределяет их разукрупнение в экзогенных условиях.

Тектонический режим (относительная скорость поднятия кимберлитовмещающей структуры) влияет на динамику дезинтеграции коренного источника и величину его эрозионного среза. Палеогеография — пространственное распределение областей размыва и аккумуляции геологических образований — позволяет наметить трассы перемещения дезинтегрированного материала горных пород, в том числе и кимберлитового (лампроитового).

Знание фациальных условий осадконакопления и литологического состава коллекторов, скорее, необходимо для оценки интенсивности дезинтеграции коренного источника и вмещающей его среды, чем для выделения каких-либо уровней, обогащенных МСА. Если коренной источник не перекрыт более молодыми геологическими образованиями, то в любом случае будет происходить его разрушение — интенсивное или очень медленное. Поскольку литологический состав осадков прямо зависит от динамики процесса разрушения, теоретически МСА могут попадать в любые из них. Важнее располагать информацией о топографии поверхности денудации и иметь возможность выделять положительные и отрицательные формы палеорельефа. Продукты разрушения коренных источников, составляющие ничтожную долю в образующихся осадках, не имеют никаких особых предпосылок накапливаться в каких-то определенных литологических разностях. Механические ореолы рассеяния алмазов и МСА формируются по физическим законам — гравитации и динамики водной среды. Подтверждением этому служат фациальное и литологическое разнообразие осадков, содержащих МСА, на нескольких уровнях.

При поисках прогнозируемых коренных источников алмазов предполагаемого типа и возраста основная задача — его локализация в контуре зафиксированного ореола рассеяния МСА. При этом следует учитывать ряд факторов. Во-первых, физико-химическое и механическое преобразование минералов в процессе формирования ореолов приводит к значительным изменениям в облике минералов и составе минеральных ассоциаций. Во-вторых, ореолы могут быть полигенными вследствие перемешивания минералов из разных источников. В-третьих, возможен гетерогенный и гетерохрон-

ный характер ореолов, т.е. их образование путем переотложения МСА из более древних ореолов с различным литодинамическим типом и возрастом [4, 5]. Кроме того, локализация ореолов зависит от степени эродированности кимберлитов (лампроитов), что определяет их линейные размеры. Особенности МСА в кимберлитах обусловлены их первичным вещественным составом, постмагматическими изменениями, а также гипергенными процессами непосредственно в промежуточных коллекторах, поэтому идентификационные параметры МСА для различных участков будут иметь индивидуальные черты, что требует творческого подхода к интерпретации [2].

Методологической основой расшифровки формирования ореолов служит положение о закономерных изменениях МСА в различных геологических обстановках. К прогнозным признакам, отражающим изменение кимберлитовой минеральной ассоциации по мере удаления от коренного источника, отнесены концентрация, степень механического износа и гранулометрической сортировки, соотношения пиропы, хромшпинелида и пикроильменита [5]. Однако определить места коренного источника только по результатам шлихоминералогического опробования очень сложно, особенно на закрытых площадях. Так, по сохранности МСА в шлиховых ассоциациях считается, что возрастание доли слабоизмененных минералов в ореоле указывает на приближение к коренному источнику. Однако это положение не универсально, о чем свидетельствует реальное распределение МСА разных классов сохранности. Проведенные исследования [1, 2] показали, что ни в одной из кимберлитовых трубок не обнаружены такие ассоциации МСА, в которых все минеральные зерна были бы представлены индивидами с нулевым классом сохранности. Во всех телах, помимо минералов с «нулевой» сохранностью, наблюдаются зерна с сохранностью первого, второго, третьего и более низких порядков. При этом относительная доля минералов «нулевой» сохранности от трубки к трубке существенно варьирует. Если же учесть наличие более глубоких гипергенных изменений в верхней части диатрем, прежде всего в корках выветривания, поставляющих кимберлитовый материал в ореолы, то наличие такого разброса значений в коренных источниках не позволяет корректно оценить характеристики сохранности МСА в ореоле от неизвестной кимберлитовой трубки без привлечения дополнительных независимых геологических данных. Если исходить из понимания, что морфология МСА представляет собой суперпозицию морфологических особенностей, отражающих все геологиче-

ские обстановки, через которые прошел минерал за свою историю, а морфологические признаки могут быть конвергентными, то становится очевидной необходимость максимально полного раскрытия этих геологических обстановок и, прежде всего, палеогеоморфологической.

При поисках коренных источников алмазов среднепалеозойского и мезозойского возрастов такими дополнительными и относительно независимыми данными являются структурные и палеогеоморфологические карты докаменноугольной и доюрской поверхностей. О высокой информативности структурных и палеогеоморфологических построений на временные рубежи кимберлитобразования и формирования первичных коллекторов сообщалось неоднократно [7, 11, 12, 14]. Площади юга Сибирской платформы, на которых в процессе геологических съемок м-ба 1:200 000–1:50 000 и алмазопроисковых работ выявлены МСА (преимущественно пиропы и хромиты), в общей сложности составляют многие сотни тысяч квадратных километров. Если даже исходить из максимальной расчетной модельной площади возможного распределения кимберлитовых тел в 5000 км², то и в этом случае размеры площадей распространения МСА (36 000 км²) на порядок превышают суммарную площадь прогнозируемых кимберлитовых и лампроитовых полей. Это обстоятельство диктует необходимость привлечения или целевого получения дополнительной геологической информации для повышения степени однозначности искомой связи фактически установленных ореолов МСА с коренными источниками их питания.

Для раскрытия палеогеологической обстановки на период формирования коренных источников алмазов среднепалеозойского и мезозойского возрастов составлены схематические структурные и палеогеоморфологические карты м-ба 1:500 000–1:200 000 по подошве нижнекаменноугольных и нижнеюрских отложений соответственно. Схематичность палеогеоморфологических карт предопределена недостатком фактических данных при установлении отметок подошвы каменноугольных и юрских отложений и невозможностью полного учета разновременных вертикальных тектонических движений. Для учета тектонической составляющей была использована карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири м-ба 1:1 500 000, изданной ВостСибНИИГиМС в 1979 г. Поправка на мощность силлов пермотриасовых траппов не вводилась вследствие широкого контура их распространения.

В геологической истории формирования осадочного чехла южной части Сибирской платформы,

охватывающей временной интервал от начала рифея до конца мезозоя, выделяются четыре тектонических этапа: рифейский, венд-раннепалеозойский, среднепалеозойский и позднепалеозойский – раннемезозойский. Каждый из них представляет законченный цикл развития региональных платформенных структур — от компенсированного осадконакоплением опускания до инверсии (поднятия). Со стадией осадконакопления, как правило, связано внедрение в осадочную толщу базальтового расплава толеитового состава. Инверсионная стадия сопровождается активными проявлениями субщелочного основного и щелочно-ультрасосновного магматизма и региональным корообразованием. Именно этим обусловлена прогностическая значимость положительных структур фундамента и осадочного чехла (особенно конформных) при выделении перспективных на алмазы площадей, адекватных кимберлитовому полю.

В период формирования каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложений на юге Сибирской платформы были континентальные условия и отсутствовали морские пространства. Морфологически как докаменноугольная, так и доюрская поверхности характеризуются развитием поднятий, выступов, впадин и сравнительно плоских водораздельных пространств. Геологическая эволюция привела к тому, что к раннеюрскому времени палеоповерхность значительно изменилась. Карты, отражая общегеологическую обстановку, позволяют наметить пути переноса и места аккумуляции продуктов разрушения кимберлитов (лампроитов). Методически определяемые расстояния и направления перемещения МСА от вероятных коренных источников дают возможность объективно интерпретировать всю совокупность признаков минеральной ассоциации и избежать ошибок в оценке перспективности шлихового ореола.

На юге платформы вмещающей средой для коренных источников среднепалеозойского возраста (D_3-C_1) являются образования силура, ордовика, кембрия и рифея. Залегающие на кимберлитовмещающем цоколе со стратиграфическим несогласием нижнекаменноугольные отложения фиксируют начальный размыв кимберлитов и служат средой формирования первичных шлиховых ореолов. К первичным коллекторам относят геологические образования, в которые поступают алмазы и МСА непосредственно из разрушающегося коренного источника. Временной разрыв между возрастом коренного источника и перекрывающих его геологических образований может быть весьма значительным в зависимости от геологической эволюции рудоконтролирующей структуры и уровня эрозионного среза. В

случае размыва всех возможных коллекторов реальный статус первичного коллектора обретают перекрывающие отложения. Так, на части Мурской площади, где прогнозируются кимберлиты среднепалеозойского возраста, на силурийских отложениях (среды вмещения кимберлитов) залегают нижнеюрские. В данном случае последние выступают в качестве первичного коллектора при формировании ореолов рассеяния МСА от среднепалеозойских кимберлитовых тел.

Рельеф поверхности цоколя Чуно-Бирюсинского и Илим-Катангского районов в его современном виде может быть использован в качестве исходного для палеогеоморфологических реконструкций, в частности, раннепалеозойского рельефа (рис. 1). В региональном плане докаменноугольная поверхность погружается в генеральном северо-западном направлении, а относительные величины перепада отметок достигают 1000 м. Выделяются несколько крупных поднятий — Удино-Ангаро-Чонское, Чуно-Бирюсинское, Чадобецко-Ковинское, Чадобецко-Кординское, которые ограничивают значительные по размерам впадины. Образование каменноугольных тушамской и катской свит располагаются на Удино-Ангаро-Чонском (северо-западный склон) и Чадобецко-Ковинском поднятиях, баероновской свиты — на юго-западном борту Чуно-Бирюсинского поднятия и примыкающей Бирюсинской впадины.

Контуры выделенных минералогических районов, охватывая территории распространения МСА (в основном пиропов), подчеркивают, с одной стороны, большие размеры этих территорий, а с другой — определенную специфичность в минеральных ассоциациях и их типоморфизме [10].

Прогнозируемые перспективные площади, адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю, выделены по многопараметровой физико-геологической модели, которая включает структурные, магматические, геофизические и минералогические критерии, а вероятностный контур очерчивается интегрированно, в основном по структурным и геофизическим критериям. Площадь, заключенная в контуре прогнозируемого поля, принимается за объект, в котором располагаются возможные питающие источники при формировании ореолов рассеяния МСА — собственно коренные тела и осадочные коллектора. В этом аспекте установленные типоморфные характеристики МСА интерпретируются более определенно, поскольку накладываются некоторые пространственные ограничения как по направлению, так и расстоянию переноса дезинтегрированного материала.

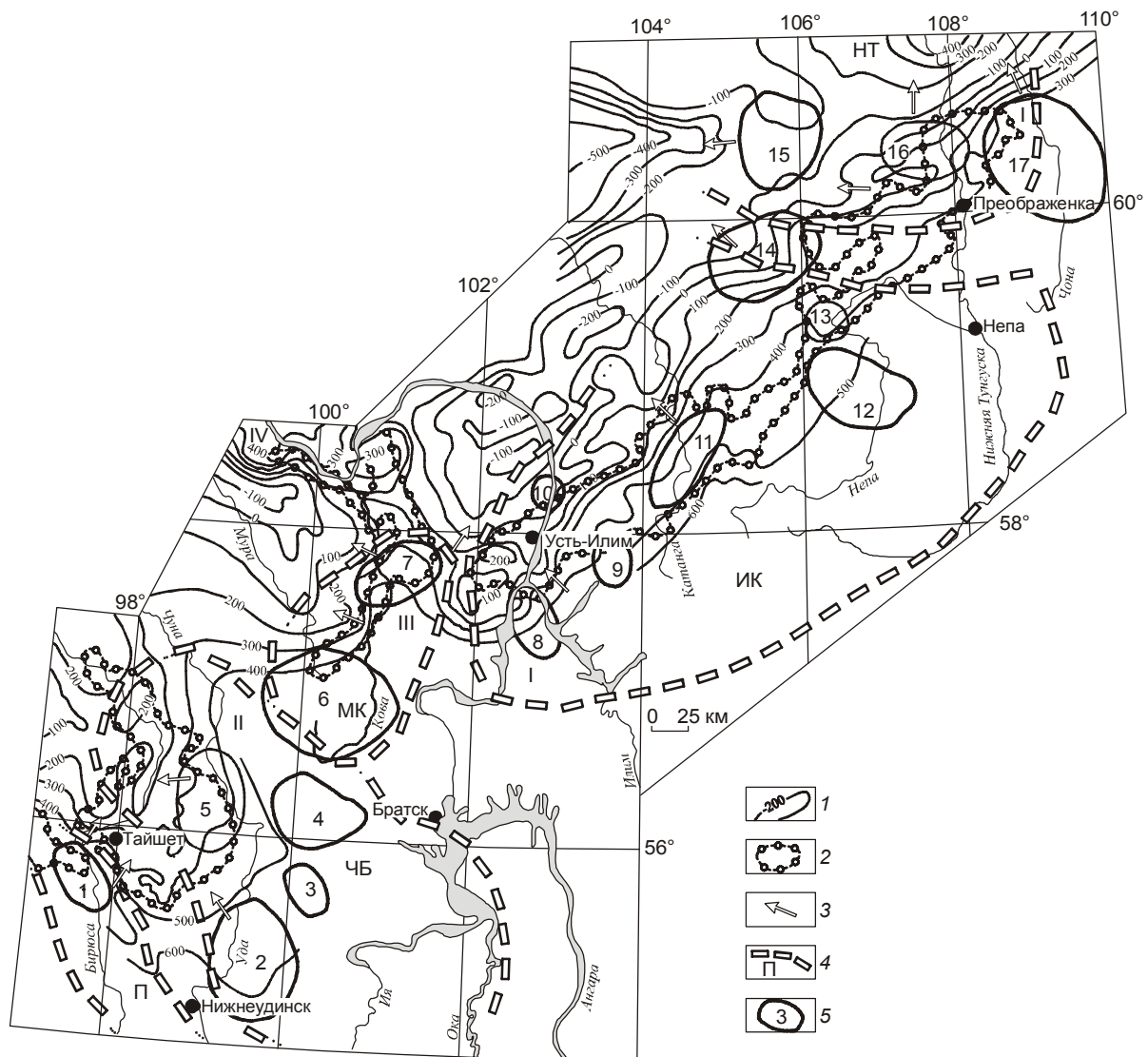


Рис. 1. Фрагмент схематической структурной карты раннепалеозойского цоколя Чуно-Бирюсинского и Илим-Катангского районов:

I — изогипсы поверхности раннепалеозойского цоколя (по подошве нижнекаменноугольных отложений, м); поднятия: I — Удино-Ангаро-Чонское, II — Чуно-Бирюсинское, III — Чадобецко-Ковинское, IV — Чадобецко-Кординское; 2 — интегрированные контуры площадей развития каменноугольных отложений; 3 — генеральные направления сноса в области преимущественной денудации; 4 — границы минералогических районов (П — Присяянский, ЧБ — Чуно-Бирюсинский, МК — Муру-Ковинский, ИК — Илим-Катангский, НТ — Нижне-Тунгусский); 5 — прогнозируемые перспективные площади, адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю (1 — Ингашетская, 2 — Тангуй-Удинская, 3 — Андочинская, 4 — Чукшинская, 5 — Бирюсинско-Чунская, 6 — Мурская, 7 — Магдонская, 8 — Илимская, 9 — Тубинская, 10 — Тушамская, 11 — Верхнекатангская, 12 — Чангильская, 13 — Икская, 14 — Немуйская, 15 — Алтыбская, 16 — Ереминская, 17 — Верхне-Чонская)

Определение места коренного источника по шлихоминералогическому опробованию при наличии нескольких стратифицированных уровней осадочных коллекторов — трудно разрешимая задача без изучения палеогеоморфологических обстановок на основные временные рубежи. Ее решение на юге платформы возможно при использо-

вании палеогеоморфологических карт (схем) докаменноугольной и доюрской поверхностей (рис. 2). Пространственный анализ соотношений положительных и отрицательных форм палеорельефа в раннекаменноугольное, нижнеюрское, а также современное время показывает их разнообразие и весьма сложное сочетание. Выделены три основ-

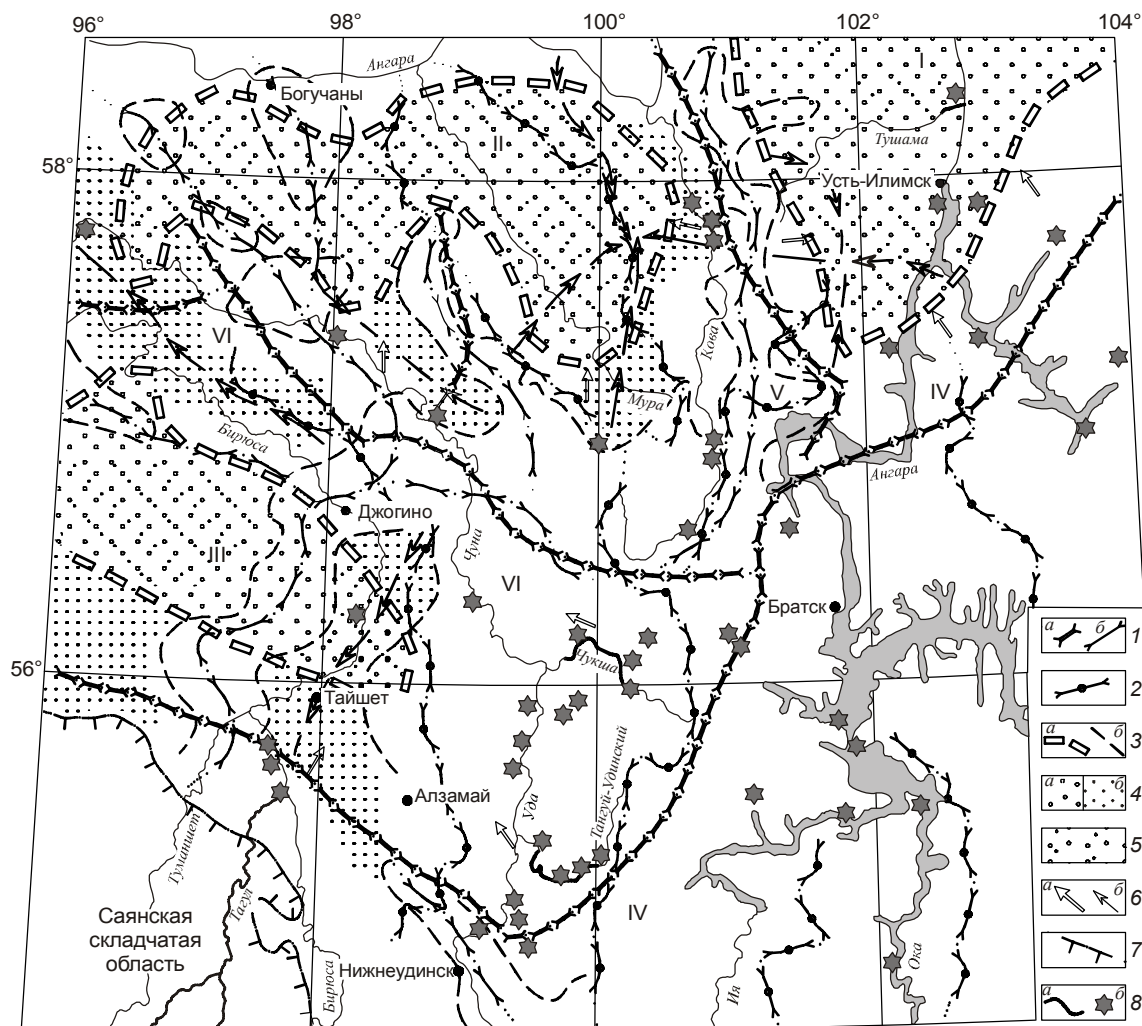


Рис. 2. Основные палеогеоморфологические элементы докаменноугольной и доюрской поверхностей Чуно-Бирюсинского района:

1 — вероятное положение водоразделов: (а — предкаменноугольных, б — предъюрских); 2 — современные водоразделы; 3 — поднятия и выступы (области денудации): а — докаменноугольных образований (IV — Удино-Ангаро-Чонское, V — Чадобецко-Ковинское, VI — Чуно-Бирюсинское), б — доюрских образований; 4 — впадины (области аккумуляции): а — каменноугольных отложений (I — Катангская, II — Мурско-Карабульская, III — Абанская), б — юрских отложений; 5 — участки, выполненные каменноугольными и юрскими отложениями; б — генеральные направления сноса дезинтегрированного материала (в том числе алмазов и МСА): а — в каменноугольное время, б — в юрское время; 7 — современная граница чехлы платформы; 8 — находки алмазов (а — непромышленные россыпи, б — отдельные кристаллы)

ных типа обстановок по соотношению палеогеоморфологических форм на раннекаменноугольное и раннеюрское время. Первый тип — прямое соотношение или квазистабильное (по месту) унаследованное развитие валлообразных поднятий, второй — обратное соотношение, когда на докаменноугольном палеоподнятии заложилась юрская депрессия, третий — ортогональное или секущее соотношение, когда формы докаменноугольной поверхности осложняются поперечными юрскими поднятиями и депрессиями.

Обстановки первого типа характерны для правобережья р. Кова, где выделяются Мурская и Магдонская перспективные площади. Обстановка второго типа наблюдается в междуречье нижних течений рек Бирюса и Чуна. Обстановку третьего типа может иллюстрировать Бирюсинская площадь (на отрезке устье р. Тагул — Джогино), на которой прогнозируются Ингашетское и Бирюсинско-Чунское лампроитовые (кимберлитовые) поля. Естественно, в реальной природе многообразны и промежуточные обстановки.

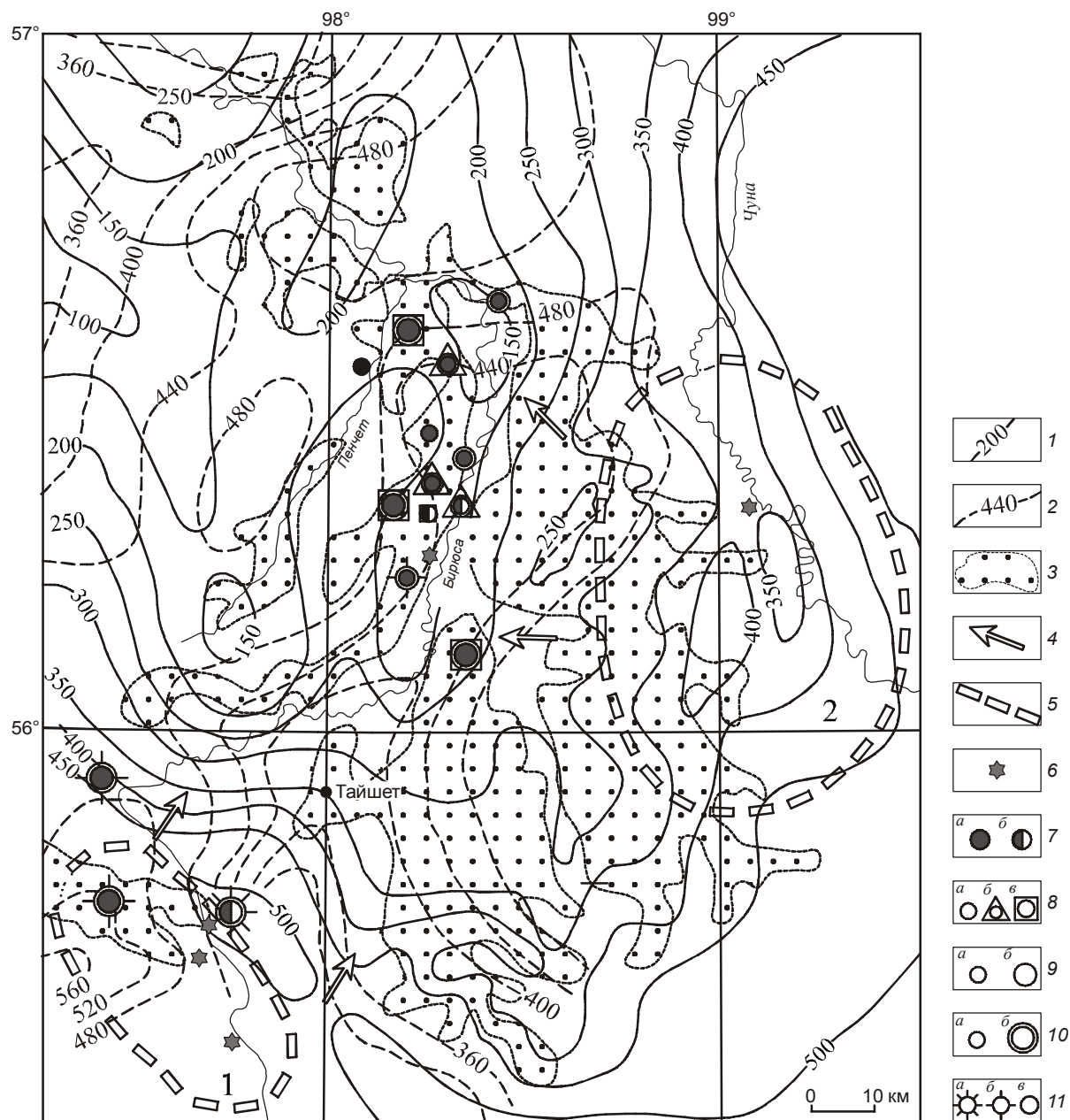


Рис. 3. Формирование ореолов МСА на Бирюсинской площади:

1 — изогипсы по подошве нижнекаменноугольных отложений, м; 2 — изогипсы с поправкой на неотектонические вертикальные движения по подошве нижнеюрских отложений, м; 3 — каменноугольные отложения; 4 — генеральные направления сноса дезинтегрированного материала в каменноугольное время; 5 — контуры площадей, адекватных лампроитовому (кимберлитовому) полю (1 — Ингашетское, 2 — Бирюсинско-Чунское); 6 — места находок алмаза в аллювиальных отложениях; 7 — находки МСА кимберлитов (лампроитов): а — пиропов, б — хромшпинелидов; 8 — находки МСА в отложениях: а — рыхлых неоген-четвертичных, б — юрских, в — каменноугольных; 9 — концентрация МСА на 10-литровую пробу (а — 1–5 знаков, б — >5 знаков); 10 — размеры зерен МСА (а — <0,5 мм, б — >0,5 мм); 11 — сохранность зерен минералов-индикаторов (механический износ): а — 0–I, б — II–III, в — IV–V классов

Картина перемещенного дезинтегрированного материала в геологическом пространстве еще больше усложняется на этапе процесса денудации в четвертичное время. Обращает на себя внимание про-

странственная приуроченность подавляющего числа находок алмаза к палеоподнятиям.

Расшифровка ореола рассеяния МСА по источникам питания и комплексу минералогических и

палеогеоморфологических данных проведена на Бирюсинской площади (рис. 3). Массовые находки в значительных концентрациях пиропов, установленные в отложениях раннего карбона, ранней юры, аллювии р. Бирюса и ее притоков на отрезке от г. Тайшет до устья р. Пенчет, структурно приурочены к локализованным прогибам докаменноугольной и доюрской поверхностей, которые как бы вложены одна в другую. Общий перепад относительных отметок доюрской поверхности составляет 250 м, а докаменноугольной — около 150 м. В пределах этой территории по комплексу структурных, магматических и геофизических критериев выделяются Бирюсинско-Чунское и Ингашетское лампроитовые (кимберлитовые) поля среднепалеозойского возраста. Генеральное направление сноса дезинтегрированного материала в каменноугольное время было западным для Бирюсинско-Чунского поля и северо-восточным для Ингашетского. Коллекторами алмазов являлись нижнекаменноугольные отложения баероновской свиты. В юрское время генеральный сток был юго-западным и перемывались только каменноугольные коллектора. Снос дезинтегрированного материала с Бирюсинско-Чунского поля современными водотоками исключен, так как западная граница прогнозируемого поля проходит по водоразделу рек Бирюса и Чуна. Современные водотоки могут транспортировать материал только на восток, в водосборный бассейн р. Чуна. Слабые характеристические признаки МСА в сочетании с палеогеоморфологическими и современной обстановками не дают оснований говорить о наличии в контуре ореола коренных источников алмазов.

В заключение отметим, что при поисках коренных месторождений алмазов на площадях, где мощность перекрывающих отложений более 4 м, должный эффект может быть достигнут только при применении комплекса минералогических и геоморфологических методов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антипин И.И.* Совершенствование методических приемов обнаружения и локализации ореолов индикаторных минералов при поисках погребенных кимберлитовых тел: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Иркутск, 1998.
2. *Антипин И.И., Антипин И.И., Тарасов О.И.* Методика и технология прогнозной оценки алмазоносности локальных участков закрытых территорий на основе шликотоминералогического метода // Руды и металлы. 2006. № 4. С. 51–58.
3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 90–96.
4. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск: Филиал «Гео». Изд-ва СО РАН, 2001.
5. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минералогические поиски месторождений алмазов: развитие, состояние, перспективы // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 1291–1318.
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., Скрипин А.И.* Технология прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). СПб., 2004. С. 49–52.
8. *Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Прусакова Н.А.* Стадийная технология ведения прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на алмазы на Восточно-Европейской платформе // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 1124–1136.
9. *Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Накынского поля Якутской провинции / Е.Д.Черный, А.С.Фомин, Ю.Т.Яныгин и др. // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 157–159.*
10. *Перспективы коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы / К.Н.Егоров, Н.Н.Зинчук, С.Г.Мишенин и др. // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 50–84.*
11. *Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы / А.С.Барышев, К.Н.Егоров, В.П.Галенко и др. // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 8–17.*
12. *Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н.* Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. — Якутск: ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». 1995.
13. *Подвысоцкий В.Т., Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П.* Морфологические особенности индикаторных минералов. — Якутск: ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», 2000.
14. *Позднепалеозойские терригенные коллекторы алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы / О.Г.Салтыков, Ю.М.Эринчек, В.Н.Устинов и др. — Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1991.*

УДК 550.84:553.411

© В.Б.Чекваидзе, С.А.Миляев, И.З.Исакович, 2008

ВАРИАНТЫ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСНОЙ ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МЕТОДИКИ ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.Б.Чекваидзе, С.А.Миляев, И.З.Исакович (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Приводятся примеры рассматриваемой методики при поисках золоторудных месторождений различных формационных типов по их вторичным потокам и ореолам рассеяния, а также первичным ореолам в разнообразных геолого-структурных и ландшафтно-геохимических условиях.

Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика базируется на анализе параметров околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов как в коренном залегании, так и в зоне гипергенеза и построении на их основе поисковых моделей рудных объектов. Ее преимущество заключается в возможности суммирования «поисковых вкладов» трех групп критериев, разрабатываемых соответственно на породном, минеральном и элементном уровнях, с существенным повышением достоверности прогнозных оценок.

Основными параметрами околорудных метасоматических ореолов являются: формационный тип месторождения, минеральный состав главных породообразующих ассоциаций, стадийность (этапность) формирования метасоматитов, латеральная и вертикальная зональность, особенности проявления объектов различного масштаба.

Характеристики минералогических ореолов включают особенности нерудных образований и различных проявлений рудной минерализации. К первым, весьма типичным для обрамления золоторудных месторождений, относятся прожилковые ореолы кварцевого, карбонатного, флюоритового, баритового, полевошпатового, турмалинового и других составов. При систематическом картировании прожилковой минерализации и количественном ее выражении обычно удается выделять разные по составу части околорудного пространства. Помимо нерудной прожилковой минерализации, в состав минералогических ореолов входят вкрапленные и прожилково-вкрапленные выделения рудных минералов (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, гематит и др.), переходящие в условиях зоны гипергенеза в гидроксиды железа, марганца, ярозит, скородит и др. Ведущие признаки минералогических ореолов — минеральный состав, текстурно-структурные особенности минеральных аг-

регатов, типоморфные особенности отдельных минералов (кристалломорфологические, окраска, вариации состава однотипных минералов и т.д.). Оценка роли картируемых минералогических ореолов проводится с позиций последовательности их формирования и парагенетической связи с рудным процессом.

Параметрами первичных геохимических ореолов являются геохимический спектр аномального поля, показатель формационной принадлежности, площадные и линейные продуктивности, отношения между средними содержаниями (продуктивностями) элементов в аномалиях (в том числе показатели геохимической зональности).

При литохимических поисках месторождений по их вторичным ореолам рассеяния чаще всего приходится иметь дело с элювио-делювиальными образованиями — слабо перемещенными продуктами выветривания, по составу и местоположению еще сохраняющими отчетливую связь с материнскими коренными породами. В этих условиях формируются вторичные минералого-геохимические ореолы нормальной интенсивности, в которых устанавливаются прямые пропорциональные зависимости между показателями коренного оруденения и вторичными ореолами рассеяния. Это позволяет по данным минералого-геохимического опробования элювио-делювия проводить оценку промышленного типа оруденения, по соотношениям элементов и минералов определять уровень эрозийного среза выявляемого объекта, прогнозировать местоположение и протяженность оруденения на глубину, давать промышленную оценку, выраженную в цифрах, прогнозных ресурсов.

В особый генетический тип выделены солифлюкционные образования, развивающиеся в условиях устойчивой мерзлоты. Перекрывая коренные породы, по составу и характеру они находятся с ни-

ми в сложной генетической связи. Оловые, озерные, морские и вулканогенные отложения не имеют прямой генетической связи с непосредственно подстилающими их породами. Однако в благоприятных условиях вторичные ореолы рассеяния месторождений, залегающих в породах фундамента, могут проявляться на поверхности в составе перекрывающих дальноприносных образований за счет наложенных эпигенетических процессов.

В потоках рассеяния аномальные содержания химических элементов и минералов месторождений сохраняются и характеризуются промежуточными значениями между повышенными концентрациями во вторичных минералого-геохимических ореолах рассеяния и местными фоновыми содержаниями.

В зоне гипергенеза околорудные метасоматические и минералогические ореолы выявляются и изучаются путем исследования обломочной фракции (2–3 мм) литохимических проб рыхлых образований по сопряженным профилям, включающим детально откартированные и опробованные (по канавам, скважинам и т.д.) эндогенные минералого-геохимические ореолы. Обломки указанной фракции скрепляются цементирующим веществом (полистирол, эпоксидная смола) до состояния твердого брикета, из которого изготавливаются шлифы и аншлифы. Брикетты включают 10–30 обломков пород и позволяют с высокой достоверностью картировать нижележащие зоны метасоматитов и минералогических ореолов при мощности элювио-делювиальных образований до 6–8 м [8].

При поисковых работах в зоне гипергенеза, помимо традиционных литохимических съемок по вторичным ореолам и потокам рассеяния, весьма перспективен ионо-потенциметрический метод [3, 6, 8], основанный на применении ионо-селективных электродов для определения в продуктах выветривания концентраций высокоподвижных ионов (Cl^- , I^- , Br^- , NH_4^+ , S^{2-} и др.) и потенциалов pH, Eh. Для анализа подготавливается породная суспензия из фракции менее 0,25 мм путем смачивания ее дистиллированной водой в отношении 1:1. Метод характеризуется дешевизной, высокой экспрессностью, возможностью получать результаты непосредственно в поле. Ионо-потенциметрические наблюдения проведены на золоторудных полях Центрально-Колымского района, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Омолонского массива, Урала, Закарпатья, Северного и Восточного Казахстана, Южной Киргизии, Узбекистана, для которых характерны различные ландшафтные обстановки, а также геологические условия развития ионо-потенциметрических аномалий. В ряде случаев этот метод способствовал выявлению новых рудоносных площадей и вскры-

тию новых промышленных рудных тел [8].

На основании полученных данных по околорудным метасоматическим, минералогическим и геохимическим ореолам в коренном залегании и в зоне гипергенеза строятся поисковые петрографо-минералого-геохимические модели, отражающие взаимосвязанные системы индикаторов оруденения и методы их выявления в графической, табличной и текстовой формах и позволяющие осуществлять последовательное приближение к рудным объектам по латерали и вертикали, а также проводить оценку типа и масштаба ожидаемого оруденения.

Ниже приводятся варианты применения комплексной петрографо-минералого-геохимической методики при поисковых работах разных масштабов в пределах золоторудных полей, расположенных в различных ландшафтных и геологических обстановках.

Наталкинское рудное поле иллюстрирует обстановку локализации оруденения золото-кварцевого формационного типа в разрезе углеродисто-терригенно-сланцевых толщ. Ландшафтные условия — горно-таежные мерзлотные. Рудное поле расположено в юго-восточной части Яно-Колымского складчатого пояса в пределах Аян-Юрхского антиклинория, характеризующегося преимущественным развитием пермских и триасовых осадочных толщ. В рудном поле развиты верхнепермские отложения, подразделяемые на четыре свиты (снизу вверх): тасскую (глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников), атканскую (туфогенные сланцы), нерючинскую (глинистые сланцы с примесью туфогенного материала), кулинскую (песчаники, глинистые сланцы). Породы смяты в синклиналиную складку и инъецированы поясами даек спессартитов и диоритовых порфириров. В размещении оруденения важная роль принадлежит продольным разрывным нарушениям северо-западного направления, сходящимся к северо-западу и веерообразно расходящимся в юго-восточных румбах. Наталкинское месторождение относится к объектам золото-кварцевой малосульфидной формации (содержание сульфидов в рудах 1–3%).

Модельные схемы строения околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов месторождения приводились ранее [8].

Околорудные метасоматические ореолы — протяженные (до 2 км) линейные зоны серицитизации терригенных пород [7]. Во внешней зоне серицитизация малоинтенсивная (5–10% от объема пород) пятнистая, в центральной, рудовмещающей, по существу сплошная с повышенной интенсивностью замещения (30% и более). В непосредственном обрамлении рудных зон обычно фиксируются многочи-

сленные тела «альбитовых кварцитов» (точнее, анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов), чередующихся с блоками серицитизированных пород или полностью их вытесняющих. В составе метасоматитов господствуют кварц и альбит, присутствуют карбонаты (анкерит, кальцит), сульфиды, апатит, реликтовый серицит. Характерна резко неравномерно-зернистая структура альбитовых кварцитов с величиной зерна от 0,05 до 1,2 мм. В направлении восстания рудоносных структур мелко-среднезернистые разности метасоматитов сменяются тонкозернистыми, вплоть до скрытокристаллических (в надрудных интервалах). Мощность тел альбитовых кварцитов колеблется от первых сантиметров до 20–30 м.

Минералогические ореолы нерудной прожилковой минерализации распределены отчетливо зонально по отношению к рудным телам. Для внешней зоны ореола характерно незначительное (<5% от объема пород) развитие нитевидных прожилков анкерита в сочетании с метакристаллическим пиритом вдоль слоистости вмещающих пород. В промежуточной зоне интенсивность прожилкования 10–15%, в составе прожилков преобладают кварц и карбонаты (анкерит, железистый кальцит и кальцит приблизительно в равных соотношениях). В центральной зоне интенсивность кварц-альбит-калишпат-анкеритового прожилкования достигает 20–50%.

Сульфидная минерализация распространена значительно шире. Во внешней зоне отмечаются дисульфиды железа (пирит, марказит) с многочисленными реликтами пирротина. С приближением к рудным зонам развивается рассеянная вкрапленность метакристаллов пирита с зональной структурой агрегатов, переполненных реликтовыми включениями вмещающих пород. Наблюдается эпизодическая вкрапленность арсенопирита и халькопирита.

Первичные геохимические ореолы четко отражают позицию Наталкинского месторождения. Рудные зоны фиксируются по протяженным первичным ореолам Au, As, W, суммарные размеры которых в поперечнике составляют 250 м в северной части и до 500 м в южной. Помимо золота присутствуют As (1000), W (200), Hg (100), Ag (70), Mo (15), Pb (5), Cu, Ba (4), Zn (3), Sr (2,5), Sn, Co (2), Bi (1,5). В скобках приведены кларки концентраций элементов по отношению к региональному фону. Наблюдается слабо проявленная латеральная и вертикальная геохимическая зональность. Латеральная зональность выражена в смене ассоциаций химических элементов от «рудной» (Au, As, W) в осевой части, к «полиметаллической» и ртутной на флангах. С помощью программы «Нью-2» [4] получены геохимические показатели для оценки уровней оруденения и обобщенный ряд вертикальной геохимической зо-

нальности месторождения (снизу вверх): Sr – W – Co – As – Au – Ag – Cu – Mo – Pb – Ba – Hg.

По ландшафтно-геохимическим условиям площадь месторождения относится к горно-таежным районам с устойчивой многолетней мерзлотой. Характер склоновых процессов определяется преобладанием физического выветривания. Мощность рыхлого чехла на склонах и водоразделах 0,5–2 м, к подошью увеличивается до 2,5–3 м. Зона гипергенеза мерзлотных ландшафтов отличается повышенной растворимостью газов (O₂, CO₂) в водах, понижением pH, выщелачиванием ряда минералов. В зоне гипергенеза наиболее информативны параметры оклорудных метасоматических ореолов, в первую очередь интенсивность серицитизации и количество обломков альбитсодержащих метасоматитов, характеризующие рудные зоны месторождения.

Минералогические ореолы фиксируют положение месторождения по устойчивому присутствию в обломках серого рудного кварца с пустотами выщелачивания, заполненными гидроксидами железа, и по частой встречаемости железистых карбонатов и скоплений гётита и гидрогётита, образовавшихся за счет разложения сульфидов. Рудные зоны выделяются появлением в обломках кварца вкрапленности арсенопирита, пирита, а также эпизодических включений халькопирита и железистого кальцита.

Вторичные геохимические ореолы рассеяния в мерзлотных ландшафтах сохраняют высокую контрастность. Наиболее протяженные и контрастные ореолы рассеяния образуют Au, As, W, Ag, Hg. Элементы-спутники (Pb, Zn, Cu, Ba, Mo), имеющие невысокие содержания в рудах, формируют слабоконтрастные вторичные ореолы рассеяния. Сопоставление геохимического состава вторичных ореолов рассеяния и коренного оруденения показало высокую степень их геохимического соответствия. Незначительное перераспределение химических элементов в процессе гипергенного ореолообразования подтверждается близкими к единице значениями коэффициентов остаточной продуктивности элементов [4], определяемых через отношение количества металла в ореоле рассеяния и в коренном залегании.

Ионо-потенциометрическими исследованиями в пределах месторождения установлено наличие аномалий ионов NH₄⁺, K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Cl⁻, I⁻, Br⁻. Наиболее отчетливо рудные зоны проявлены в полях потенциалов pH и Eh [3]. В рудных зонах отмечается увеличение pH до 7,5–8,5 (щелочная реакция среды) при фоновых значениях 5,6±0,64. Окислительно-восстановительный потенциал в области фона характеризуется положительной величиной Eh 338±52 мВ, что свидетельствует об окислительных усло-

виях зоны гипергенеза. В элювио-делювии рудных зон Eh понижается до 170–200 мВ. Для более надежного выделения аномалий потенциалов рассчитываются показатели отношения рН к Eh (для обеспечения безразмерности показателя рН/Eh значения потенциалов нормируются к местному фону).

Результаты экспериментов по привлечению модельных параметров в целях интерпретации аномальных полей рассматриваются на примерах участков, выявленных в процессе минералого-геохимических съемок м-бов 1:10 000 и 1:50 000.

Участок Купольный протягивается на расстояние 0,8–1 км вдоль восточного фланга Наталкинского месторождения. Он приурочен к зоне разлома северо-западного направления в осадочных отложениях нерючинской свиты. Обнаружен нами в процессе мелкомасштабных рекогносцировочных работ по аномальным содержаниям рудогенных элементов в единичных пробах с поверхности в сочетании с наличием обломков альбитовых метасоматитов. После получения первых результатов на площади проведена ионо-потенциометрическая съемка м-ба 1:10 000, по данным которой непосредственно в поле по контуру показателя рН/Eh предварительно определены границы потенциально рудоносной площади (рис. 1). Последующее комплексное минералого-геохимическое изучение позволило выявить вторичные ореолы рассеяния Au (C_{\max} 3,88 г/т), As, W, Hg. В процессе анализа брикетов-шлифов выделены две зоны альбитовых кварцитов (до 60% в составе обломков), совмещающихся с интенсивно серицитизированными породами. Этим зонам в брикетах-аншлифах соответствуют максимумы накопления жильного кварца, гидроксидов железа, а в отдельных случаях остатков первичного арсенопирита.

С учетом петрографо-минералого-геохимической модели Наталкинского месторождения с помощью набора информативных поисково-оценочных критериев было представлено обоснование для проведения буровых работ. Вновь пробуренными скважинами на участке Купольный вскрыты промышленные золоторудные тела, вовлеченные уже в эксплуатацию.

Задаче ускоренного опознания обширных геологически слабо изученных горных районов отвечают литохимические съемки по потокам рассеяния в м-бах 1:200 000 – 1:50 000, так как они осуществляются с малой плотностью пробоотбора. Результаты таких съемок позволяют получить общую геохимическую и металлогеническую характеристику района, выделять перспективные в отношении рудоносности участки. В пределах известных рудных полей съемки, как правило, не проводятся, их заме-

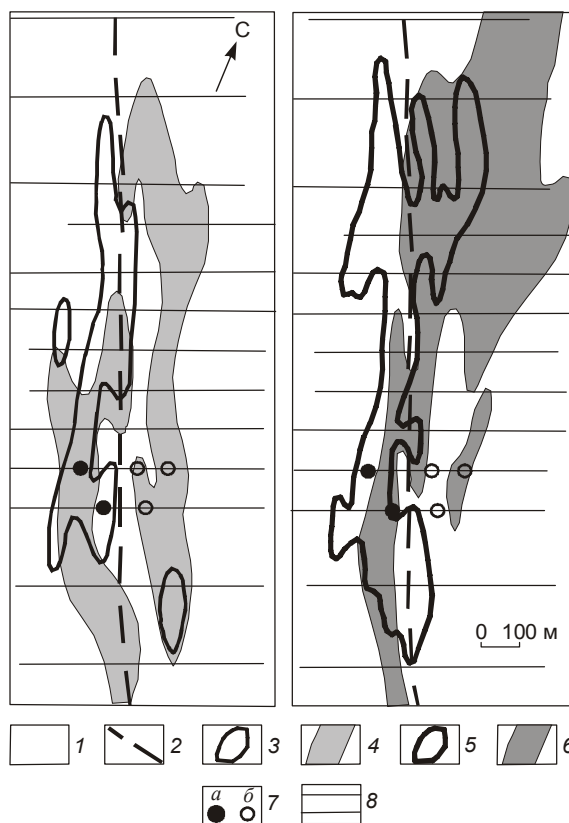


Рис. 1. Вторичные минералого-геохимические ореолы рассеяния участка Купольный:

1 — туфогенные и глинистые сланцы нерючинской свиты; 2 — тектоническое нарушение; вторичные ореолы рассеяния: 3 — потенциометрического показателя рН/Eh > 1,5, 4 — обломков альбитовых метасоматитов (от 10 до 60%), 5 — Hg (от 2 до 20·10⁻⁶%), 6 — Au (от 0, 1 до 1 г/т); 7 — поисковые скважины (а — с промышленными рудными сечениями, б — с эндогенными минералого-геохимическими ореолами); 8 — профили минералого-геохимической съемки

няют поиски по вторичным ореолам рассеяния с более густой сетью опробования. Применение комплексного петрографо-минералого-геохимического метода дает возможность в ряде случаев получать дополнительную геологическую информацию даже на изученных объектах по данным анализа потоков рассеяния при относительно низкой (восемь проб на 1 км²) плотности опробования.

В пределах Наталкинского рудного поля на площади 144 км² проведена минералого-геохимическая съемка по потокам рассеяния в м-бе 1:50 000 (с шагом 250 м). Выявлены высококонтрастные потоки рассеяния Au, As, W и слабоконтрастные потоки Ag, Pb, Co, Mn и др., что, впрочем, отмечалось по данным литохимических съемок, выполненных ранее другими исследователями.

Помимо рудных элементов, отчетливые потоки формируют альбит и серицит — основные минералы околорудных метасоматических ореолов. Потoki рассеяния альбита характеризуются значительной прерывистостью и неустойчивостью. Максимальные содержания альбитовых обломков составляют 30%. Протяженность потоков 1–1,5 км. Потoki рассеяния серицита с содержаниями до 80% от общего объема обломков пород протяженностью 1,5–2 км отмечаются во всех руслах, непосредственно примыкающих к месторождению.

Самые протяженные потоки рассеяния (4–5 км) отмечаются для гидроксидов железа и марганца, определяемых в брикетах-аншлифах. Площадь развития аномалий указанных минералов по результатам наблюдений составила 45 км². Максимальные содержания этих минералов достигают 60% при среднем значении 18%.

По данным ионо-потенциметрического анализа рудное поле фиксируется в потоках ионами NH₄⁺, Na⁺, K⁺, I⁻, Br⁻. Протяженные потоки формирует потенциал рН, максимальные значения которого достигают 9,1 при фоне 5,6. Площадь аномальных значений рН составила 28 км² (рис. 2).

Наибольшее внимания заслуживают аномалии йода и брома в северной и северо-западной частях рудного поля (бассейн р. Интриган) (рис. 3, а). Отмеченные аномалии характеризуются концентрацией I до 0,033 мг/л, Br до 0,72 мг/л (при средних содержаниях в реках [3] I 0,0078 мг/л, Br 0,019 мг/л). Протяженность потоков 2–2,5 км.

Йод и бром, обладая высокой подвижностью, развиваются в надрудных горизонтах слепых рудных залежей, где их содержания на порядок превышают фоновые значения [3]. Редкость выявления аналогичных потоков рассеяния йода и брома на дневной поверхности можно объяснить возможностью их образования за счет коренного оруденения, находящегося на этих участках в слепом залегании.

Дополнительным доказательством наличия оруденения в этой части рудного поля служат потоки рассеяния золота (от 0,01 до 0,1 г/т), обнаруженные в руслах ручьев, примыкающих к водоразделу рек Омчак и Интриган (см. рис. 3, б).

Распределение аномальных концентраций йода, брома, золота, альбита, серицита, а также потенциала рН в потоках рассеяния Наталкинского рудного поля позволило наметить два участка для проведения заверочных работ (см. рис. 3). Выделенные участки расположены в пределах западной части зоны Главного разлома в отложениях тасской и атканской свит.

В результате минералого-геохимического опробования участка 1 по серии профилей (шаг опробо-

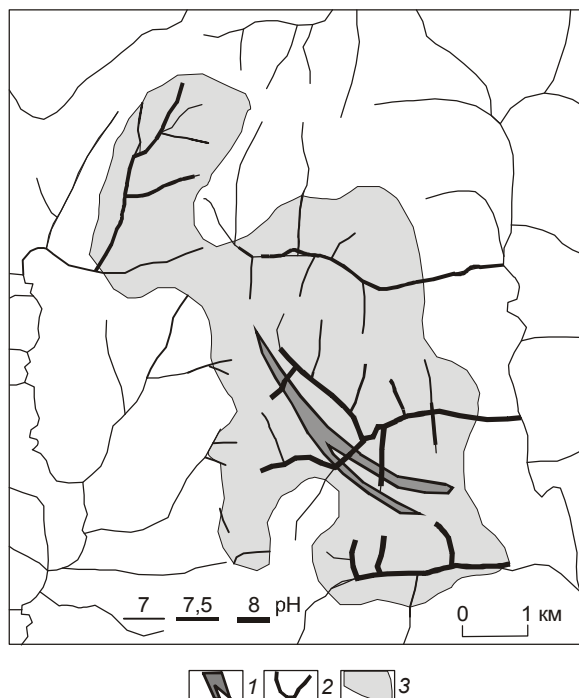


Рис. 2. Соотношение аномалий рН и рудных зон месторождения Наталка:

1 — рудные зоны месторождения; 2 — потоки рассеяния; 3 — площадь развития аномалий рН

вания 20 м) выявлен вторичный ореол рассеяния золота северо-западного направления шириной 250–350 м, который прослежен на расстояние 2,5 км (с севера и юга не оконтурен). Максимальные содержания элементов в ореоле рассеяния достигают Au (2,56 г/т), As (0,5%), Ba (0,1%), Ag (2 г/т).

В аномальном геохимическом поле отчетливо проявлен околорудный метасоматический ореол, выраженный в развитии тонкозернистых альбит-кварцевых агрегатов, рассеянных в виде пятен в массе терригенных и туфо-терригенных пород (что характерно для надрудных интервалов оруденения наталкинского типа). В обрамлении этих образований развит весьма малоинтенсивный ореол пятнистой серицитизации. Во вторичных минералогических ореолах потенциальные рудные зоны отмечаются ореолами обломков жильного кварца и гидроксидов железа.

По данным ионо-потенциметрических наблюдений участок выделяется аномалией рН/Eh и контрастным мономодальным ореолом иона NH₄⁺, что для крутопадающих рудных зон свидетельствует о наличии слабозернистых или находящихся в слепом залегании участков [6]. Уровень эрозионного среза этой аномалии, полученный с помощью

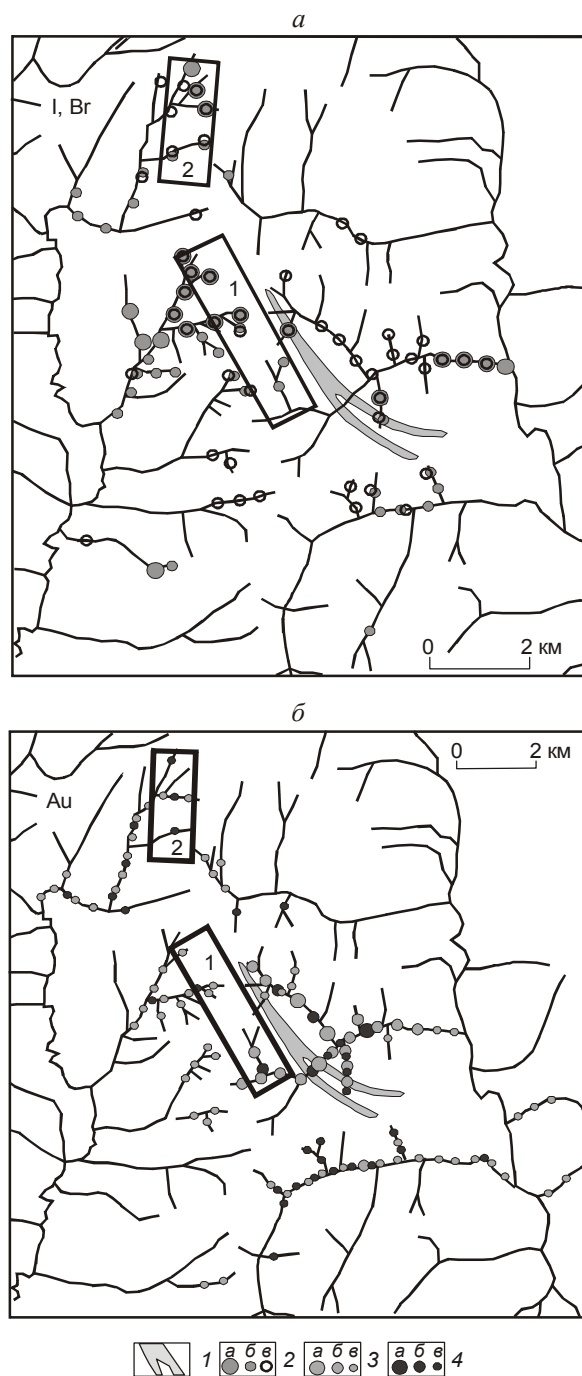


Рис. 3. Распределение аномальных концентраций йода и брома (а), содержания золота (б) в потоках рассеяния Наталкинского месторождения:

1 — рудные зоны месторождения; 2 — концентрации в потоках рассеяния, мг/л (а — Br >0,4, б — Br 0,2–0,4, в — J >0,02); 3–4 — Au в г/т, по данным соответственно авторов, 1987 и В.А.Загоскина, 1982 (а — >1, б — 0,01–0,1, в — 0,01–0,1); 1 и 2 — площади, перспективные на выявление слепого оруденения

геохимических показателей вертикальной зональности в метрике эталонного Наталкинского место-

рождения, соответствует надрудному. В целом аномалия участка 1 представляется весьма перспективной на обнаружение промышленного оруденения наталкинского типа на относительно небольших глубинах (порядка 200 м от дневной поверхности).

На площади рекомендуемого участка 2 в потоках рассеяния, помимо аномалий Au, I, Br, отмечается контрастная и протяженная аномалия потенциала рН с максимальным значением 8,8 при фоне 5,6 (см. рис. 2). Отличительная особенность этого участка — наличие в трех сопряженных руслах I порядка обломков альбита с содержаниями в пробах до 30%.

Рассмотренные два варианта минералого-геохимические съемок по вторичным ореолам и потокам рассеяния показывают достаточно высокую степень информативности предлагаемого метода в м-бах 1:50 000–1:10 000.

Васильковское рудное поле локализовано в интрузивных породах и характеризует золото-сульфидно-кварцевый формационный тип оруденения. Рудное поле расположено на северном обрамлении Кокчетавской глыбы. Месторождение представлено золото-сульфидно-кварцевым штокверком, приуроченным к зоне контакта палингенных интрузий — порфиробластовых (калишпатизированных) гранодиоритов и часто перемежающихся пород габбро-диоритового состава, относящихся к Зерендинскому интрузивному комплексу (O₂–S₁). Контакт осложнен узлом пересечения разноориентированных тектонических зон — Донгульгашской северо-западного простирания и Васильковской северо-восточного.

Среди рудных минералов доминируют арсенопирит и пирит, в подчиненном количестве присутствуют самородный висмут, висмутин, марказит, халькопирит, пирротин, тетрадимит и др. Золото тяготеет к кварц-арсенопиритовым прожилкам, ассоциирует с висмутовой минерализацией и выделяется главным образом в свободном виде.

Ландшафт представляет собой степную зону с семиаридным климатом и широким развитием древних кор выветривания.

Комплексная поисковая модель Васильковского месторождения построена с учетом данных, полученных при изучении окolorудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов, и отражена в графической форме [2, 5, 8].

Околорудные метасоматические ореолы выражены в листовито-березитовых преобразованиях рудовмещающих пород, распространяющихся в стороны от рудных залежей на расстояние до 2–3 км. Во внешней зоне ореола наблюдается частичное или полное замещение темноцветных минералов (биотита, амфибола, пироксена) хлоритом и карбонатом при сохранении текстурно-структур-

ных черт исходных пород. Изменение носит пятнисто-блоковый характер (количество преобразованных участков составляет 5–15% от общего объема пород). В промежуточной зоне количество новообразований возрастает до 40–60%. В кислых породах происходит замещение хлорита и плагиоклаза кварцем, серицитом и карбонатом при сохранении калиевого полевого шпата. В средних и основных по составу породах хлорит более устойчив, чем калишпат, и метасоматиты в этих средах хлорит-карбонат-кварцевые. В центральной зоне ореола, соответствующей зоне рудокализации, метасоматиты занимают 80–100% объема пород. В их составе присутствуют максимально березитизированные разности, состоящие из карбоната (кальцита), кварца и серицита или кварца с серицитом.

По вертикали зоны березитизации весьма устойчивы и прослеживаются без существенных изменений на глубину 500–600 м и более. В корневых зонах месторождения наблюдается сужение ореола березитов и его выклинивание с переходом в калишпатиты. Переотложение вынесенных при березитизации компонентов обуславливает развитие в надрудном пространстве двух зон осаждения (снизу вверх) — хлоритовой и хлорит-альбитовой, распространяющихся выше кромки рудных залежей на расстояние 600–800 м.

Минералогические ореолы выражены в широком распространении нерудной прожилковой минерализации с локальным развитием сульфидной вкрапленности. Закономерные связи с оруденением обнаруживают линейные и неправильные по форме ореолы прожилков турмалина, серого рудного кварца, флюорита и молочно-белого кварца, трассирующие систему разрывных нарушений. Во внешней зоне прожилкового ореола, распространяющейся по латерали до 500–600 м (в стороны от рудных залежей), общий объем кварцевых и турмалиновых новообразований составляет <5% от массы пород. С приближением к оруденелым участкам количество этих минералов возрастает, достигая максимума (50% и более) в центральной зоне. В этом же направлении увеличивается количество флюорита от единичных прожилков во внешней зоне до штокверковых образований (20% от объема вмещающих пород) на участках развития рудных столбов. Противоположная тенденция отмечается в распределении молочно-белого пострудного кварца. Его количество прогрессивно нарастает по мере удаления от рудных залежей.

Первичные геохимические ореолы представлены аномальными полями Au, As, Bi, Ag, Hg, Pb, Cu, Sb, Mo, W, Zn, Sn, Co, V, Mn, Ni, Ba, Sr, K, Rb, Na, B, Li, F. Наиболее контрастные и протяженные (1,5×2 км) первичные ореолы образуют Au, As, Bi,

определяющие ведущую геохимическую ассоциацию золото-сульфидно-кварцевого типа оруденения. В околорудных интервалах, соответствующих центральной и промежуточной зонам ореолов лиственито-березитов, устанавливаются пониженные по сравнению с фоном содержания Co, V, Ba, Sr, Mn, Na, Li. Выщелоченные элементы накапливаются в надрудных частях месторождения в зоне хлоритовых и альбит-хлоритовых метасоматитов или частично отгоняются на фланги месторождения.

По латерали (на среднерудном уровне) от периферии к центру происходит смена геохимических ассоциаций элементов: (Co, V) – (W, Mo) – (Cu, Ag, Sb, Pb) – (Au, As, Bi). Ряд осевой вертикальной зональности оруденения имеет следующий вид (снизу вверх): W – Mo – Co – V – Au – Bi – As – Cu – Ag – Sb – Pb – Ba – Hg.

Развитие вторичных минералого-геохимических ореолов рассеяния на рассматриваемой территории определяется процессами палеоклиматического выветривания — формированием площадных кор выветривания в мезозое (триас–юра) в условиях жаркого и влажного климата. Мощность древних кор выветривания в пределах Васильковского рудного поля составляет 20–60 м, достигая по тектоническим зонам глубины 200 м. Полный разрез коры выветривания имеет отчетливое зональное строение (снизу вверх): дресвяно-щебенистая (10–15 м), дресвяно-глинистая (5–10 м) и глинистая (гидрослюдисто-каолинистая) (10–15 м) зоны. Вверх по разрезу коры прогрессируют разложение первичных минералов и замещение их гидрослюдисто-глинистыми массами, в той или иной степени пропитанными гидроксидами железа и марганца. Элювиальная кора выветривания фрагментарно перекрывается бесструктурными аллювиально-озерными отложениями. Повсеместно распространены разнотравно-ковыльные сухие степи с малогумусовыми южными карбонатными черноземами. Рельеф района равнинно-мелкосопочный.

К наиболее информативным зонам коры выветривания относятся дресвяно-щебенистая, в меньшей степени — дресвяно-глинистая, в пределах которых индикационными свойствами обладают все группы минералого-геохимических параметров. Вверх по разрезу коры сокращается набор минералого-геохимических индикаторов и снижается их информативность. В почвенном слое над проекцией выхода эродированных объектов отмечаются аномалии основных рудных элементов (Au, As, Bi) и достаточно широкие ореолы ртути. Вместе с тем, высокую индикационную роль приобретает ионометрический показатель $K^+ \cdot NH_4^+ / Na^+$, абсолютные значения и контрастность которого вверх по разрезу коры

возрастают. Этот показатель отражает химизм метасоматических преобразований рудовмещающих пород, характеризующихся выносом Na, привносом K и сопутствующего ему иона NH_4^+ . Он может использоваться для предварительной разбраковки геохимических аномалий, выявленных на поверхности, поскольку генетически связан с определенным (потенциально промышленным) типом золотого оруденения, локализованного в зонах лиственито-березитов.

Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика может применяться в нескольких вариантах, в зависимости от задач поисковых работ.

Вариант применения методики в эндогенной зоне проиллюстрирован на участке Шункурколь, расположенном в южной части Васильковского рудного поля. В профиле структурно-поисковых скважин 16, 17, 18 (рис. 4) вскрыта серия линзо- и жилообразных тел хлоритизированных пород габбро-диоритового комплекса (аналогичного рудовмещающим образованиям Васильковского месторождения), а также кварц-альбитовых и хлорит-кварц-альбитовых метасоматитов мощностью от 1–2 до 10–15 м. Данный набор метасоматических продуктов полностью отвечает, согласно модели эталона золото-сульфидно-кварцевого оруденения, надрудному уровню рудоносных структур. Околорудная метасоматическая аномалия сопровождалась ореолами прожилков серого рудного кварца, пирита, флюорита, типичных для околорудного ореола прожилковой минерализации Васильковского месторождения. Первичные ореолы рудных элементов ни в одной из указанных скважин не были зафиксированы.

Для вскрытия рудовмещающих лиственито-березитов была пробурена скв. 8, показавшая наличие на глубинах 650–850 м серии маломощных (3–5 м) зон выщелачивания васильковского типа. В результате сплошного опробования керна секциями 2–5 м выявлены первичные геохимические ореолы Au, As, Ba, V. Следующая скважина 23, заданная для вскрытия зон изменения на нижележащих горизонтах, выявила мощный раздув лиственито-березитов на глубинах 700–1100 м и наличие многочисленных интервалов с содержаниями Au 0,2–0,7 г/т (см. рис. 4).

На основе разработанной статистической минералого-геохимической модели Васильковского месторождения [2] произведена оценка вскрытых скважинами 8 и 23 уровней минерализации, подсчитаны прогнозные ресурсы выявленного объекта в метрике эталона. Участок рассматривается как весьма перспективный на обнаружение скрытого месторождения золото-сульфидно-кварцевого типа.

Выделение перспективных участков с поверхности на площади Васильковского рудного поля, частично перекрытого аллохтонными отложения-

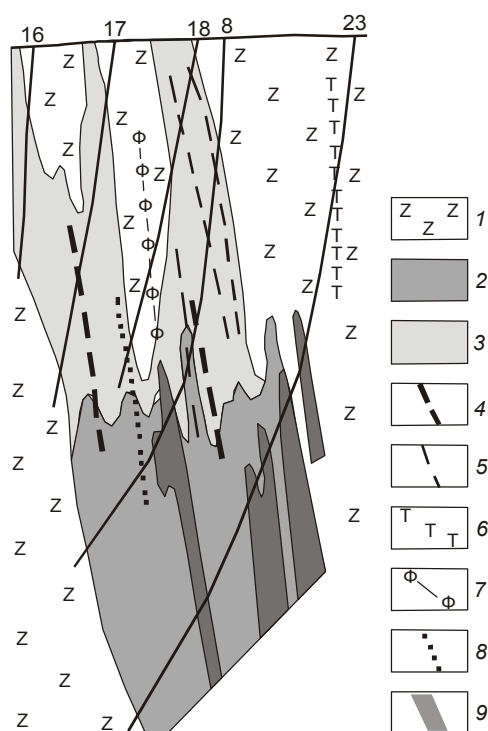


Рис. 4. Эндогенные минералого-геохимические ореолы участка Шункурколь:

1 — габбро-диориты; 2 — лиственито-березиты; 3 — альбит-хлоритовые метасоматиты зон осаждения; прожилково-вкрапленная минерализация: 4 — серого «рудного» кварца, 5 — молочно-белого кварца, 6 — турмалина, 7 — флюорита, 8 — пирита; 9 — ореолы золота, мышьяка и сурьмы

ми, возможно за счет выявления наложенных эпигенетических ореолов рассеяния рудных и сопутствующих компонентов.

На участке Дальний к северо-востоку от месторождения рыхлый чехол из аллювиально-озерных отложений перекрывает элювиальные коры выветривания и полностью «блокирует» механические ореолы рассеяния (в первую очередь, околорудные метасоматические и минералогические). В брикетах-шлифах и брикетах-аншлифах обломочная фракция представлена в основном окатанными зернами кварца. В то же время, на глубине картировочными скважинами вскрыты относительно небольшие рудоносные зоны васильковского типа в сопровождении метасоматитов лиственито-березитовой формации (рис. 5).

На закрытой части проведены литохимическая и ионо-потенциометрическая съемки с шагом опробования 20 м (со сгущением в пределах развития лиственито-березитов до 10 м) и глубиной пробоотбора 15–20 см. Общим спектральным анализом и атом-

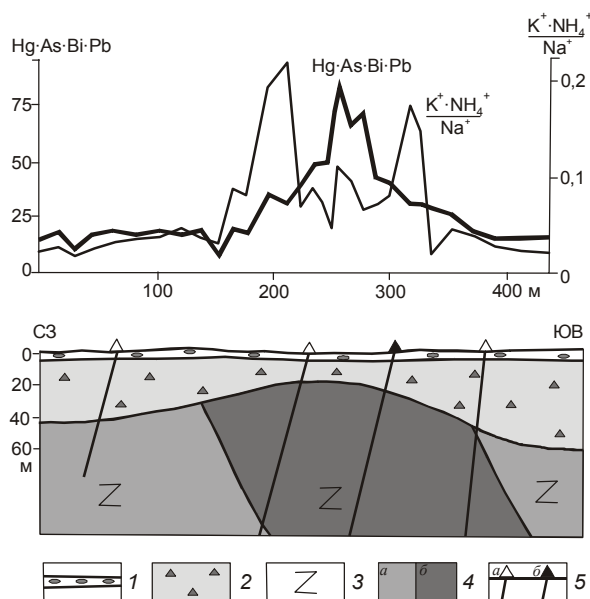


Рис. 5. Геохимические и ионометрические показатели по профилю над погребенной частью Васильковского рудного поля, участок Дальний:

1 — аллювиально-озерные отложения; 2 — древесно-щепенистая кора выветривания; 3 — исходные габбро-диориты; 4 — метасоматиты (а — внешней, б — центральной и промежуточной зон); 5 — поисковые скважины (а — фоновые, б — с эндогенными ореолами золота)

но-абсорбционным на золото и ртуть выявлены слабые аномальные содержания рудных элементов. Ионометрический анализ показал наличие положительных аномалий K^+ , NH_4^+ и отрицательных (ниже фона) — Na^+ .

«Усиление» выявленных аномалий достигается математической обработкой первичных данных, понижающей случайные флуктуации геохимического поля и увеличивающей регулярную составляющую рудной аномалии. В нашем случае, для этого проведена мультипликация и сглаживание данных литохимического опробования методом скользящего среднего окна с числом точек, равным 3 [4]. Для мультипликации и сглаживания выбрано четыре рудных элемента (Hg, As, Bi, Pb), контрастность содержаний каждого из которых максимальна на рассматриваемом участке.

На рис. 5 приведен реальный пример обнаружения наложенных ореолов рассеяния над погребенным оруденением участка Дальний. Аномалия ионометрического показателя $K^+ \cdot NH_4^+ / Na^+$, вероятно, в значительной мере зависящая от проявления листовито-березитового преобразования рудовмещающих пород, говорит в пользу принадлежности перекрытого оруденения к перспективному васильковскому типу.

Применение комплексной методики на объектах вулканогенного золото-серебряного формационного типа иллюстрируется на примере **Береговского рудного поля** (Украинское Закарпатье), расположенного во внутренней зоне Карпат вблизи их сочленения с Паннонским срединным массивом. В геологическом строении участвуют образования двух структурных этажей. Нижний этаж представлен предположительно триас-юрским комплексом вулканогенно-осадочных пород, верхний — неогеновыми чередующимися осадочными и вулканогенными толщами с незначительным количеством паннон-левантинских лав и пирокластов. Участки Береговского и Мужиевского месторождений размещаются на восточном борту Береговской палеокальдеры и примыкающем к ней Куклянском вулканическом горсте. Палеокальдера вблизи месторождения заполнена туфовидными риолитами, вмещающими основную массу золото-полиметаллических руд. Рудоконтролирующая роль принадлежит Береговскому разлому северо-западного направления, отделяющему кальдеру от Куклянского горста. Рудные тела, находящиеся в слепом залегании, приурочены к серии разрывных нарушений северо-западного (Береговское месторождение) и субширотного (Мужиевское месторождение) направлений. Выделяются два морфологических типа рудных тел — жилы и жильные зоны, штокверки. Основная масса рудных тел Береговского месторождения и тела средних и глубоких горизонтов Мужиевского относятся к первому типу. Рудные тела верхних горизонтов Мужиевского месторождения — ко второму.

Жилы и жильные зоны сложены кварц-колчеданно-полиметаллической минерализацией с самородным золотом. Штокверки образуют изометричные в плане тела, с глубиной сходящиеся на конус. Они развиты в составе кварц-каолинит-диккитовых метасоматитов в виде сети тончайших прожилков и вкрапленности кремневидного кварца с баритом и самородным золотом.

Основные параметры поисковой модели Береговского месторождения графически отображены на модельных схемах [8].

Околорудные метасоматические ореолы характеризуются отчетливо выраженной зональностью. От поверхности на глубину и по латерали друг друга сменяют зоны сольфатарных продуктов (микрoкварциты, опалолиты, алунит-каолинит-кварцевые метасоматиты), каолиновых метасоматитов, гидрослюдистых метасоматитов, три полевошпатовые зоны (адуляровая, адуляр-альбитовая и альбитовая), составляющие специфику рассматриваемого рудного поля. Следует заметить, что зональная смена разнотипных метасоматитов проявляется как на доруд-

ных образованиях площадного распространения, так и на предрудных околожильных продуктах.

В рудную стадию формировалась основная масса *минералогических ореолов* с наибольшим разнообразием состава. Широкое развитие получают разновидности кварца (молочно-белый, аметистовидный, серый), опал, халцедон, барит. Сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Типичными минералами гипогенного окисления являются гётит, гидрогётит, гидрогематит. Отмечаются широкие вариации в структурно-текстурных особенностях сульфидов (вкрапленность, прожилки, гнезда).

Вертикальная зональность на месторождении выражается в изменчивости состава и структурно-текстурных особенностей минеральных агрегатов. На верхних горизонтах в ореолах аметистовидного кварца распространены гнездовые скопления галенита и сфалерита, сменяющиеся на глубине прожилково-вкрапленной разностью с возрастающей ролью в ореолах колчеданно-полиметаллической минерализации.

На Мужиевском месторождении минералогическая зональность проявляется в развитии на верхних горизонтах ореолов кварц-баритовых и баритовых прожилков, сменяющихся на глубине существенно галенитовой, далее сфалеритовой и на самых нижних горизонтах халькопирит-пиритовой минерализацией.

Первичные геохимические ореолы, наряду с минералогическими, служат основным компонентом поисковой модели. Золотое и золото-полиметаллическое оруденение сопровождается первичными ореолами Au, Pb, Zn, Cu, Ag, As, Sb, Hg, Ba, Cd, Mo, W, Bi. Отчетливые зоны выщелачивания отмечаются для ряда сидерофильных элементов, в первую очередь Co, Ni, Mn. Первичные ореолы Hg, Ag, Ba, Sb, Pb, As характеризуются высокой контрастностью, распространяясь над жильными телами на 200–250 м.

Золото-полиметаллическое (жильное) оруденение представлено четырьмя взаимосвязанными группами элементов, отражающих процессы, приводящие к их концентрации в рудных телах и метасоматически измененных вмещающих породах. В наиболее обширную первую группу входят основные рудные элементы (Pb, Zn, Ag, Au, Cu). Вторая сформирована из элементов «высокотемпературной» ассоциации (W, Mo, As), третья (Hg, Sb) и четвертая (Ba) — «низкотемпературной».

Аналогично можно сгруппировать элементы золотого (штокверкового) оруденения. В основную первую группу входят элементы, содержащиеся в сульфосолях (Sb, As, Ag, Cu), киновари и самород-

ном золоте. Барий (в виде барита) образует вторую группу, связанную с первой достаточно сильной корреляцией. Третья группа представлена ассоциацией цинка со свинцом, четвертая — молибдена и вольфрама.

Выделенные ассоциации элементов характеризуют симметрично-зональное строение объектов. Снизу вверх для жильных тел наблюдается смена ассоциаций элементов: (W, Mo, As) – (Bi, Cu, Zn, Cd, Pb, Au, Ag) – Ba – (Sb, Hg); для штокверковых тел: (W, Mo) – (Zn, Pb) – (Cu, As, Au, Ag, Sb, Hg) – Ba. По латерали от периферии к центру (на среднерудном уровне) для жильных тел: Ba – (Sb, Hg) – (W, Mo, As) – (Bi, Cu, Zn, Cd, Pb, Au, Ag); для штокверковых – Ba – (Hg, Sb, As) – (Au, Ag, Cu) – (Pb, Zn).

Для оценки уровней оруденения жильных тел месторождений получены монотонные убывающие с глубиной показатели вертикальной геохимической зональности, имеющие большой размах по падению рудных тел, общего вида:

Hg, Sb, Ba, Au, Pb/Bi, Cu, Zn, Cd, Mo.

Элементы, указанные в числителе, тяготеют к верхним горизонтам рудных тел, в знаменателе — к нижним. С помощью геохимических показателей осуществлялась увязка отдельных рудных подсечений с пределами минералогических ореолов.

Особую значимость при опосредованном поиске перспективных площадей скважинами приобретает прослеживание рудоносных зон (рудолокализирующих структур), а в их пределах отдельных рудных тел, особенно когда увязка отдельных ореолов и рудных сечений представляет определенную трудность и может быть многовариантной. С наибольшей достоверностью увязка рудных подсечений может выполняться на основе модельных минералогических и геохимических построений.

На Береговском месторождении выдержанность в пространстве аметистовидного кварца с вкрапленностью сульфидов позволяет уверенно проследить рудные зоны и определять элементы залегания этих зон. Увязку отдельных рудных сечений в пределах минералогических ореолов, при отсутствии визуальной зональности, можно производить в условной метрике [4] с помощью показателей вертикальной геохимической зональности (рис. 6).

Минералогическое картирование ореолов в пределах Береговского и Мужиевского месторождений позволило провести на отдельных участках переоценку промышленной значимости известных рудолокализирующих структур, а также проследить их далеко за пределами месторождений. В выделенной сопряженной рудной зоне (участок сочленения месторождений) [1], представленной минералогическими ореолами разных ориентировки и

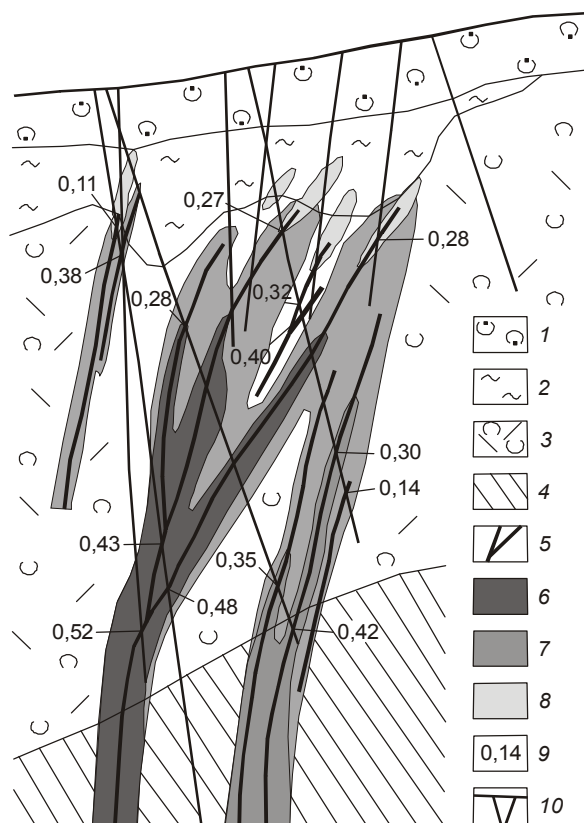


Рис. 6. Увязка рудных пересечений по минералого-геохимическим данным, профиль XXIV Береговского месторождения:

1 — риолиты и их туфы, N_1 ; 2 — глины с прослоями песчаников, N_1 ; 3 — туфы кварцевых риолитов, N_1 ; 4 — известняки, песчаники, J (?); 5 — рудные жилы; ореолы: 6 — вкрапленной минерализации колчеданно-полиметаллического состава (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит), 7 — аметистовидного кварца с гнездами сфалерита и галенита, 8 — прожилков барита; 9 — уровни оруденения по геохимическим данным в условной метрике (0,2–0,4 — верхнерудный, 0,4–0,6 — среднерудный); 10 — поисково-разведочные скважины

состава, наблюдаются значительные раздувы мощности ореолов с отдельными сечениями, характеризующимися ураганскими содержаниями золота. Детальная разведка Сопряженной зоны с учетом ее минералого-структурных особенностей представляет интерес для выявления рудных столбов золотосодержащих руд.

Береговское рудное поле расположено в слабосхолмленной местности и относится к зоне семигумидных ландшафтов с хорошо развитыми бурными почвами. Мощность рыхлого чехла на склонах 1–2 м, у подножий склонов до 30–50 м. Отсутствие хорошо развитой гидросети приводит к тому, что опробуемый материал русел, как правило, слабо перемещен и характеризует обстановку близлежащих склонов. В таких случаях выявляемые ми-

нералого-геохимические аномалии могут интерпретироваться и как вторичные ореолы рассеяния.

В зоне гипергенеза рудное поле фиксируется отчетливой аномалией из обломков алунитовых микрокварцитов (из группы сольфатаритов) и пород групп опалолито-микрокварцитов. Они служат индикаторами при прогнозировании на закрытой поверхности группировок рудных тел и отдельных крупных зон. При этом фиксируются рудные объекты, располагающиеся на глубинах 100–150 м от поверхности.

Вторичные геохимические ореолы рассеяния Береговского рудного поля наиболее четко выражены аномальными полями Ag, Ba, Hg, а над жильными телами также ореолами Pb. Глубокозалегающие жильные рудные тела (200–250 м) вторичными ореолами отдельных элементов не фиксируются. Для их выделения предлагается привлекать мультипликативный показатель $Hg \cdot Sb \cdot As \cdot Ag$.

Местоположение практически всех известных жильных и штокерковых рудных тел отмечается максимумами концентраций ионов NH_4^+ , K^+ . Определенное значение имеет показатель pH/Eh , фиксирующий положение группировок рудных зон, в том числе и глубокозалегающих. Причины появления аномалий потенциалов pH и Eh обусловлены окислением верхних частей рудных тел и сопутствующими изменениями кислотного и окислительного потенциалов поровых растворов. Аномалии K^+ и NH_4^+ , вероятно, связаны с первичным накоплением этих компонентов в межзерновых пространствах пород на рудогенных участках и частичным их высвобождением из состава алунита и светлых слюд в процессе гипергенного разложения измененных пород.

На рис. 7 приведены комплексные аномалии петрографо-геохимических показателей, отражающих положение Береговского рудного поля по результатам опробования отложений тальвегов ручьев и временных водотоков в м-бе 1:100 000 (шаг опробования 500 м).

В условиях Береговского рудного поля эффективен комплексный показатель $K^+ \cdot NH_4^+ \cdot \text{алунитовые микрокварциты}$. Заметим, что при количественных расчетах содержание элементов и количество обломков околорудных измененных пород нормируются к фоновым значениям. Аномалия указанного показателя характеризует центральную часть Береговского рудного поля (см. рис. 7, а). Внешнее обрамление месторождений фиксируется комплексной аномалией $Co \cdot Mn$ -гидрослюдистые микрокварциты (рис. 7, б).

Опытные-методические работы на Береговском рудном поле подтвердили возможность привлече-

ния минералого-геохимических характеристик и параметров для поисков объектов, находящихся в слепом залегании. В этих условиях высокую индикаторную роль играют метасоматиты, минералы и элементы, входящие в верхнерудную и надрудную ассоциации рудно-метасоматической колонны.

Рассмотренные варианты применения комплексной петрографо-минералого-геохимической методики поисков золоторудных месторождений охватывают следующие типы обстановок:

различные комплексы вмещающих пород (терригенные, интрузивные, вулканогенные), характеризующие формационные типы золотого оруденения (золото-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый, золото-серебряный);

разнообразные ландшафтные (таежно-мерзлотные, сухие степи, лесные семигумидные) и геологические условия (современный элювио-делювий, древние коры выветривания, аллювиально-озерные, делювиальные отложения) с развитыми остаточными механическими минералого-геохимическими и солевыми наложенными ореолами рассеяния над погребенным оруденением или находящемся в слепом залегании;

различные масштабы минералого-геохимических съемок, начиная с м-ба 1:100 000 в открытых ландшафтах по минералого-геохимическим потокам рассеяния и заканчивая детальными работами м-ба 1:2000 по первичным ореолам. В зависимости от ландшафтно-геологических условий меняются наборы ведущих индикаторов оруденения и методы проведения минералого-геохимических работ (маршрутные исследования, площадные съемки по потокам и вторичным механическим и солевым ореолам рассеяния). На погребенных и слепо погребенных объектах наиболее эффективен ионо-потенциметрический метод. По полученным при его использовании результатам уже в полевых условиях возможны оконтуривание рудоносного участка с описанием деталей внутреннего строения и предварительное определение генетической природы выявленной аномалии [3, 8]. При этом на объектах золото-кварцевого и золото-сульфидного типов наиболее информативен показатель pH/Eh , золото-серебряно-

го типа — NH_4^+ , золото-сульфидно-кварцевых — $NH_4^+ \cdot K^+ / Na^+$.

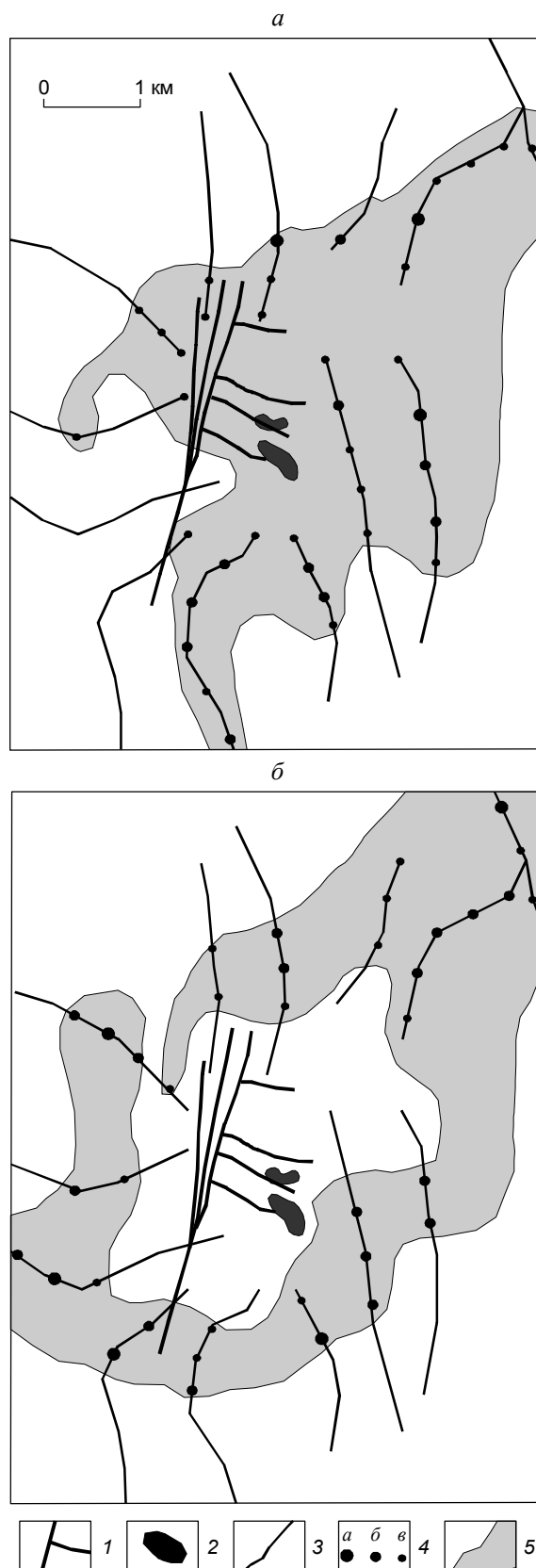


Рис. 7. Петрографо-геохимические потоки рассеяния Береговского рудного поля:

a — показатель $K^+ \cdot NH_4^+$ -алунитовые микрокварциты; *б* — показатель $Co \cdot Mn$ -гидротермальные микрокварциты; 1 — проекции жильных золото-полиметаллических тел Береговского и Мужиевского месторождений; 2 — проекции штокверковых золотых тел Мужиевского месторождения; 3 — русла временных водотоков; 4 — точки опробования с аномальными содержаниями: *a* — >10 , *б* — 3–10, *в* — 1–3 (рис. 7, *a*); *a* — >10 , *б* — 5–10, *в* — 2,4–5 (рис. 7, *б*); 5 — площади развития аномалий

Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика в зависимости от поисковых работ может применяться в нескольких вариантах — полном и сокращенных.

Полный вариант применяется при опосковании территории с последовательным укрупнением масштаба работ от 1:100 000 (1:200 000) к 1:10 000 и крупнее, вплоть до обоснования отдельных участков для поисково-оценочных работ.

После получения материалов изучения всех трех видов ореолов в зоне гипергенеза и последующего сопоставления с моделью эталонного объекта проводятся интерпретация, разбраковка и оценка выявленных аномалий с заключением о степени перспективности и необходимости вскрытия участков горными выработками и скважинами.

После проходки горных выработок и скважин анализируются комплекс индикаторов эндогенного оруденения и соответствующие поисковые модели объектов в ранге рудных зон и рудных тел. Итог исследований — подготовка объекта к стадии поисково-оценочных работ.

Сокращенные варианты возникают при необходимости решения ряда частных задач: интерпретация и оценка геохимических аномалий, выявленных по вторичным ореолам рассеяния и первичным м-ба 1:10 000 и крупнее; определение природы геофизической аномалии; оценка флангов и глубоких горизонтов разведываемых и эксплуатируемых объектов, поиски слепых рудных тел и т.д.

Приведенная схема работ относится к районам, в которых рудовмещающие породы выходят на поверхность и поиски ориентированы на обнаружение объектов по их достаточно ярким вторичным остаточным минералого-геохимическим ореолам рассеяния. В рудных районах, перекрытых дальнепринесенными отложениями различного генетического типа, поиски погребенных месторождений ведутся по весьма слабым наложенным ореолам рассеяния на поверхности чехла. Наземные поисковые работы в этом случае выполняются в м-бах 1:50 000–1:25 000. Ведущие методы — литохимическая и ионо-потенциометрическая съемки с последующим усилением полезного сигнала методами мультипликации и сглаживания.

Выявленные наложенные ореолы рассеяния определяют переход к выборочным глубинным литохимическим съемкам м-бов 1:50 000–1:25 000 в целях обнаружения и затем полного оконтуривания погребенного остаточного ореола рассеяния в древней коре выветривания или базальном горизонте чехла для оценки его параметров. На этом этапе весь комплекс минералого-геохимических исследований проводится в полном объеме.

Предлагаемая методика поисков, базирующаяся на синтезе данных изучения околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов, имеет ряд преимуществ по сравнению с традиционными геохимическими поисковыми методами:

повышается достоверность прогнозных оценок за счет суммирования поисковых вкладов отдельных методов;

появляется возможность взаимопроверки данных, полученных в результате использования независимых групп критериев, разработанных соответственно на породном, минеральном и элементном уровнях;

возможна эффективная отбраковка ландшафтных, техногенных и иных «ложных» геохимических аномалий, для которых не характерны вторичные околорудные метасоматические и минералогические ореолы.

С учетом специфики поисковых моделей эталонных объектов рассматриваемая методика может быть использована при поисках медных, полиметаллических, редкометальных и других типов месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Исакович И.З.* Минералогические ореолы золото-полиметаллических месторождений Береговского рудного поля // Руды и металлы. 2003. № 5–6. С. 53–60.
2. *Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З.* Количественная минералого-геохимическая модель Васильковского золоторудного месторождения // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 36–42.
3. *Миляев С.А., Чекваидзе В.Б.* Применение ионо-потенциометрического метода при поисках золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах (на примере Центральной Кольмы) // Отечественная геология. 2007. № 4. С. 52–59.
4. *Соловов А.П., Матвеев А.А.* Геохимические методы поисков рудных месторождений. Изд. 2-е. – М.: МГУ, 1985.
5. *Чекваидзе В.Б.* Поисковая минералого-геохимическая модель золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Советская геология. 1987. № 1. С. 121–126.
6. *Чекваидзе В.Б., Миляев С.А.* Вторичные ореолы рассеяния аммония на золоторудных месторождениях // Руды и металлы. 1993. № 1–2. С. 60–68.
7. *Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Миляев С.А.* Минералого-геохимические ореолы Наталкинского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 43–50.
8. *Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З.* Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. – М.: Бородино-Е, 2004.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.64 (470.2)

© В.А.Дунаев, С.С.Серый, А.Н.Быховец, 2008

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ КОВДОРСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.А.Дунаев, С.С.Серый (ФГУП ВИОГЕМ), А.Н.Быховец (ОАО «Ковдорский ГОК»)

Проанализированы закономерности размещения и пространственная изменчивость руд Ковдорского месторождения, объединенных в два промышленных типа. Показаны доля минеральных типов и подтипов руд в запасах и перспективы отработки подкарьерных запасов открыто-подземным способом.

Ковдорское месторождение магнетитовых и апатитовых руд относится к карбонатитовому генетическому классу, получившему название от карбонатитов — полнокристаллических магматических пород, на 70–90% сложенных карбонатами (кальцитом, реже доломитом). Остальная часть карбонатитов представлена силикатами (главным образом форстеритом, эгирином, флогопитом), апатитом, магнетитом и аксессуарными минералами (бадделитом, цирконом, пироксеном и др.). Полезным ископаемым месторождений этого генетического класса являются как сами карбонатиты, так и связанные с ними геологические образования.

Рассматриваемое месторождение залегает в юго-западной части одноименного интрузивного массива центрального типа, сложенного породами ультраосновного и щелочного составов. Массив прорывает архейские гнейсы и гранито-гнейсы. Он сформирован в каледонский этап тектономагматической активизации Балтийского щита. Строение массива в плане кольцевое и характеризуется центробежной зональностью. Его гипербазитовое ядро сложено оливинитами, окруженными прерывистой оболочкой из пироксенитов. Щелочные породы уртит-ийолит-мельтейгитовой серии образуют вокруг гипербазитового ядра сплошное, невыдержанное по мощности кольцо. Щелочной магматизм сопровождался широким развитием по вмещающим массив породам щелочных метасоматитов — фенитов.

Месторождение представляет собой дуговидную прерывистую зону, обращенную выпуклостью

на юго-восток, с кулисным размещением относительно друг друга слагающих ее рудных тел (рис. 1). Главное рудное тело столбообразной формы и субвертикального залегания расположено в месте изгиба указанной зоны. К юго-западу от него раз-

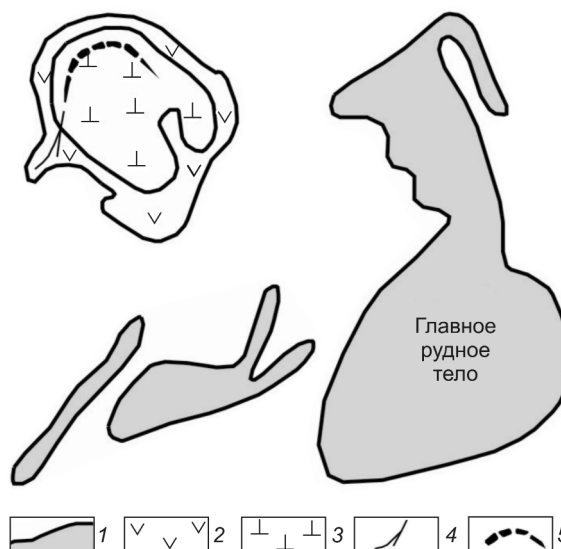


Рис. 1. Схема размещения рудных тел Ковдорского месторождения:

1 — рудные тела; 2 — уртит-ийолиты-мельтейгиты; 3 — оливиниты, пироксениты; зоны разрывов; 4 — обусловившая локализацию месторождения; 5 — контролирующая флогопитовую минерализацию; в левом верхнем углу показано положение зоны, контролирующей месторождение внутри Ковдорского массива

даны рудные тела линзо- и жилочной форм и почти отвесного падения. Тектоническая зона, обусловившая локализацию месторождения, заложилась на юго-западном продолжении крупной и также дуговидной в плане зоны разломов, контролирующей Ковдорское флогопитовое месторождение и сопутствующие ему проявления флогопита.

Подавляющая часть запасов месторождения сосредоточена в Главном рудном теле, которое и является объектом открытой разработки с 1962 г. Размеры тела в плане (200–800)×1300 м. Южная расширенная его часть имеет форму эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении. Размеры по короткой и длинной осям составляют соответственно 500 и 800 м. Извлекаемые ценные минералы руд — магнетит, апатит и бадделейт. Их концентрация в рудах определяется содержанием соответственно $Fe_{общ}$, P_2O_5 и ZrO_2 .

За длительный срок эксплуатации месторождения, сопровождающейся несколькими этапами его доразведки и изучением геологического строения в процессе детального картирования карьерного поля, накоплен большой фактический материал. Его анализ позволил выявить особенности генезиса, закономерности размещения и пространственную изменчивость оруденения, оценить перспективы рудоносности глубоких горизонтов. Анализ выполнен на основе компьютерной геологической модели месторождения с применением программного обеспечения ГИС ГЕОМИКС. Оценка изменчивости оруденения проводилась по данным опробования керн скважины (более 20 тыс. проб) от горизонта +214 м (абсолютная отметка замкнутого контура Главного рудного тела), т.е. без учета нагорной части, до горизонта –500 м. Ниже, до горизонта –660 м, рудное тело разведано редкой сетью скважин. По результатам бурения 11 структурных скважин оно прослежено на глубину до абсолютной отметки –1510 м.

Руды месторождения, идентичные по парагенезису слагающих их минералов, образуют два различных по количественному соотношению карбонатов (главным образом кальцита) и силикатов (форстерита, флогопита, реже пироксена) минеральных комплексов (в последовательности формирования) — апатит-силикатно-магнетитовый (силикатные руды) и апатит-карбонатно-магнетитовый (карбонатные руды). Бадделейт — сквозной минерал и встречается во всех типах руд обоих минеральных комплексов.

Карбонатные руды и карбонатиты образуют внутри столба силикатных руд так называемое карбонатное ядро, приуроченное к южной эллипсовидной в плане части Главного рудного тела. Такое его строение обусловлено, по крайней мере, трехкрат-

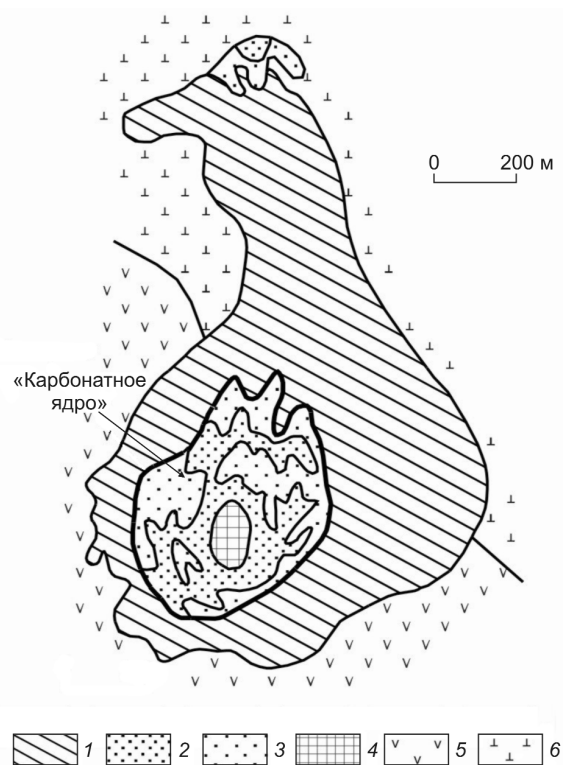


Рис. 2. Схема размещения в Главном рудном теле продуктов различных этапов его формирования:

1 — первого этапа (силикатные руды); второго этапа: 2 — форстерит-кальцитовые карбонатиты, 3 — карбонатные руды; 4 — третьего этапа (тетраферрифлогопит-кальцитовые карбонатиты и редкометалльная минерализация); 5 — ийолиты; 6 — пироксениты

ной активизацией рудоконтролирующей дуговидной зоны разломов, периодически вскрывавшей глубинную магматическую камеру с эпицентром в месте изгиба этой зоны.

Главное рудное тело сформировалось в три этапа примерно по следующему сценарию.

На первом этапе возникли силикатные руды (рис. 2), основная часть которых представлена продуктами кристаллизации силикатно-рудного расплава (форстерит-магнетитовыми и апатит-форстерит-магнетитовыми рудами). В их окружении по вмещающим породам образовалась оторочка апатит-форстеритовых (флогопитовых) метасоматитов, относимых к маложелезистым силикатным рудам.

Второй этап характеризовался генерацией глубинной камерой карбонатитового расплава и образованием в южной части Главного рудного тела субцилиндрической зоны кольцевых трещин, по которым происходило внедрение форстерит-кальцитовых карбонатитов, сопровождающееся метасома-

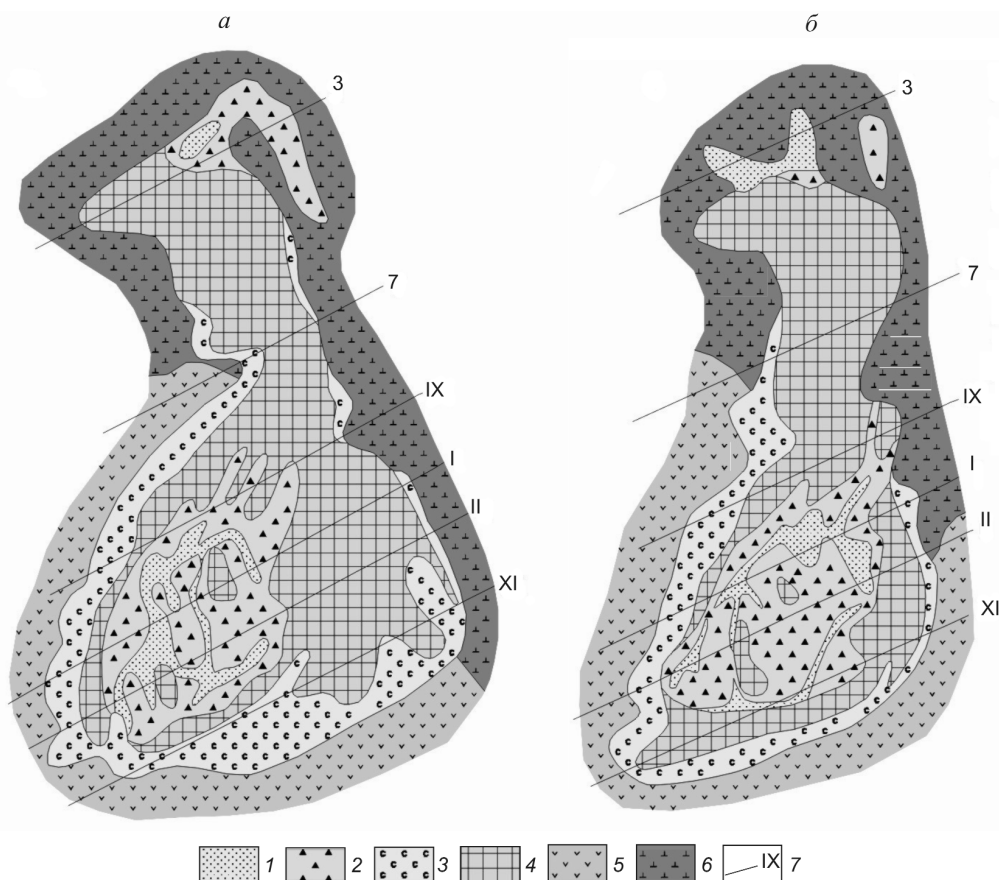


Рис. 3. Схематические геологические планы горизонтов +200 м (а) и -400 м (б):

карбонатные руды: 1 — маложелезистые апатитовые, 2 — апатит-кальцит-магнетитовые и кальцит-форстерит-магнетитовые; силикатные руды: 3 — маложелезистые апатитовые, 4 — форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые; 5 — ийолиты; 6 — пироксениты; 7 — линии разведочных профилей и их номера

тической переработкой ранних силикатных руд в карбонатные. При этом за счет ассимиляции ранних руд карбонатный расплав обогащался железом, что с учетом последующей его дифференциации привело к формированию некоторой части карбонатных руд. Рудогенерирующие процессы второго этапа проявились также на небольшом участке северного фланга рудного тела.

На третьем этапе сформировался штокверк тетраферрифлогопит-форстерит-кальцитовых карбонатитов, соосный с субцилиндрической зоной кольцевых разломов предшествующего этапа. Штокверк контролировал размещение непромышленной редкометальной минерализации, которая являлась продуктом метасоматической переработки образований более ранних этапов под влиянием растворов, сопровождающих внедрение указанных карбонатитов. Бадделеит-apatит-магнетитовые руды с редкометальной минерализацией относятся к карбонатному подтипу.

Результат второго и третьего этапов — образование сложно построенного «карбонатного ядра» внутри Главного рудного тела.

Все руды месторождения объединяются в два промышленных типа: бадделеит-apatит-магнетитовые (БАМР), оконтуренные по бортовому содержанию $Fe_{\text{общ}}$ 15%, и маложелезистые апатитовые (МЖАР), оконтуренные по бортовому содержанию P_2O_5 3%. Каждый из них подразделяется на силикатный и карбонатный подтипы, включающие одну или несколько природных разновидностей руд (таблица).

Силикатный подтип БАМР включает форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые природные разновидности руд, составляющие около 77% запасов этого промышленного типа. Данные разновидности руд полностью слагают субмеридионально вытянутую северную часть Главного тела и размещаются по периферии его южной части, в окружении «карбонатного ядра»,

Характеристика руд Ковдорского месторождения

Природная разновидность руд	Доля в запасах, %	Содержание, %		
		Fe _{общ}	P ₂ O ₅	CO ₂
Бадделейт-апатит-магнетитовые <i>Силикатные</i>				
Форстерит-магнетитовые	26	343,48	5,49	3,40
Апатит-форстерит-магнетитовые	51	25,04	8,77	4,83
<i>Карбонатные</i>				
Апатит-кальцит-магнетитовые	15	24,19	7,14	14,83
Кальцит-форстерит-магнетитовые	8	32,31	1,65	12,03
Маложелезистые апатитовые <i>Силикатные</i>				
Апатит-силикатные	27	11,5	6,31	4,7
<i>Карбонатные</i>				
Апатит-карбонатные	73	8,5	6,09	28,2

представленного карбонатными рудами и карбонатами (рис. 3).

Карбонатный подтип БАМР включает апатит-кальцит-магнетитовые и кальцит-форстерит-магнетитовые руды — продукты второго и третьего этапов формирования месторождения. Они составля-

ют примерно 23% БАМР и слагают «карбонатное ядро» Главного рудного тела.

Силикатный подтип МЖАР, или апатит-силикатные руды, представлены апатит-форстеритовыми (флогопитовыми) метасоматитами, которые образуют внешнюю оболочку Главного рудного тела мощностью до 60 м. Карбонатный подтип МЖАР, или апатит-карбонатные руды, — это апатитсодержащие форстерит-кальцитовые карбонатиты. Они сосредоточены в «карбонатном ядре» рудного тела, где тесно перемежаются с апатит-кальцит-магнетитовыми и кальцит-форстерит-магнетитовыми рудами. Доля силикатных и карбонатных руд в запасах МЖАР составляет соответственно 27 и 73%.

В горизонтальном срезе Главного рудного тела наблюдается сложная картина распределения ценных компонентов (рис. 4). Это обусловлено особенностями его генезиса — многоэтапным внедрением субвертикальных потоков рудно-силикатных и карбонатитовых расплавов, сопровождавшимся метасоматическими изменениями более ранних образований, а также дифференциацией расплавов каждого этапа с появлением сегрегаций различных минеральных парагенезисов. Наибольшая изменчивость оруденения характерна для «карбонатного ядра», поскольку именно здесь по сложной сети кольце-

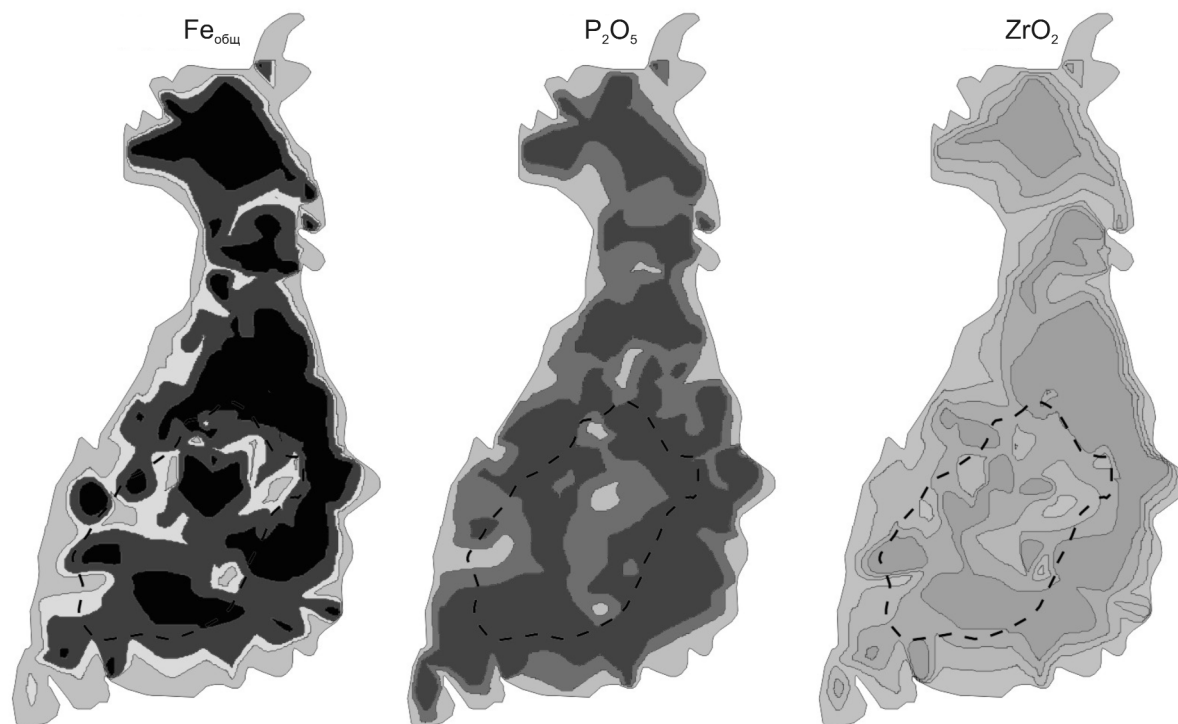


Рис. 4. План Главного рудного тела (горизонт –80 м) в изоконцентрах Fe_{общ}, P₂O₅ и ZrO₂:

содержания компонентов в рудах, %: Fe_{общ} — до 10, 10–15, 15–25, >25; P₂O₅ — до 3, 3–6, >6; ZrO₂ — до 0,05, 0,05–0,1, 0,1–0,15, >0,15 (участки руд с более высоким содержанием компонента показаны более густым цветом); пунктирной линией обозначен контур «карбонатного ядра»

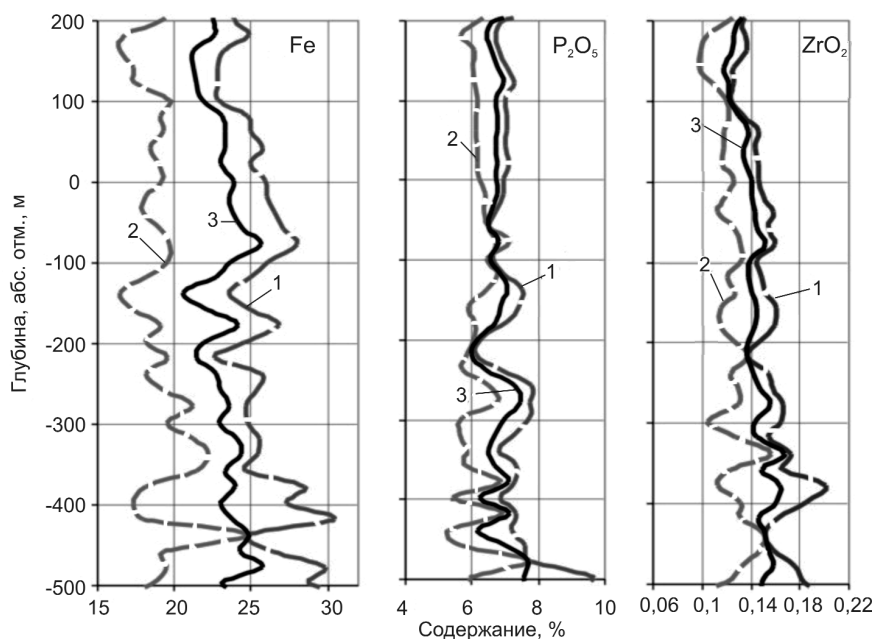


Рис. 5. Кривые изменения с глубиной среднего содержания ценных компонентов в силикатных (1), карбонатных (2) рудах и в целом по рудному телу (3)

вых разломов происходило внедрение в первичные апатит-силикатно-магнетитовые руды нескольких порций рудно-карбонатных расплавов. Вместе с тем, на таком пестром фоне достаточно четко прослеживается концентрически зональное (кольцевое) строение рудного тела в плане.

Примечательно сходство картины распределения изолиний содержаний $Fe_{общ}$ и ZrO_2 . Концентрация P_2O_5 в горизонтальном срезе рудного тела изменяется независимо от концентрации $Fe_{общ}$ и ZrO_2 . Это объясняется наличием достаточно тесной прямой корреляции ($r=0,63$) между $Fe_{общ}$ и ZrO_2 и отсутствием таковой с P_2O_5 .

Обладая высокой изменчивостью оруденения в плане, Главное рудное тело очень устойчиво по этому показателю в вертикальном направлении. Тела отдельных типов руд прослеживаются без сколько-нибудь резких изменений по форме и размерам горизонтального сечения на глубину 600–800 м. Соотношение различных типов руд меняется также незначительно. При волнообразном в целом изменении уровня концентрации ценных компонентов с глубиной качество руд на всем разведанном вертикальном интервале остается стабильным, а для $Fe_{общ}$ и ZrO_2 даже наблюдается тенденция к некоторому увеличению их среднего содержания на нижних горизонтах (рис. 5).

С глубиной рудное тело постепенно сужается, что особенно заметно в его южной части, вмещаю-

щей «карбонатное ядро». Соответственно, от горизонта к горизонту уменьшаются рудная площадь и запасы ценных компонентов. Однако градиент их уменьшения незначительный, и на нижней границе разведанного контура (–660 м) оруденение по своим масштабам остается промышленным. Исходя из этого обстоятельства и учитывая предельно допустимые углы наклона бортов карьера в условиях Ковдорского месторождения, ОАО «Ковдорский ГОК» принято решение о реконструкции действующего карьера с его углублением до абсолютной отметки –635 м и о доразведке Главного рудного тела. Таким образом, глубина перспективного карьера без учета его нагорной части составит около 850 м. По текущему проекту глубина открытой разработки месторождения ограничивается абсолютной отметкой –350 м. В настоящее время дно карьера расположено на абсолютной отметке –140 м.

Выдержанность параметров оруденения по вертикали и прослеженность его структурными скважинами на глубину более 1,5 км свидетельствуют о переходе со временем от открытой разработки Ковдорского месторождения к подземной или открыто-подземной. Кстати, генетический и структурный аналог Ковдора месторождение Палабора (ЮАР), отработанное карьером до глубины около 800 м, планируется эксплуатировать подземным способом еще в течение 20 лет (Helping Palabora. Mining. Mag. 2003. 189. № 1).

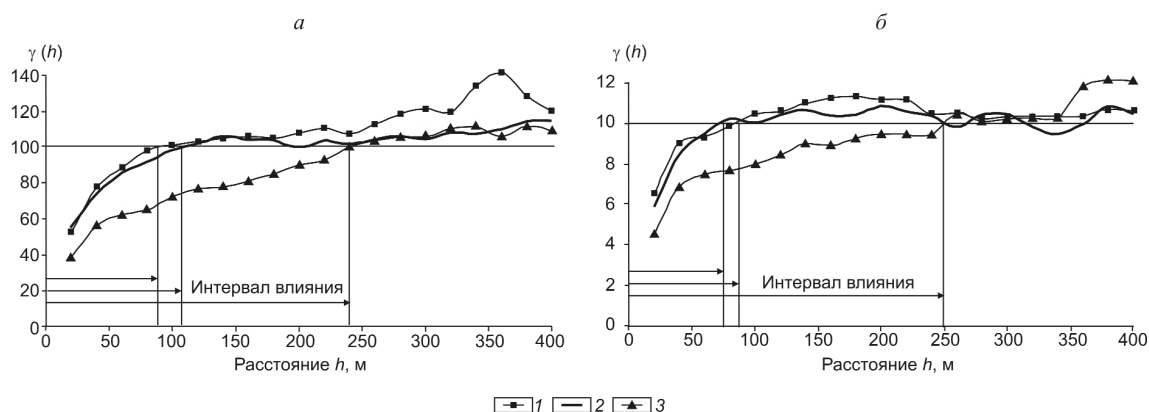


Рис. 6. Вариограммы содержаний $Fe_{обш}$ (а) и P_2O_5 (б) по различным направлениям:

1 — север–юг; 2 — запад–восток; 3 — по вертикали

Анализ построенных по методике М.Давида (1980) вариограмм содержаний основных компонентов руд ($Fe_{обш}$ и P_2O_5) подтвердил, что интенсивность оруденения наиболее изменчива в плане (интервал влияния проб 80–90 м), причем почти в равной мере как в меридиональном, так и в широтном направлениях (рис. 6). По вертикали оно более выдержанное (интервал влияния проб около 250 м), что дает возможность увеличивать в этом направлении расстояние между пробами, обеспечивающее надежную оценку качества руд, почти в три раза по сравнению с горизонтальным. Практически изотропный характер изменчивости оруденения в плане указывает на целесообразность применения квадратной сети эксплуатационной разведки и опробования взрывных скважин для оценки качества добываемых руд.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Для Ковдорского месторождения характерно волнообразное изменение с глубиной содержания компонентов, регламентирующих качество руд ($Fe_{обш}$, P_2O_5 и ZrO_2), но при этом на всем разведанном вертикальном интервале уровень концентрации P_2O_5 в рудах остается примерно одинаковым, а $Fe_{обш}$ и ZrO_2 даже немного повышается.

Оруденение выдержано по вертикали, но имеет высокую, приближающуюся к изотропной, изменчивость в плане, что согласуется с генетическими и структурными особенностями месторождения.

Авторы благодарят Ю.А.Волобуева за помощь при построении вариограмм содержаний $Fe_{обш}$ и P_2O_5 .

УДК 553.484'435 (470.5)

© О.В.Минина, А.Г.Волчков, Ю.В.Никешин, Н.И.Татарко, 2008

КОБАЛЬТ-МЕДНОКОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В БАЗАЛЬТ-СЕРПЕНТИНИТОВЫХ ТОЛЩАХ ЮЖНОГО УРАЛА

О.В.Минина, А.Г.Волчков, Ю.В.Никешин (ЦНИГРИ Роснедра МПР России),
Н.И.Татарко (ОАО «Башкиргеология»)

Для южной части Присакмарско-Вознесенской зоны, примыкающей к Главному Уральскому разлому, расшифрованы пространственно-временные соотношения силурийских серпентинизированных ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации и инициальных толеитовых базальтов с залежами кобальт-медноколчеданных руд. Реконструированы первичные структуры, сформированные в ходе становления магматитов этих формаций, существенно не нарушенные более поздними тектоническими процессами. Установлено, что накопление вулканитов продуктивной формации и рудоотложение отвечают интервалу между становлением первой и второй фаз Байгускарской серпентинитовой протрузии, в то время как серпентиниты третьей фазы частично перекрывают рудовмещающий вулканогенный разрез. Определена принадлежность вулканитов к колчеданосной риодацитсодержащей пикрит-базальтовой формации, в разрезе которой выделены литолого-стратиграфические уровни рудокализации, охарактеризованы синвулканические рудоконтролирующие структуры. Проанализированы перспективы Уральского региона на обнаружение кобальт-медноколчеданных месторождений.

Кобальт-медноколчеданные месторождения, локализованные в толеитовых базальтах, нередко в ассоциации с габбро-гипербазитовыми комплексами, характерны для обстановок рифтогенных геоструктур с корой океанического типа. Наиболее широко они распространены на о-ве Кипр, известны в Западной Европе, Турции, Омане, Канаде, Австралии, Филиппинах, на Урале и в Мугоджарах. В последнее время выявлены современные аналоги таких месторождений, представленные медно-цинковыми слабо кобальтоносными рудами среди серпентинитов и габброидов гидротермальных полей Логачев, Рейнбоу и др. в Срединно-Атлантическом хребте [2].

Запасы руд кобальт-медноколчеданных месторождений невелики — от 50 тыс. т до 25 млн. т. При залегании рудных тел комплексного состава (Cu, Zn, Co, Ni, Au, Pt) на небольших глубинах вполне возможна их рентабельная отработка, особенно в экономически освоенных районах с развитой горнорудной промышленностью, каковым является Южный Урал.

В Уральском регионе основные запасы меди, а также объемы геологоразведочных и научно-исследовательских работ сосредоточены на месторождениях медно-цинковоколчеданного уральского типа, поэтому мелкие кобальт-медноколчеданные объекты оказались менее изученными, и их место в ряду

месторождений колчеданного семейства не определено. К объектам с такими рудами относятся Ивановское, Ишкининское и Дергамышское месторождения Вознесенско-Присакмарской металлогенической зоны, а также Маукское и Пышминско-Ключевское в структурах ее северного продолжения. В результате исследований Ивановского и Дергамышского месторождений авторами получена новая информация о их геологическом строении и условиях локализации кобальт-медноколчеданных залежей. Сопоставление их с близкими по составу рудами кипрского типа демонстрирует как общие черты, так и определенные отличия.

Присакмарско-Вознесенская структурно-формационная зона на всем протяжении Южного Урала отделяет вулканогенную Магнитогорскую мегазону от древнего поднятия Урал-Тау. Ее западным ограничением служит Главный Уральский разлом (ГУР). В строении зоны основную роль играет ассоциация гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации и инициальных базальтоидов, представленных однородной базальтовой (спилит-диабазовой), кремнисто-базальтовой и пикрит-базальтовой формациями. Вулканиты датируются ордовик-силуром (поляковская и сакмарская свиты); в последние годы появились данные об их возможном девонском возрасте.

Серпентинизированные ультрамафиты, близкие по возрасту вулканитам, принадлежат к ряду лерцо-

лит-гарцбургит-дунит; в подчиненном количестве присутствуют габброиды. В большинстве массивов преобладают гарцбургиты, которые обычно полностью преобразованы в серпентиниты и дезинтегрированы. Преимущественно распространены хризотилловые разности серпентинитов с обильным магнетитом, менее развиты лизардитовые с магнетитом и без него. В средней и северной частях Присакмарско-Вознесенской зоны серпентиниты слагают пластинообразные тела, конформные структурам вмещающих нижнесилурийских базальтоидных толщ, и, вероятно, представляют собой субвертикальные протрузии, маркирующие зону глубинного разлома. В южной более широкой части зоны они представлены субгоризонтальными залежами мощностью до нескольких сотен метров и лополитообразными телами, реже протрузиями диапирового типа.

В южноуральском звене ГУР породы, слагающие Присакмарско-Вознесенскую зону, надвинуты на метаморфиты антиклинория Урал-Тау по серии надвигов и взбросов восточного падения с углами чаще всего около 40° . С учетом этого некоторые исследователи полагают, что основная часть гипербазитовых массивов занимает аллохтонное положение по отношению к окружающим породам, в том числе силурийским вулканитам [3, 10 и др.]. Вместе с тем, их постоянная ассоциация с базальтоидами в пределах единой структурно-формационной зоны наводит на мысль, что гипербазиты залегают либо в пределах тех же структур, где были сформированы, либо выдавлены на их «плечи» [8].

Металлогеническая специфика рассматриваемой структурно-формационной зоны определяется присутствием мелких месторождений и рудопроявлений медноколчеданных, кобальт-медноколчеданных, сульфидных медно-никелевых руд, немногочисленных золоторудных объектов, а также крупного Кемпирсайского хромитового месторождения на территории Казахстана. Кобальт-медноколчеданные месторождения (Ивановское, Дергамышское и Ишкининское) сконцентрированы в южной части Присакмарско-Вознесенской зоны, на участке ее резкого расширения. Типичная для зоны ассоциация серпентинизированных гарцбургитов и инициальных базальтов имеет здесь максимальное развитие при субгоризонтальном залегании слагающих ее геологических тел.

Представления о строении этой площади базируются на признании существенной роли надвиговых перемещений, определяющих пространственные и временные соотношения гипербазитов Байгускарковского и Ишкининского массивов и вулканогенных базальтоидных толщ [3, 10]. Действительно, продукты базальтоидного вулканизма сла-

гают разрозненные участки размером 25–30 км² среди обширного поля серпентинитов, что на первый взгляд соответствует картине серпентинитового меланжа. Вместе с тем, анализ материалов геологоразведочных и тематических работ 1957–1983 гг., выполнявшихся М.Ш.Биковым, Э.С.Бучковским, А.А.Захаровым, Е.В.Поповым и другими исследователями, данных поискового и разведочного бурения, проводившегося здесь ранее, а также в 2004–2005 гг. Сибайским филиалом ОАО «Башкиргеология», позволяет полагать, что на южном фланге Присакмарско-Вознесенской зоны в значительной степени сохранились ненарушенными первичные соотношения гипербазитов и толеитовых базальтов, а серпентинитовый меланж, вероятно, проявлен в ее узкой северной части.

На современном этапе исследований представляется целесообразным выделение на южном фланге металлогенической зоны Байгускарковского рудного района с Ивановским и Дергамышским кобальт-медноколчеданными месторождениями, а также рядом рудопроявлений. Его границы четко определяются ареалом развития ассоциации двух формаций, с которыми пространственно и во времени тесно связаны рассматриваемые месторождения: пикрит-базальтовой риодацитсодержащей натриево-серии (S_1I) и габбро-пироксенит-гарцбургитовой ($S_1I-S_2Id_1$), слагающей Байгускарковский массив. Включение кобальт-медноколчеданных месторождений в соседний Бурибайский рудный район с медно-цинковоколчеданными месторождениями уральского типа не отвечает принципам выделения рудных районов как геоструктурных элементов металлогенических зон, характеризующихся развитием определенных рудоносных формаций и соответствующих им типов месторождений [7].

В строении силурийского разреза Байгускарковского рудного района выделяется рудовмещающая нижняя (лландоверийская) часть, сложенная серпентинитами, телами габброидов и пироксенитов, вулканитами риодацитсодержащей пикрит-базальтовой формации, и верхняя (надрудная), образованная породами лудловской базальт-андезитобазальтовой формации (рис. 1). Их разделяет венлок-лудловская терригенная толща мощностью до 350 м из алевролитов, углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов (с обломками нижележащих базальтов, габброидов, серпентинитов и сульфидизированных околорудных метасоматитов) с пластообразными телами серпентинитов, залегающими на палеоперехности толщи и внутри нее. Завершает разрез флишоидная зилайская свита ($D_3fm-C_1t_1$) с мукасовским горизонтом (D_3f) кремнистых

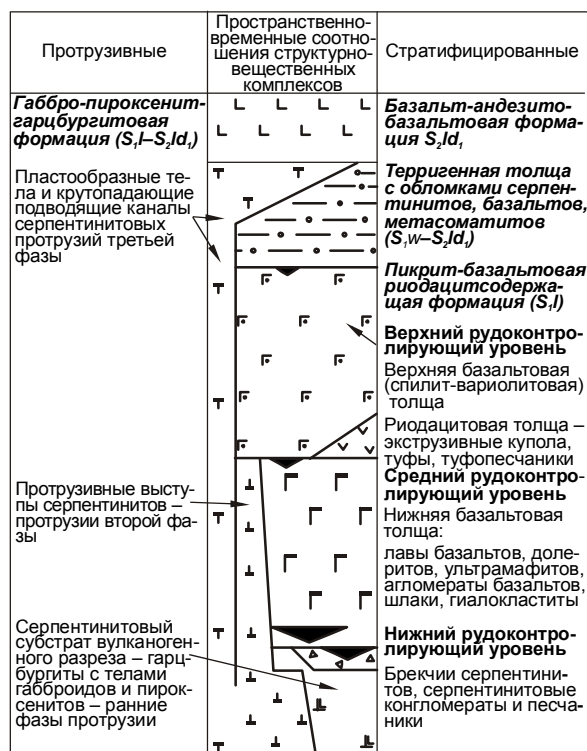


Рис. 1. Структурно-вещественные комплексы Ивановско-Дергамышского рудного района и положение в них кобальт-медноколчеданных залежей

сланцев и туфитов в основании, выполняющая Дергамышский и Суртанузякский прогибы.

Риодацитсодержащая пикрит-базальтовая формация мощностью около 1000 м состоит из нижней и верхней базальтовой и средней риодацитовой толщ. В нижней толще, кроме преобладающих базальтов (лав спилитов массивного и подушечного

сложения, диабазов), присутствуют горизонты гиалокластитов, а также габброиды, пироксениты и серпентинизированные ультрамафитовые лавы. Средняя толща представлена экструзивными фациями флюидальных риодацитов, продуктами их разрушения и перемыва, туфами, агломератами, субвулканическими телами. Объем вулканитов кислого состава не превышает 1–2% объема формации. Верхняя толща сложена преимущественно афировыми разностями базальтовых лав с характерными элементами вариолитовых структур. Объемные соотношения наиболее характерных петрографических разностей вулканитов, слагающих лландоверийскую формацию, позволяют обозначить ее как пикрит-базальтовую риодацитсодержащую.

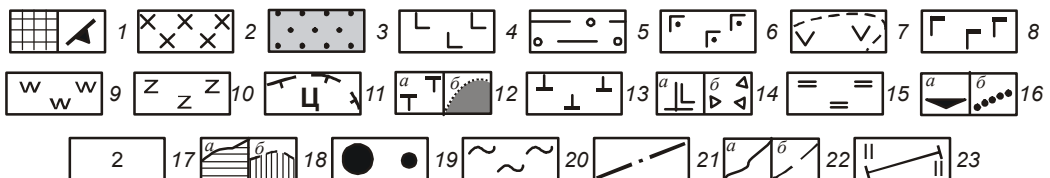
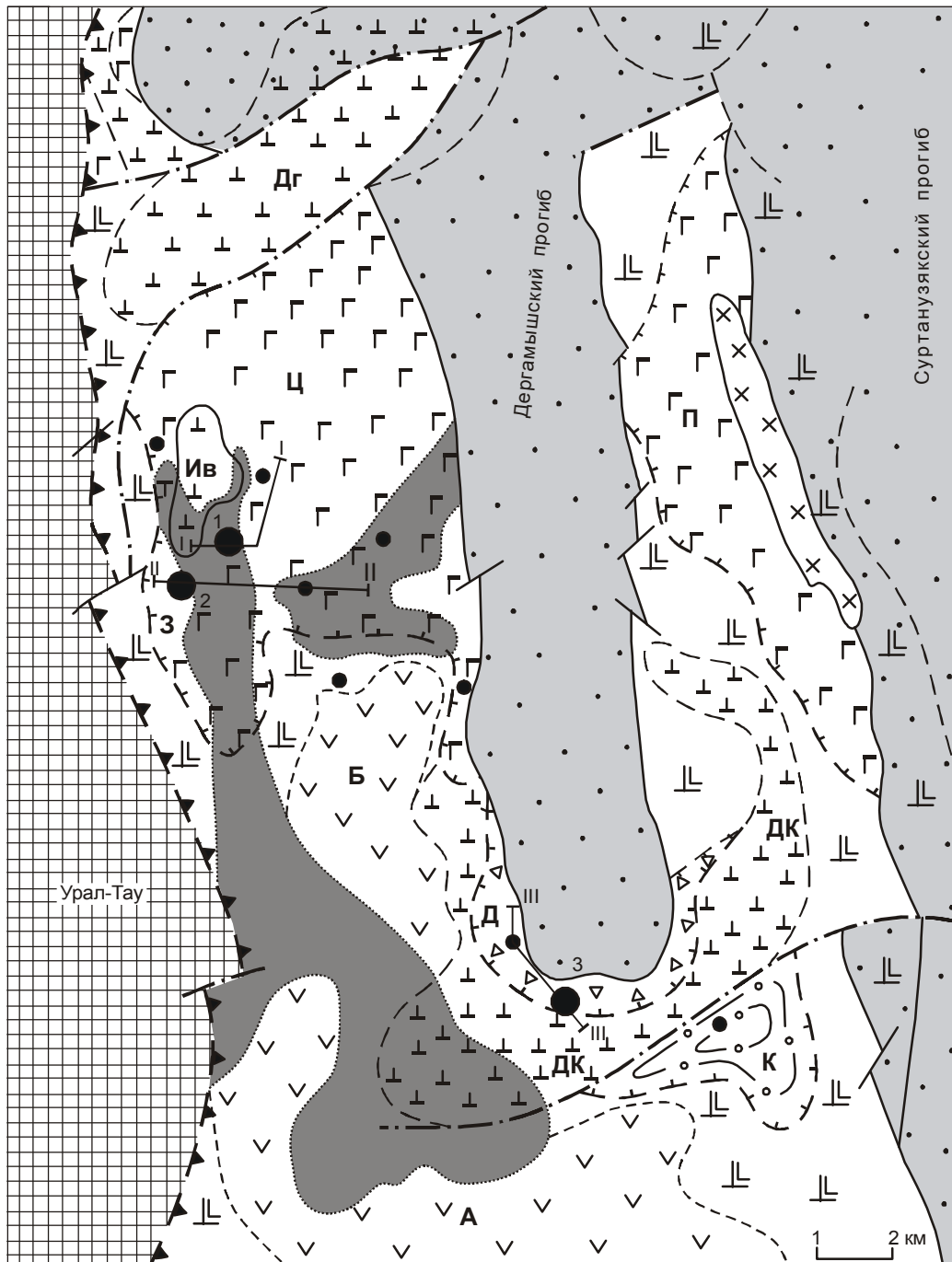
Значительную часть площади рудного района занимает Байгускаровский массив габбро-пироксенит-гарцбургитовой формации (S_1 – S_2 Id₁). Серпентинизированные гипербазиты залегают в основании вулканогенного разреза и частично перекрывают вулканиты чехлом мощностью до 150 м (рис. 2). И.Б.Серавкин с соавторами рассматривает тела серпентинитов как тектонические пластины, разделенные венлок-лудловской олистостромой и различающиеся ориентировкой структурных элементов преимущественно покровно-надвигового типа [10]. Э.С.Бучковский, детально изучавший Байгускаровский массив в ходе поисковых и разведочных работ на открытом им Ивановском месторождении, относил его к сложнодифференцированной двухфазной интрузии гарцбургитов, сформировавшейся в лландовери – раннем лудлове [1]. Массив представлял собой, по мнению автора, вытянутое в северном направлении лакколитообразное тело с неровной кровлей и апофизами, отходящими во вмещающие вулканиты по напластованию. Если не принимать во

Рис. 2. Схема размещения палеоструктур Ивановско-Дергамышского рудного района, образованных в ходе становления колчеданонесущей пикрит-базальтовой риодацитсодержащей и габбро-пироксенит-гарцбургитовой формаций:

1 — метаморфиты Урал-Тау (а) и ограничивающая их зона ГУР (б); 2 — раннекаменноугольные габбро-диориты; 3 — фаменско-раннетурнейские флишвидные прогибы — Дергамышский и Суртанузякский; 4 — вулканиты базальт-андезитобазальтовой формации (S_2 Id₁); 5 — терригенная толща (S_1 w– S_2 Id₁); рудоносная пикрит-базальтовая риодацитсодержащая формация (S_1): 6 — верхняя базальтовая толща, 7 — риодацитовая толща и ареалы ее распространения (Б — Байгускаровский, А — Абубакировский), 8 — базальтовые лавы, 9 — ультрамафитовые лавы и 10 — тела габброидов и пироксенитов нижней базальтовой толщи; 11 — рудоконтролирующие палеовулканические депрессии (Ц — Центральная, З — Западная, П — Переволочанская, Д — Дергамышская, К — Казанская); элементы строения Байгускаровской серпентинитовой протрузии (S_1 – S_2 Id₁): 12 — протрузия третьей фазы (а) и их границы на схеме (б), 13 — протрузивные выступы второй фазы (Ив — Ивановский, Дг — Диагональный, ДК — Дергамышско-Казанский), 14 — серпентинитовый субстрат вулканитов (а — преимущественно массивного сложения, б — брекчиевидного и обломочного сложения с конгломератами на палеоповрхности); 15 — околорудные метасоматиты, нерасчлененные; 16 — кобальт-медноколчеданные руды (а — промышленные, б — непромышленные и послыйная вкрапленность); 17 — рудоконтролирующие литолого-стратиграфические уровни (1 — нижний, 2 — средний, 3 — верхний); 18 — горизонтальные проекции рудных тел рудоконтролирующих уровней (а — основного нижнего, б — второстепенных верхних); 19 — кобальт-медноколчеданные месторождения (1 — Ивановское-1, 2 — Ивановское-2, 3 — Дергамышское) и рудопроявления; 20 — рыхлые отложения; 21 — разрывные нарушения; 22 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые в перекрытом залегании)

внимание дискуссионный вопрос о характере внедрения гипербазитов (интрузивном или протрузивном), то представления этого исследователя наиболее

полно отражают особенности морфологии Байгускарского массива и пространственные соотношения его элементов с вулканитами.



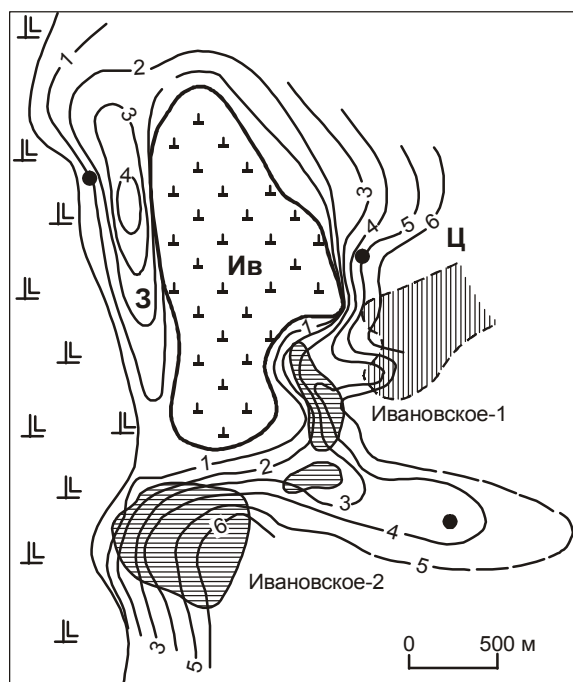


Рис. 3. Рельеф поверхности серпентинитового субстрата рудовещающего вулканогенного разреза и склонов Ивановской протрузии второй фазы на Ивановском рудном поле:

изогипсы построены от современного эрозионного среза: абсолютной отметке +400 м отвечает изолиния 0, глубине 600 м — изолиния 6; усл. обозн. см. рис. 2

Анализ данных, полученных в ходе предшествующих исследований, а также собственных материалов авторов позволяет считать, что Байгускаровский массив сформировался как протрузия серпентинизированных гипербазитов, по крайней мере, в три фазы.

Серпентиниты основной первой фазы со вскрытой мощностью 500 м залегают в основании вулканогенного разреза (см. рис. 1). Характерно широкое развитие в их кровле брекчиевидных пород мощностью 30–50 м, сменяющихся выше конгломератовидными разностями, а также типичными серпентинитовыми конгломератами и песчаниками. Серпентинитовые брекчии и конгломераты в изобилии содержат окатанные и деформированные инородные обломки туффитов, туффопесчаников, габбро-диабазов. Это дает основание рассматривать ультрабазиты, выступающие в качестве субстрата вулканогенного разреза, как результат самой ранней протрузии серпентинитов, достигшей уровня морского дна с образованием на ее палеоперехности продуктов разрушения и частичного перемыва.

Тела габброидов и пироксенитов тяготеют к верхней части серпентинитовой протрузии первой

фазы, основанию вулканогенного разреза и, очевидно, включены в систему расслоенности гарцбургитов в виде согласных пласто- и линзовидных обособлений, характеризующихся как резким выклиниванием по простиранию, так и постепенными переходами одних пород в другие. В северной части Ивановского месторождения нередко встречаются тела пироксенитов мощностью до 15 м, прослеживающиеся по простиранию на 300–400 м. Немногочисленные более поздние дайки того же состава пересекают элементы расслоенности гарцбургитов.

Поверхность серпентинитового субстрата (первой фазы) осложнена выступами и впадинами, наиболее значительные из которых играют существенную роль в размещении кобальт-медноколчеданных месторождений. Положительные формы палеорельефа серпентинитов обладают признаками протрузивного внедрения и рассматриваются нами как повторные протрузии (вторая фаза) серпентинизированных гарцбургитов, сформировавшиеся после накопления вулканитов нижней базальтовой толщи на серпентинитовом субстрате (см. рис. 1). В их строении существенная роль принадлежит породам брекчиевидного сложения, характерного для застывших вязких протрузивных масс. К наиболее изученным относятся Ивановский и Дергамышско-Казанский выступы серпентинитового субстрата (см. рис. 2).

Ивановская протрузия серпентинитов второй фазы является одним из основных элементов строения одноименного рудного поля. Она имеет эллипсовидную форму и протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 2 км при максимальной ширине в средней части 1 км (рис. 3). Ее западный и восточный крутые склоны (до 90°), на северном фланге выполаживаются до 45–60°. Амплитуда превышения этого частично эродированного протрузивного выступа над прилегающей поверхностью серпентинитов достигает 400 м, на южном и северном флангах она уменьшается до первых десятков метров. Снизу вверх практически под прямым углом протрузия пересекает вулканиты нижней базальтовой толщи и перекрывается на южном фланге породами верхней базальтовой и терригенной толщ (рис. 4, а).

К протрузиям типа Ивановской относится и *Дигональный выступ* серпентинитов, обнажающийся в северной части площади на одном уровне с вулканитами нижней базальтовой толщи и частично перерегораживающий Дергамышский позднедевонско-раннекаменноугольный прогиб (см. рис. 2). Ширина этого протрузивного выступа серпентинитов, с учетом перекрытых флишоидами северного и восточ-

ного флангов, составляет 2–2,5 км, а протяженность в северо-восточном направлении около 6 км.

В южном обрамлении Дергамышского флиш-идного прогиба располагается *Дергамышско-Казанский выступ* серпентинитов (см. рис. 2). Замкнутая на юге полукольцевая форма выступа повторяет очертания прогиба, который, очевидно, унаследованно занимает пространство между западной и восточной его ветвями. Внешний диаметр выступа 5 км, ширина ветвей в обнаженной части колеблется от 350–500 до 1000 м с максимумом 4 км в юго-западном замыкании. Протяженность хорошо изученной западной ветви 3 км, восточной — около 6 км. Склоны серпентинитового выступа имеют наклон от 45° до 70–80°. Наибольшее превышение над прилегающей поверхностью серпентинитов (350–400 м) отмечается в его южном замыкании. В отличие от Ивановской протрузии серпентинитов породы Дергамышско-Казанского выступа не пересекают разрез нижней базальтовой толщи. Серпентиниты второй фазы достигают лишь верхних горизонтов серпентинитового субстрата. Происходит локальное воздымание последнего, в результате которого вышележащие вулканы на склонах выступа приобретают крутое падение. Таким образом, Дергамышско-Казанский выступ представляет собой блок серпентинитового субстрата, приподнятый под воздействием протрузии второй фазы. Относительно поднятые блоки пород морского дна, имеющие подобное происхождение, нередко в зонах трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта [2].

Завершение формирования серпентинитовых протрузий второй фазы и связанных с ними выступов субстрата четко фиксируется перекрытием их породами верхней базальтовой и вышележащей терригенной толщ (см. рис. 4, а). Плоские апикальные части протрузивных серпентинитовых выступов, иногда сочетающиеся с апофизами серпентинитов по напластованию и горизонтами, сложенными продуктами их разрушения, располагаются на уровне кровли нижней базальтовой толщи, чем и определяется относительное время внедрения протрузий второй фазы.

Становление Байгускарского гипербазитового массива завершается формированием пластообразных тел серпентинитов третьей фазы, залегающих на породах верхней базальтовой и терригенной толщ, а там, где их нет — на вулканитах нижней базальтовой и риодацитовой толщ. Тела серпентинитов третьей фазы в той или иной степени эродированы, в связи с чем их первоначальная мощность не поддается оценке, а видимая колеблется от 20–60 до 200 м.

Наиболее значительное по размерам пластообразное тело серпентинитов шириной от 300–500 м до 6 км протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние >10 км на западном фланге рудного района, где частично перекрывает Ивановскую серпентинитовую протрузию второй фазы (см. рис. 2, 4, б). Бурением вскрыт его подводящий канал — дайкообразное тело серпентинизированных гарцбургитов мощностью от 100 до 700 м с восточным падением под углом 70–80°. Канал пересекает разрез пикрит-базальтовой формации и вышележащую терригенную толщу, сочленяясь по восстанию с пластообразным телом серпентини-



Рис. 4. Геологические разрезы: а — месторождение Ивановское-1 в западной части Центральной палеодепрессии на контакте с Ивановской протрузией второй фазы; б — месторождение Ивановское-2 в Западной палеодепрессии и серпентинитовые протрузии третьей фазы; в — Дергамышское рудное поле (продольный разрез):

усл. обозн. см. рис. 2

тов, залегающим субгоризонтально на ее поверхности (см. рис. 4, б). Присутствие прослоев серпентинитов в разрезе терригенной толщи и размещение их основного объема на ее палеоперехности определяет время формирования тел серпентинитов третьей фазы — S_2ld_1 .

Значительная мощность пластообразных серпентинитовых тел, внешнее сходство с серпентинитами предшествующих фаз становления, отсутствие признаков закалки на контактах с подстилающими породами позволяют относить серпентиниты третьей фазы к протрузивным образованиям, поднимавшимся по крутопадающему каналу и формирующим на палеоперехности субгоризонтальные тела. Отсутствие следов существенных тектонических подвижек в основании этих тел, приуроченность максимумов их мощностей к депрессиям вулканогенного или терригенного субстрата свидетельствуют о том, что они находятся в исходном залегании и не могут рассматриваться как перемещенные тектонические пластины.

К числу основных элементов геологического строения рудного района относятся депрессионные структуры, осложняющие поверхность серпентинитового субстрата за пределами протрузивных выступов серпентинитов второй фазы и выполненные вулканитами нижней и верхней базальтовых толщ пикрит-базальтовой риодацит-содержащей формации.

Наиболее крупная *Центральная палеодепрессия* располагается в северной части рудного района (см. рис. 2). Структура овальной формы размером 6×3 км сложена в основном вулканитами нижней базальтовой толщи (базальтовыми и ультрамафитовыми лавами, агломератами, шлаками, гиалокластитам). Вскрытая мощность вулканогенного разреза в наиболее глубокой центральной ее части превышает 700 м. На юго-восточном фланге глубина депрессии уменьшается до 300–400 м, а базальтовый разрез наращивается терригенной толщей мощностью до 150 м.

Щелевидная *Западная палеодепрессия* частично отделена от Центральной Ивановской серпентинитовой протрузией второй фазы (см. рис. 2). Эта структура при ширине от 0,5 до 1,5 км протягивается на 5 км в субмеридиональном направлении. Борты ее представляют собой крутые (45–90°) склоны серпентинитовых выступов. Глубина депрессии 300–400 м. В основном она выполнена вулканитами нижней базальтовой толщи, менее развиты породы верхней базальтовой и терригенной толщ (см. рис. 4).

Дергамышская палеодепрессия заполнена брекчиями и слабо перемытыми конгломератами серпентинитов с обломками кремнистых туффитов и

афировых базальтов, а также лавами и агломератами базальтов с обломочным горизонтом мощностью около 100 м (см. рис. 4, в). Она примыкает к северному склону Дергамышско-Казанского полукольцевого выступа серпентинитового субстрата, протягиваясь от его южного замыкания на север вдоль западной и восточной ветвей на расстояние до 3 км (см. рис. 2). В ходе становления вышеназванного выступа субстрата под воздействием серпентинитовой протрузии второй фазы породы, выполняющие депрессию, приобрели крутое (45°) падение, согласное с изменившейся ориентировкой ее склонов. В современной структуре для изучения доступен лишь фрагмент палеодепрессии, остальная ее часть перекрыта флишоидами Дергамышского прогиба.

Помимо трех рассмотренных выше депрессионных структур, в Байгускаровском рудном районе выделяются менее изученные Казанская и Переволочанская палеодепрессии (см. рис. 2). Синвулканическая природа всех этих структур, контролирующая распределение мощностей прежде всего пород лландоверийской пикрит-базальтовой формации, не вызывает сомнения. Контакты вулканитов с подстилающими их серпентинитами, хотя местами и подверглись некоторому тектоническому воздействию, не несут следов существенных подвижек.

Продукты кислого вулканизма, накопившиеся на поздних этапах становления пикрит-базальтовой формации, в отличие от базальтоидов тяготеют к относительно приподнятым участкам палеоперехности серпентинитового субстрата в южной половине рудного района (см. рис. 2). Выделяются Байгускаровский и Абубакировский ареалы развития вулканитов кислого состава площадью 10–12 км². В основании разреза вулканитов кислого состава залегают базальты нижней толщи мощностью до 150 м, перекрывающие поверхность серпентинитов. Риодациты слагают небольшие экструзивные купола высотой до 50 м, сопровождающиеся продуктами разрушения значительного объема.

Накоплением продуктов кислого вулканизма и вслед за ними вариолитов верхней базальтовой толщи завершается образование пикрит-базальтовой риодацитсодержащей формации в интервале между первой и третьей фазами становления Байгускаровской габбро-пироксенит-гарцбургитовой (серпентинитовой) протрузии. Сингенетичные кобальт-медноколчеданные руды локализованы главным образом в вулканитах пикрит-базальтовой формации, что позволяет рассматривать ее в качестве рудоносной. Вместе с тем, проявление рудоносного вулканизма на фоне становления Байгускаровского мас-

сива обуславливает тесную пространственную связь колчеданных залежей и с серпентинизированными гипербазитами. В депрессиях палеоповерхности серпентинитов первой фазы локализованы пластообразные рудные тела, а в протрузиях второй фазы — продукты их регенерации. Ассоциация кобальт-медноколчеданных залежей с вулканитами рудоносной формации и одновременно с серпентинитами определяет специфику месторождений Байгускаровского рудного района.

Область контакта вулканитов пикрит-базальтовой риодацитсодержащей формации с ее серпентинитовым субстратом выступает в качестве главного рудоконтролирующего литолого-стратиграфического уровня. К нему на площади рудного района приурочен основной объем кобальт-медноколчеданных руд, а также залежи расположенного южнее Ишкининского месторождения [3, 6]. В соответствии с отмеченной выше спецификой рассматриваемых месторождений часть залежей этого уровня (Дергамышского месторождения, Северо-Дергамышского и Восточно-Байгускаровского рудопроявлений) локализована непосредственно на палеоповерхности серпентинитового субстрата и на глубине в первые десятки метров от нее, а другая, несколько большая (месторождения Ивановское-1 и -2, Северо-Ивановское-2), — в низах разреза нижней базальтовой толщи, где преобладают афировые базальты с телами габброидов, пироксенитов и потоками серпентинизированных ультрамафитовых лав (см. рис. 4).

Второй (второстепенный) рудоконтролирующий уровень, представленный рудопроявлением Северо-Ивановское-1 и рядом мелких рудных подсечений, расположен в верхней части разреза нижней базальтовой толщи, где афировые базальты сменяются порфиоровыми разностями, широко распространены агломераты, шлаки, гиалокластиты и вулканомиктовые породы, а также локально — вулканиты кислого состава. Незначительные проявления колчеданной минерализации присутствуют и выше по разрезу (третий уровень) на контакте верхней базальтовой и триггенной толщ.

Новые материалы, полученные в ходе геолого-разведочных работ последних лет, дополняя известные данные об условиях локализации кобальт-медноколчеданных руд, позволяют уточнить закономерности размещения кобальт-медноколчеданных месторождений в Байгускаровском рудном районе, а также выявить рудоконтролирующие и рудовмещающие синвулканические структуры.

На площади рудного района кобальт-медноколчеданные месторождения и большинство рудопроявлений образуют две пространственно разобщен-

ные группы, эквивалентные рудным полям, приуроченным к собственным рудоконтролирующим структурам (см. рис. 2). Залежи, локализованные в пределах Центральной и Западной палеодепрессий, осложненных Ивановской серпентинитовой протрузией второй фазы (месторождения Ивановское-1 и 2, рудопроявления Северо-Ивановское-1, -2 и Южно-Ивановское), принадлежат к Ивановскому рудному полю, а рудные тела, тяготеющие к пространственно сближенным Дергамышской и Казанской депрессиям, расположенным на противоположных склонах Дергамышско-Казанского выступа серпентинитового субстрата (Дергамышское месторождение, Восточно-Байгускаровское, Казанское и Северо-Дергамышское рудопроявления), — Дергамышскому. Площадь первого из них составляет 9 км², второго — 12 км²; расстояние между ними около 10 км.

В качестве основных рудоконтролирующих структур в пределах рудных полей выступают палеовулканические депрессии, выполненные вулканитами рудоносной пикрит-базальтовой риодацитсодержащей формации, и осложняющие их протрузивные выступы серпентинитов. Рудовмещающими структурами для большинства кобальт-медноколчеданных залежей служат локальные впадины на палеоповерхности серпентинитового субстрата (см. рис. 3, 4).

Основная масса руд Ивановского рудного поля сосредоточена на *месторождении Ивановское-1*, залежи которого протягиваются вдоль юго-восточного склона Ивановской протрузии второй фазы на расстояние >600 м (см. рис. 3). Несколько десятков мелких линзовидных рудных тел мощностью до 10 м (с отдельными раздувами до 20 м), протяженностью по простиранию и падению десятки-первые сотни метров локализованы на нижнем рудоконтролирующем уровне — непосредственно в зоне контакта серпентинитового субстрата с перекрывающими его базальтоидами и выше — в нижней базальтовой толще. Рудные тела залегают согласно с напластованием вмещающих пород и падают на восток. Углы падения пород и рудных тел 50–30°, но вблизи крутого восточного склона Ивановской серпентинитовой протрузии возрастают до 50–80° (см. рис. 4, а).

Рудовмещающие породы преобразованы в хлоритовые, тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные, хлорит-кварцевые метасоматиты. А.А.Захаровым [4] отмечена зависимость состава метасоматитов и руд от вмещающих пород. Залежи в тальк-карбонатных метасоматитах по серпентинитам обычно имеют пирит-халькопирит-пирротинный и халькопирит-пирротинный составы, отличаются повы-

шенным количеством пентландита и кобальтина, а также самым высоким содержанием Ni (0,17%). В залежах, ассоциирующих с хлоритолитами по базальтам и габброидам, преобладают пирротин-халькопирит-пиритовые руды с наиболее высокими содержаниями Cu (1,02–1,14%) и Co.

Главные рудные минералы — пирротин (70–80%), пирит (5–10%) и халькопирит (1–4%), второстепенные — сфалерит, хромит, магнетит, пентландит, редкие — марказит, арсенопирит, кобальтин, валлеиит, бравоит, линнеит, хромшпинелиды и др. Преобладают пирротиновые и халькопирит-пирротиновые руды. Средние содержания металлов в рудах Ивановского месторождения по данным геологоразведочных работ составляют: Cu 1,4–1,8, Zn 0,14, S 31,35, Co 0,02–0,07, Ni 0,1–0,13, As 0,03%, Se до 40, Te до 35, Au 1–3, Ag 9–16 г/т. Значительное распространение имеют руды брекчиевидной текстуры, чередующиеся с массивными и вкрапленными разностями. Размеры отдельных фрагментов от долей миллиметра до 10–15 и даже 50 см, чаще 2–5 см. Руды содержат остроугольные ориентированные, но не перемещенные включения хлоритовых и тальк-хлоритовых метасоматитов. Сульфидный цемент брекчиевидных руд средне- и тонкозернистый, тектонически не переработан. Особенности состава руд кобальт-медноколчеданных месторождений и слагающих их минеральных ассоциаций наиболее полно рассмотрены И.Ю.Мелекесцевой [3, 6].

С внедрением серпентинитов Ивановской протрузии второй фазы, пересекающей рудовмещающий разрез практически под прямым углом, связаны существенное изменение характера залегания рудных тел и их частичная деструкция (см. рис. 4, а). При внедрении протрузии залежи приобрели более крутое, до вертикального, падение, а самые нижние из них были частично уничтожены. Серпентиниты протрузии не несут промышленной минерализации, но содержат продукты перегруппировки и, возможно, регенерации первичных руд. По данным Э.С.Бучковского (1955), в восточной приконтактной зоне протрузии широко развиты удлиненные и уплощенные, иногда раздавленные и рассланцованные линзы тальк-карбонатных метасоматитов, линзовидные и гнездообразные скопления сульфидов, их прерывистые жилообразные тела, сложные системы ветвящихся прожилков и сухих трещин, выполненных массивными халькопирит-пирротиновыми агрегатами (см. рис. 4, а). Особенно густая сеть переплетающихся пирротиновых жил наблюдается в серпентинитах вблизи рудных тел. Подобные скопления сульфидов в приконтактной околорудной зоне серпентинитов, по-види-

мому, сформированы в результате захвата и перегруппировки части первичных руд в ходе становления Ивановской серпентинитовой протрузии второй фазы. Очевидно, сходные процессы послужили причиной образования халькопирит-пирротиновых апофиз, осложняющих пластообразные колчеданные залежи со стороны их висячего бока.

Характерно, что небольшая южная залежь месторождения Ивановское-1, локализованная в серпентинитах основания вулканогенного разреза вне зоны влияния Ивановской протрузии, сохранила близгоризонтальное залегание.

Месторождение Ивановское-2 и рудопроявление Северо-Ивановское-2 находятся в южной и северной частях Западной депрессии (см. рис. 2–4). Рудное тело Северо-Ивановского рудопроявления локализовано на контакте серпентинитов субстрата с вышележащими базальтами нижней толщи, а несколько пластообразных залежей месторождения Ивановское-2 — непосредственно в оталькованных и карбонатизированных серпентинитах вблизи их контакта с базальтами. В обоих случаях рудные тела тяготеют к западному борту палеодепрессии, сложенной серпентинитами первой фазы. Их падение, как и вмещающих пород, восточное под углом 30–50°.

Дергамышское месторождение приурочено к палеодепрессии, примыкающей к склону Дергамышско-Казанского полукольцевого выступа серпентинитового субстрата вблизи его периклинального замыкания (см. рис. 2). По данным Э.С.Бучковского (1955), на его территории широко развиты серпентинитовые брекчии и конгломераты мощностью до 130 м, содержащие обломки туффилов, туфопесчаников, пироксенитов, габбро, габбро-диабазов и диабазов, а также прослой хлоритизированных базальтовых лав. Ниже по разрезу залегают брекчиевидные серпентиниты, которые на глубине постепенно сменяются массивными разностями. В отличие от Ивановского рудного поля, где основной объем промышленных руд размещен в низах базальтового разреза, залежь Дергамышского месторождения локализована в серпентинитах, в 40–50 м ниже их контакта с вулканогенными породами (см. рис. 4, в). Она тяготеет к верхнему горизонту интенсивно оталькованных и карбонатизированных серпентинитовых брекчий и конгломератов, выполняющих локальные впадины в поверхности нижележащих серпентинитов.

Рудное тело мощностью от 6,5 до 40 м имеет в разрезе линзовидную форму, а в плане — близизометричные очертания, субширотное простирание и пологое северное и северо-западное падение под углом 30°. Оно залегает согласно с поверхностью

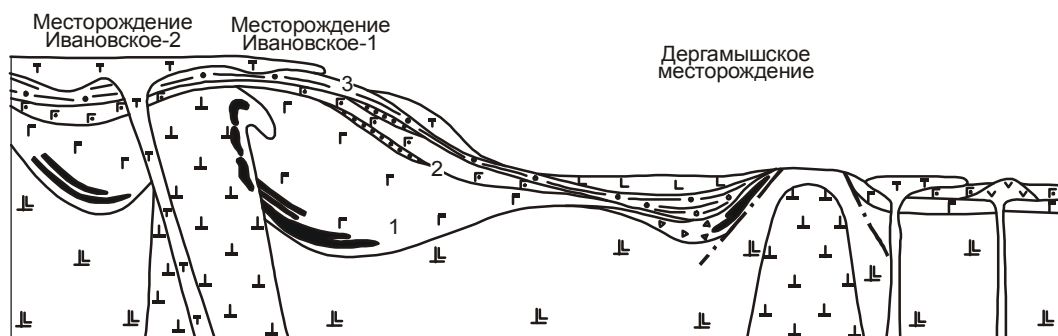


Рис. 5. Обстановки нахождения кобальт-медноколчеданных залежей в Ивановско-Дергамышском рудном районе:

усл. обозн. см. рис. 2

серпентинитов и напластованием вмещающих пород. Залежь перекрыта серпентинитовыми конгломератами и прослежена по падению до глубины около 200 м. В ее составе преобладают халькопирит-марказит-пиритовые руды, сменяющиеся в лежачем боку магнетит-гематитовыми, а по восставанию — бурыми железняками зоны окисления. М.И.Исмагиловым [5] в качестве главных минералов отмечаются пирит, марказит (до 30–70%), халькопирит (3–15%), второстепенных и редких — магнетит, пирротин, халькопирит, кубанит, кобальтин, никелин, линнеит, полидимит, валлериит, арсенопирит, самородная медь, гематит, ильменит, хромит. Средние содержания полезных компонентов составляют, %: Cu 1,47, Zn 1,05, Co 0,09, S 47; присутствуют Au и Ag. Повышенная кобальтоносность руд связана в основном с пиритом, поскольку самостоятельные кобальтовые минералы редки.

Руды в основном сплошные массивные, тонкозернистые, реже густо вкрапленные. В колломорфных разностях сохранились почковидные пирит-марказитовые агрегаты с примесью халькопирита как внутри почек, так и между ними. Значительная часть руд сложена окатанными, иногда деформированными обломками от агломератовой до песчанистой размерности. Сульфидные песчаники, состоящие преимущественно из обломков пирита и серпентинитов, тяготеют к нижней части залежи и нередко слагают ритмично построенные горизонты. Не исключено, что руды Дергамышского месторождения испытали частичный перемыв и сортировку обломочного материала.

Это предположение подтверждается и характером проявления метасоматических преобразований вмещающих пород: они наиболее интенсивны висячем боку залежи, незначительны — в лежачем. Существенные пострудные нарушения не устано-

влены, поэтому отсутствие метасоматитов в породах лежачего бока вряд ли можно объяснить тектоническим перемещением залежи.

Таким образом, основные элементы строения Байгускарковского рудного района возникли в ходе становления одноименной трехфазной протрузии серпентинизированных пород габбро-пироксенит-гарцбургитовой формации и в связи с проявлением вулканизма пикрит-базальтовой риодацитсодержащей формации в интервале между первой и третьей фазами протрузии. Серпентиниты первой фазы служат основанием вулканогенного разреза и вместе с базальтовыми и ультрамафитовыми лавами нижней толщи вмещают залежи промышленных кобальт-медноколчеданных руд. Выступы серпентинитов, сформированные в связи с протрузиями второй фазы, являются существенным элементом строения месторождений. Вблизи них вулканы нижней базальтовой толщи вместе с локализованными в них колчеданными залежами приобрели крутое падение, а рудные тела, кроме того, испытали частичную деструкцию. Пластообразные тела серпентинитов третьей фазы перекрывают рудовмещающий разрез.

Близинхронное становление серпентинизированных гипербазитов и вулканических рудоносных формаций определило типы рудоконтролирующих структур. В качестве таковых выступают палеовулканические депрессии, заложенные на серпентинитовом субстрате и выполненные вулканиками нижней базальтовой толщи колчеданосной пикрит-базальтовой риодацитсодержащей формации, а также осложняющие их протрузивные выступы серпентинитов. Эти структуры контролируют размещение кобальт-медноколчеданных месторождений, в то время как локальные элементы их строения определяют положение рудных тел (рис. 5).

Условия локализации и особенности строения кобальт-медноколчеданных залежей свидетельствуют об их формировании в субмаринной обстановке в тесной связи с инициальным базальтоидным вулканизмом, проявлявшемся на фоне неоднократного протрузивного внедрения серпентинизированных гипербазитов габбро-пироксенит-гарцбургитовой формации. Эти месторождения отвечают самым ранним этапам становления рифтогенных геоструктур с корой океанического типа и, таким образом, возглавляют латерально-вертикальный ряд месторождений колчеданного семейства, в котором закономерно сменяются объекты следующих типов: кобальт-медноколчеданный Присакмарско-Вознесенской зоны, ассоциирующий с магматитами пикрит-базальтовой риодацитсодержащей и габбро-пироксенит-гарцбургитовой формаций — медноколчеданный кобальтсодержащий мугджарский в породах однородной базальтовой, в том числе дацитсодержащей толеитовой формации — медно-цинковоколчеданный уральский I в контрастной риолит-базальтовой формации — медно-цинковоколчеданный уральский II в вулканитах непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации — баймакский, характерный для поздних этапов становления непрерывной формации.

Перспективы обнаружения месторождений рассмотренного типа не ограничиваются южной частью Присакмарско-Вознесенской зоны. Севернее, где ширина ее сужается до первых километров, вулканы раннесилурийских кремнисто-базальтовой и риодацитсодержащей базальтовой рудоносных формаций сочетаются с лентовидными крутопадающими массивами гипербазитов — Сакмарским и Учалинским. Ассоциирующие с ними рудопроявления (Саитбаталовское, Верхне- и Нижне-Идрисовское, Бурунбаевское, Васильевское, Чингизовское, Вознесенское) по ряду характеристик отвечают месторождениям кобальт-медноколчеданного типа. Не исключено обнаружение в этой части зоны и промышленных скоплений кобальт-медноколчеданных руд.

На северном продолжении Присакмарско-Вознесенской зоны, в переходной области между Магнитогорской и Тагильской вулканогенными мегазонами, в узком деформированном вулканогенном прогибе, примыкающем к зоне Серовско-Маукского глубинного разлома, располагается наиболее значительное по запасам Маукское кобальт-медноколчеданное месторождение. В качестве рудоносной здесь выступает силурийская кремнисто-базальтовая формация, которая вместе с колчеданными залежами метаморфизована в условиях амфиболитовой фации. Гипербазиты представлены не-

большим Маукским и Уфалейским (южное окончание) серпентинитовыми массивами. В рудах Маукского месторождения среднее содержание Cu достигает 1,58%, Co 0,03%, Au 10 г/т. Необычна высокая цинковистость руд (Zn 1,62%).

Реальные перспективы выявления промышленных кобальт-медноколчеданных залежей в ассоциации с толеитовыми базальтами и ультрамафитами существуют и в других структурно-формационных зонах. В частности, близкие по составу руд стратиформные кобальт-медно-цинковоколчеданные месторождения известны в рифейских (нижнепалеозойских?) метаморфитах восточного крыла Урал-Тау, непосредственно примыкающего с запада к Присакмарско-Вознесенской зоне. По данным Е.В.Попова (1983), месторождения Юлук-Гумеровского рудного района (Южный и Северный Юлук, Гумерово) локализованы в верхней черносланцево-метабазаальтовой части разреза максютовского комплекса. Д.Н.Салиховым и О.А.Захаровым на основании находок палеозойской фауны формирование рудовмещающих толщ укладывается в интервал O-S₂-D₁, в то время как нижняя существенно аркозвая часть разреза этого комплекса сохраняет свою прежнюю возрастную датировку — R₂ [9]. Рудовмещающий разрез сложен графит-хлорит-мусковит-кварцевыми сланцами, графитистыми и мусковитовыми кварцитами, а также зелеными отросланцами гранат-эпидот-хлорит-актинолит-альбитового состава по базальтам и их обломочным разностям [9]. Метабазальты слагают прослой мощностью до нескольких десятков метров, их количество достигает 25–30% объема пород. Непременными членами разреза являются мелкие тела ультрамафитов и габброидов, превращенные в амфиболиты, серпентиниты и эклогитоподобные породы. По данным Е.В.Попова (1983), месторождения представлены пластообразными залежами и уплощенными линзами, залегающими согласно с вмещающими породами на двух литолого-стратиграфических уровнях разреза карамалинской свиты: Северный Юлук и наиболее значительный по запасам Южный Юлук — на нижнем, в кровле графитистых сланцев, перекрытых амфиболитами; Гумеровское — на верхнем, среди графитистых сланцев и слюдястых кварцитов.

От кобальт-медноколчеданных месторождений Присакмарско-Вознесенской зоны данные объекты отличаются более высоким содержанием Zn (до 0,6–1,2%) и Pt (до 0,01%). Это позволяет сопоставлять их с колчеданно-полиметаллическими месторождениями в докембрийских зеленокаменных поясах Балтийского щита (Оутокумпу, Вуонос и др.), пластообразные залежи которых локализованы в основании разреза сланцево-гнейсового комплекса,

в депрессиях кровли серпентинитов, залегающих в их лежачем боку. В качестве аналогов месторождений юлукского типа могут рассматриваться также Верхне-Елецкое месторождение и некоторые рудопроявления в рифейских метаморфитах на Полярном Урале.

Наличие такого месторождения, как Маукское, свидетельствует о принципиальной возможности существования на Урале обстановок, благоприятных для формирования не только мелких, но и средних по масштабам кобальт-медноколчеданных объектов. В целом же перспективы подобных месторождений как на Урале, так и в других регионах Российской Федерации требуют дальнейшей всесторонней оценки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучковский Э.С. К геологии Байгускаровского ультраосновного массива в связи с его рудоносностью // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*. М., 1962. Вып. 3. С. 148–158.
2. Гидротермальные рудопроявления океанского дна, приуроченные к серпентинитовым массивам / Ю.А.Богданов, А.Ю.Леин, Н.С.Бортников, А.М.Сагалевич // *Известия секции наук о Земле РАЕН*. 2004. Вып. 12. С. 63–90.
3. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // *Литосфера*. 2005. № 3. С. 73–98.
4. Захаров А.А., Захарова А.А. Зависимость состава руд Ивановского сульфидного месторождения на Южном Урале от их литологической приуроченности // *Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале*. Уфа, 1975. С. 105–110.
5. Исмагилов М.И. Некоторые черты минералогии и генезиса Дергамышского медно-кобальтового месторождения // *Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала*. Уфа, 1962. С. 64–97.
6. Мелекесцева И.Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. – М.: Наука, 2007.
7. Месторождения колчеданного семейства. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, О.В.Минина, А.Г.Волчков и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
8. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // *Тр. ГИН АН СССР*. 1987. Вып. 44. С. 245.
9. Салихов Д.Н., Захаров О.А. Составы базальтов максютовского комплекса Уралтау и Кракинской структуры Зилаирской мегазоны на Южном Урале // *Отечественная геология*. 2005. № 3. С. 65–69.
10. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // *Геотектоника*. 2003. № 3. С. 42–64.

ДИСКУССИИ

УДК 550.84: 553.411 (94)

© И.А.Кубанцев, 2008

О ВОЗМОЖНОМ ИСТОЧНИКЕ ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРОВИНЦИИ БЕНДИГО-БАЛЛАРАТ*

И.А.Кубанцев (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

В журнале «Economic Geology» опубликована статья коллектива авторов [4], в которой по результатам региональной геохимической съемки коренных пород в рудном районе (золоторудной субпровинции) Бендиго-Балларат (штат Виктория, Австралия) развивается положение о возможности мобилизации золота и элементов-спутников (на примере цинка) из вмещающей формации с последующим их переотложением в пределах рудных полей.

По мнению авторов, модель первичного геохимического ореола, разработанная в 30-х годах прошлого столетия, с тех пор не изменялась. Первичный ореол рудного месторождения рассматривался как область накопления рудообразующих и сопутствующих химических элементов. Однако имеющиеся фактические данные указывают на более сложную структуру первичных ореолов: они могут включать как зоны повышенных, так и пониженных концентраций рудных и сопутствующих компонентов. Опираясь на полученные ранее данные, авторы полагают, что такие зоны пространственно сопряжены и могут рассматриваться в качестве единых геохимических систем, для которых ими установлена тесная корреляция между размерами зон обеднения и массой химических элементов, накопленной в смежных зонах обогащения.

Ниже приводится краткая характеристика объекта исследований, соответствующая описанию авторов (источник дополнительных сведений указан особо). Рудная минерализация рудного района Бендиго-Балларат приурочена к системе взбросов меридионального простирания, секущих толщу

терригенных турбидитов — ритмично переслаивающихся сланцев, алевролитов, песчаников и граувакк (Є-О). В их минеральном составе преобладают кварц и гидрослюда; рутил и турмалин — типичные второстепенные минералы.

В период от позднего ордовика до позднего девона образования субпровинции находились в области тектонического сжатия, приведшего к возникновению системы складок и взбросов. Ориентировка осей складок преимущественно субмеридиональная. Среднее расстояние между осями крупных складок 10–15 км, их амплитуда составляет 1–2 км. Толща турбидитов прорвана крупными телами поздне- и посторогенных гранитоидов позднего девона, а также дайками лампрофиров (мезозой). Породы подверглись региональному метаморфизму (от пренит-пумпеллиитовой до начальной зеленокаменной стадии).

По сведениям, полученным из материалов сайта Bendigo Mining Ltd. (2006), в рудных зонах месторождения Бендиго преобладает свободное золото, размер частиц которого варьируют от 0,1 до 2 мм. Содержание сульфидов в рудах 0,5–2,5%. Среди них преобладает пирит, в подчиненном количестве присутствуют арсенипирит, галенит и сфалерит, менее типичен халькопирит, редок пирротин. Главным жильным минералом является кварц, в подчиненном количестве отмечаются карбонаты (преимущественно анкерит) и альбит. Зоны околорудных изменений обширны, но проявлены слабо. Для них типичны серицит, хлорит, карбонаты и пирит; окварцевание наблюдается только в песчаниках.

*По поводу публикации I.S.Goldberg, G.Ya.Abramson, C.O.Haslam, and V.L.Los «Depletion and enrichment zones in the Bendigo gold field: A possible source of gold and implications for exploration» // Econ. Geol. 2007.

Помимо гигантского месторождения Бендиго, в пределах рудного района известно три крупных и 29 мелких золоторудных месторождений; многочисленные богатые россыпи практически отработаны.

В рассматриваемой работе граничные и средние значения геохимических признаков, отвечающих областям обеднения, фона и обогащения, определялись по интегральным кривым распределения. В породах зоны обеднения среднее содержание Au — 0,4 мг/т, нижний порог фона Au — 0,5 мг/т, среднее фоновое содержание Au — 1,29 мг/т, верхний порог фона Au — 4,7 мг/т. В пределах положительной аномалии, соответствующей рудному полю месторождения Бендиго, среднее содержание Au 14 мг/т.

Выявленные граничные значения содержаний золота использованы для картирования соответствующих зон и последующего определения их площади. Площадь зоны обогащения для рудного поля Бендиго приблизительно оценена в 100 км², а смежной с ней зоны обеднения — в 700–800 км². Общая площадь сопряжения этих двух зон превышает 1000 км². Исходя из приближенной оценки максимальной глубины залегания промышленных рудных зон в пределах рудного района (2 км), оценивался объем пород, из которых золото было мобилизовано (не менее 1400 км³). По объему пород зоны обеднения и среднему содержанию в них золота (очевидно, и среднему значению плотности пород, которое не указано) авторы рассчитали количество металла, предположительно вынесенного из зон обеднения (3–4 тыс. т). Это количество сопоставимо с первоначальными ресурсами рудного поля Бендиго (3000 т). Авторы предполагают, что возникновение зон обеднения золота может быть соотнесено с метаморфической моделью генезиса месторождений данного типа, согласно которой золото высвобождается и переотлагается при метаморфизме образований верхней коры. Подобные взаимосвязи установлены авторами и для других значительных по запасам рудного золота объектов рудного района Бендиго-Балларат. Представлена корреляционная диаграмма, показывающая положительную связь между значениями площади зон обеднения и ресурсами золота сопряженных с ними четырех рудных месторождений района.

Авторы полагают, что выявление геохимических сопряжений, подобных изученным, дает возможность определять положение крупных месторождений на ранних стадиях геологоразведочных работ с незначительными затратами времени и средств.

Принимая предложение авторов к участию в обсуждении их результатов, отметим следующее.

Во-первых, при изложении состояния и истории изученности первичных литохимических ореолов авторы допустили неточность. Зоны пониженных содержаний в связи с геохимическими поисками рудных месторождений еще в 80-х годах рассматривались в широко известных работах геохимиков-поисковиков из СССР. В подтверждение приведем две цитаты. «Все рудные месторождения сопровождаются первичными ореолами, представляющими собой участки рудовмещающих пород с аномальными содержаниями (повышенными или пониженными в сравнении с фоном) характерных для данного типа оруденения химических элементов» [1]; «Первичный геохимический ореол... представляет собой окаймляющую рудное тело зону рудовмещающих пород, обогащенную или обедненную теми или иными элементами в результате их привноса, выноса или перераспределения в процессе рудообразования. В настоящей инструкции рассматриваются только ореолы привноса, поскольку они... изучены лучше. Это не означает, что следует отказаться от изучения и практического применения ореолов выноса» [2].

Ключевые вопросы, возникающие при анализе расчетов, приведенных авторами в подтверждение своих выводов, таковы:

1. Насколько обосновано выделение пороговых и средних содержаний?

2. Насколько надежна интерполяция данных по использованной сети опробования (по сведениям авторов, примерно 5×5 км) и, соответственно, выделение искомым зон?

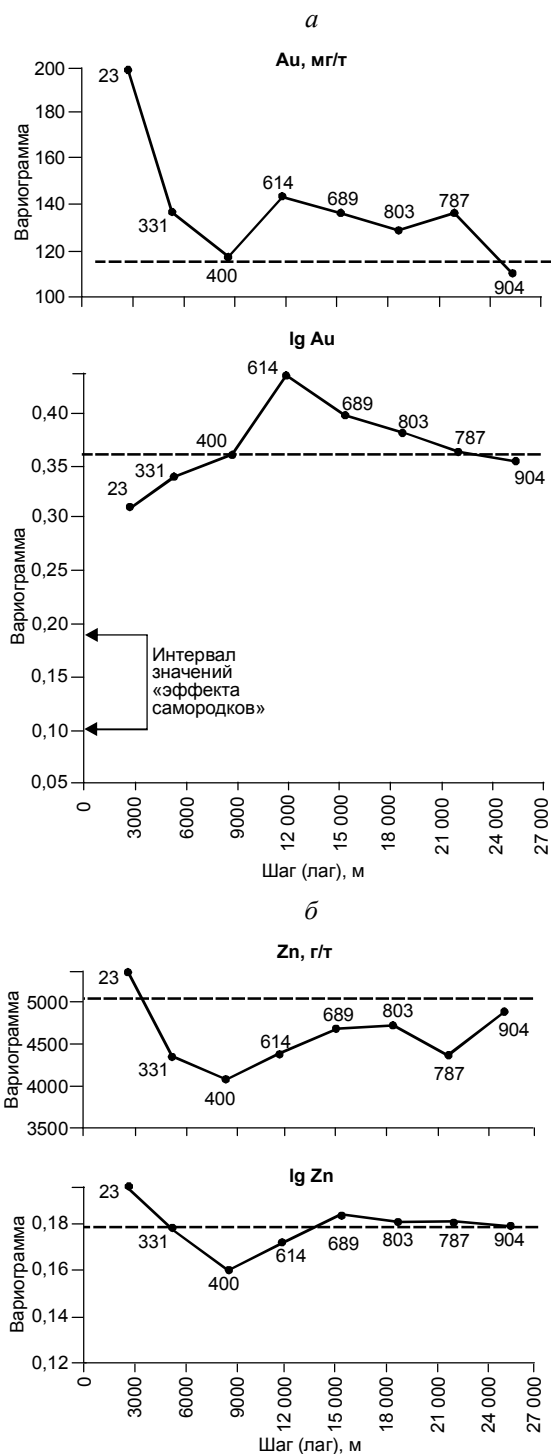
3. Подтверждены ли независимыми методами сведения о процессах, приведших к резкому (на 70% относительно фона) понижению содержаний золота в зонах обеднения?

Как указывают авторы, примерно в 40% случаев содержание золота в отобранных при съемке пробах не превышало нижнего предела определения метода, составлявшего 0,5 мг/т (что согласуется с приводимыми в статье табличными данными). В этом интервале неопределенных значений может существовать несколько статистических совокупностей, в которых пониженные относительно фона содержания золота обусловлены процессами рудообразования или сформировались вне связи с ними. Поэтому оценка доли вынесенного из фоновых областей золота не обоснована. Далее, авторы оценивают среднее содержание золота в зонах обеднения в 0,4 мг/т. Это значение, согласно описанию метода, использованного авторами, не достигает нижнего предела определения, а способ получения этой оценки или соответствующий источник сведений не раскрыты.

В описании результатов авторами (предположительно) приведены данные вычисления средней случайной ошибки анализа. В то же время, нет сведений о результатах анализа контрольно-повторных проб, т.е. о суммарной ошибке съемки. Выводы о морфологии геохимического поля не сопровождаются сведениями об алгоритме, использованном при интерполяции данных опробования при картировании. Наша оценка (экстраполяция) значения «эффекта самородков» вариограммы (ошибки съемки), построенной по данным авторов для логарифмов содержаний Au, находится в пределах 0,10–0,18. При этом выборочная дисперсия того же признака составляет 0,36–0,48 в зависимости от принятого способа замены значений, не превосходящих нижнего порога определения, что в принципе позволяет проводить интерполяцию данных с вероятностью >50% (рисунок, а). Однако при такой доле случайной ошибки в общей изменчивости признака (содержание Au) можно подобрать множество аппроксимирующих поверхностей, причем конфигурация одних будет согласовываться с концепцией авторов, а других — противоречить ей. Для цинка значение «эффекта самородков» оценить не удалось; во всяком случае, его значения (по результатам экстраполяции) могут значимо не отличаться от выборочной дисперсии (см. рисунок, б). Последнее обстоятельство не позволяет построить достаточно надежную для получения обоснованных выводов карту содержаний цинка в изолиниях. Отсутствие в авторском описании расчетного значения плотности пород и способа его оценки — последний из негативных фактов, отмечаемых при ответе на второй вопрос.

Упоминание об отличной сохранности первичных структурно-текстурных особенностей слабо метаморфизованных турбидитов в пределах рудного района (за исключением локальных зон тектонических нарушений), содержащееся в материалах сайта [3], свидетельствует не в пользу возможности экстракции из них 70% массы рудообразующих компонентов.

Итак, на три поставленных вопроса нами получены отрицательные ответы. По нашему мнению, используя имеющиеся в статье сведения, заинтересованный читатель не имеет возможности определить, лежит ли отмечаемый авторами эффект возникновения пространственно сопряженных зон обеднения и обогащения вне пределов ошибки метода его определения и связаны ли эти зоны генетически. Представляется, что приведенные выводы остаются гипотезой, реализация которой, как обоснованно подчеркивают авторы, сулит значительные практические результаты. Надеемся, что в будущем авторам удастся подтвердить ее исчерпывающим



Вариограммы содержаний золота (а) и цинка (б), построенные по данным региональной геохимической съемки [4]:

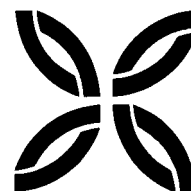
пунктирные линии — значения выборочной дисперсии; числа у точек — число пар; угол охвата 90°

доказательством. Благодарим их за щедро представленную в статье фактическую информацию и приглашение к дискуссии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

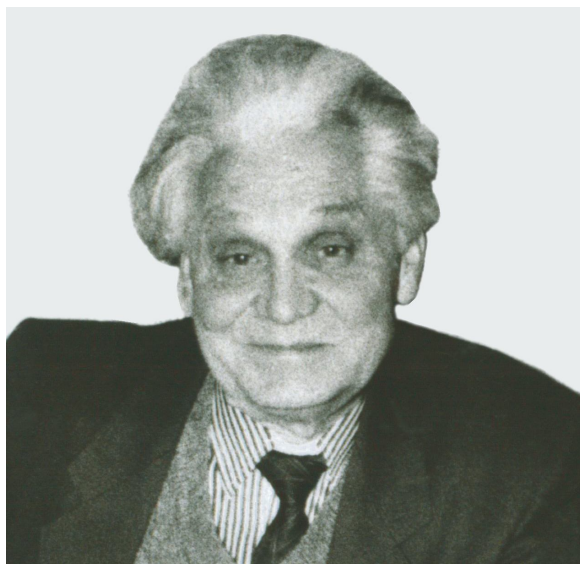
1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. – М.: Наука, 1981.
2. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: Недра, 1983.
3. Bendigo Mining Ltd., 2006, http://www.bmnl.com.au/our_operations/geology.htm.
4. Goldberg I.S., Abramson G.Ya., Haslam C.O., and Los V.L. Depletion and enrichment zones in the Bendigo gold field: A possible source of gold and implications for exploration // Econ. Geol. 2007. Vol. 102. P. 745–753.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



16 мая 2008 г. исполнилось 80 лет **Юрию Юрьевичу Воробьеву**, кандидату геолого-минералогических наук, заслуженному геологу РСФСР, внесшему большой вклад в создание минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых СССР и России, развитие методики геолого-экономической оценки и подсчета запасов.

За плечами Ю.Ю.Воробьева богатейшая производственная, организационная и научно-прикладная деятельность. С 1951 по 1969 гг., после окончания с отличием Казахского горно-металлургического института, он прошел большой путь от старшего геолога и главного инженера геологоразведочных партий Восточно-Казахстанского геологического управления и Алтайской геолого-съемочной экспедиции Мингео Казахской ССР до заведующего лабораторией Казахского института минерального сырья и главного геолога Сводного отдела минеральных ресурсов Мингео СССР.



Ю.Ю.Воробьев — первооткрыватель крупного Иртышского полиметаллического месторождения в Восточном Казахстане — послевоенного первенца. Он — автор ряда прогнозных карт Рудного Алтая, разрабатывал принципы и методы крупномасштабного прогнозирования, опубликовал более 20 научных работ. Его научные труды были использованы при составлении 41-го тома «Геология СССР».

С 1969 по 2006 гг. Ю.Ю.Воробьев бесценно трудился в ГКЗ СССР (России). С 1975 г. он — член коллегии Комиссии, на протяжении 30 лет возглавлял ее важнейшее подразделение — отдел металлов. За эти долгие годы Ю.Ю.Воробьев снискал глубочайшее уважение коллег по работе и российских геологов как талантливый специалист, профессионал высочайшего уровня, воспитатель высококвалифицированных кадров в области оценки месторождений твердых полезных ископаемых и экспертизы результатов геологоразведочных работ.

Заслуги Ю.Ю.Воробьева отмечены многими наградами — знаком «Первооткрыватель месторождения», юбилейной медалью «За заслуги в разведке недр», медалью «Ветеран труда», юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службе России», благодарностями и Почетными грамотами.

Коллеги Юрия Юрьевича и все общавшиеся с ним по работе с любовью и огромным уважением вспоминают о «седовласом мудреце».

Все геологи России и стран СНГ, кто в разные годы сотрудничал с Ю.Ю.Воробьевым — профессионалом высочайшего класса и просто хорошим человеком — сердечно поздравляют юбиляра, желают ему крепкого здоровья, благополучия в семье, долгих лет жизни.

*Коллегия ГКЗ Роснедра
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

23 августа 2008 г. исполнилось 70 лет доктору геолого-минералогических наук, специалисту в области геологии и методов поисков месторождений цветных металлов, старшему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов ЦНИГРИ **Александру Ивановичу Донцу**.

А.И.Донец трудится в институте более сорока лет после окончания Московского института цветных металлов и золота в 1961 г. и работы геологом в экспедициях Сахалина. Занимается изучением закономерностей размещения свинцово-цинковых руд, структурами рудных полей и месторождений. Им проведены минералого-геохимические и структурные исследования на ряде месторождений Озернинского рудного узла (Бурятия) и Хандзинского рудного поля (Южный Узбекистан). В 1972 г. защитил кандидатскую диссертацию, посвященную закономерностям размещения свинцово-цинкового оруденения в пределах Озернинского рудного узла.

В дальнейшем разрабатывал методы и методики прогнозирования и поисков (прогнозно-поисковые комплексы) месторождений свинца и цинка в карбонатных и вулканогенно-карбонатных формациях, изучал месторождения Якутии, Средней Азии и Казахстана, участвовал в работах по созданию многофакторных моделей месторождений цветных металлов, а также в разработке принципов прогноза месторождений на основе их ассоциаций с другими типами месторождений. Особенно плодотворными были исследования по проблеме парагенезиса свинцово-цинковых месторождений в осадочных бассейнах и нефти.

А.И.Донцом вместе с коллегами на основе систематизации обширной информации по отечественным и зарубежным объектам создана система моделей стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах — геолого-промышленные количественные, прогнозно-поисковые, параметрические, морфометрические, концентрационные, а также геолого-генетические, в которых месторождения рассматриваются как производные термальных хлоридных рассолов. В 2003 г. защитил докторскую диссертацию «Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах — типизация и основы прогноза».

Все исследования А.И.Донца увязаны с запросами практики, что привело к обнаружению новых рудоносных площадей. Он оказывал помощь геологическим службам Судана и Болгарии.

Результаты исследований А.И.Донца отражены во многих производственных отчетах и печатных трудах, в том числе в четырех монографиях.

А.И.Донец награжден медалью «Ветеран труда» и знаком «Отличник разведки недр».

Поздравляем Александра Ивановича с юбилеем, от всей души желаем крепкого здоровья, благополучия, новых творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

30 июля 2008 г. исполнилось 60 лет ведущему инженеру ЦНИГРИ **Евгению Степановичу Егорову**

Е.С.Егоров работает в институте с 1967 г. В 1973 г. без отрыва от производства окончил Московский геологоразведочный институт по специальности геофизические методы поиска и разведки месторождений.

С 1973 по 1991 гг. занимался изучением глубинного геологического строения рудных районов и полей по геолого-геофизическим данным с использованием моделирования сред на ЭВМ. Как полевой геолог-геофизик он работал в Мугоджарах, Забайкалье, на Южном Урале, Алтае, Енисейском Кряже. С его участием подготовлены прогнозные карты ряда рудных районов, которые на долгие годы определили направления геологоразведочных работ, разработаны одни из первых геофизических моделей колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского и холдинского типов, а также медистых песчаников. С 1991 г. в его обязанности входят компьютерное обеспечение деятельности отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов, оснащение современными программами практически всех видов работ с документами.

С 1995 по 1998 гг. Е.С.Егоров — зам. зав. отделом геологии, методов поисков и экономики месторождений цветных металлов, с 2006 г. — ведущий инженер этого же отдела.

В 2006 г. переведен на должность ведущего инженера в отдел компьютерных технологий и информатики, а с 2008 г. — в отдел научно-организационного и информационного сопровождения НИР и ГРР и маркетинга. Принимает участие в издании периодики и монографических трудов института.

Поздравляем Евгения Степановича с юбилеем, желаем доброго здоровья, больших творческих успехов.



Редколлегия журнала

4 июля 2008 г. исполнилось 70 лет старшему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов, кандидату геолого-минералогических наук **Виктору Николаевичу Сорокину**.

После окончания в 1961 г. Московского института цветных металлов и золота В.Н.Сорокин работал в аэропартии Волковской экспедиции 1-го Главного управления Минсредмаша. С 1962 г. по настоящее время — сотрудник ЦНИГРИ.

В 60–70-е годы занимался изучением минералогии и структур Миндякского и Кумакского рудных полей, исследовал вещественный состав месторождений Калбы (Бакырчик и др.) в Восточном Казахстане, работал в Кочкарском золоторудном районе, в новой золоторудной провинции Южного Казахстана на месторождении Таскара.

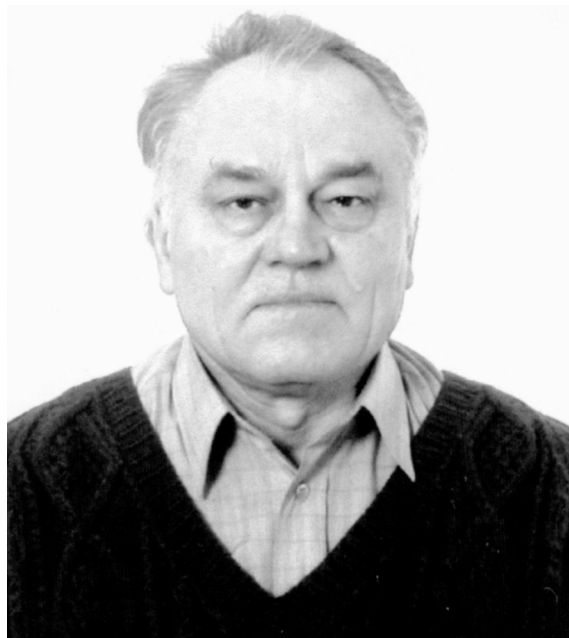
В 1970 г. защитил кандидатскую диссертацию. В 1973–1976 гг. был главным геологом по золоту группы обобщения в Алжирской Народно-Демократической Республике. По рекомендациям этой группы и при непосредственном участии В.Н.Сорокина в алжирской Сахаре было открыто золоторудное месторождение. Вернувшись на родину, проводил металлогенические исследования на золото в западной части Южного Тянь-Шаня.

В 1983 г. вновь откомандирован в Алжир, где участвовал в составлении геологической карты м-ба 1:50 000 в одном из районов Сахары. В дальнейшем работал на рудном поле Талдыбулак Левобережный и Боординском рудном узле. В последние годы изучает геологию и золотоносность территорий Дальнего Востока и Якутии.

В.Н.Сорокин — высококвалифицированный специалист-геолог, успешно применяющий свой богатый опыт при решении поставленных задач.

За многолетнюю работу он награжден медалью «Ветеран труда».

Поздравляем Виктора Николаевича с юбилеем, желаем ему здоровья, счастья, благополучия, дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

3 августа 2008 г. исполнилось 75 лет академику РАН, доктору геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов ЦНИГРИ **Виктору Борисовичу Чекваидзе**.

В.Б.Чекваидзе работает в институте с 1965 г. и является известным в нашей стране и за рубежом специалистом в области геологии, геохимии и методов поисков и прогноза месторождений цветных и благородных металлов. Он проводил исследования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Кавказа, Гиссара, Болгарии в сопоставлении с рудными объектами Японии, Канады и других стран. Им впервые разработана формационная систематика околорудных метасоматитов большой группы месторождений цветных металлов, систематизированы морфогенетические типы рудных объектов, определены условия их формирования, методы прогноза и поисков. Выполнив разработку и усовершенствование методики минералого-геохимических методов поисков на примере золоторудных месторождений Центрально-Колымского региона, Урала, Казахстана, Узбекистана, Закарпатья и ряда других провинций, В.Б.Чекваидзе выдвинул положение о вещественных триадах — породно-минерально-элементных ассоциациях, закономерно повторяющихся на месторождениях разных формационных типов. На основе теоретических положений вместе с коллегами им разработана комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков и оценки золоторудных месторождений, а также обоснована и внедрена в практику поисковых работ ионно-потенциметрическая методика выявления геохимических ореолов и рудоносных зон глубоко скрытых месторождений.

В настоящее время выполняет работы по оценке перспектив золотоносности терригенных и черносланцевых комплексов Востока России. Постоянно участвует в работах по научному сопровождению ГРР, направленных на поиски месторождений золота в пределах Республики Карелия, Мурманской и Архангельской областей.

Все научные исследования В.Б.Чекваидзе тесно связаны с запросами практики и широко используются при проведении прогнозно-поисковых работ на цветные и благородные металлы на территории страны. Он выезжал с консультациями для оказания помощи геологическим службам Афганистана, КНР, Болгарии, Чехии.

В.Б.Чекваидзе — автор более 200 печатных трудов, в том числе семи монографий. Он — член Ученого совета ЦНИГРИ, член диссертационных советов ЦНИГРИ и МГУ, методического совета отдела металлогении, лауреат премии им. М.Б. и Н.И.Бородаевских (1999 г.).

Поздравляем Виктора Борисовича с юбилеем, от всей души желаем крепкого здоровья, благополучия, новых творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Итоги научно-практической конференции «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений — достижения и перспективы», проведенной 20–22 мая 2008 г. в соответствии с приказом Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) от 15.11.07. № 1624

Организаторы конференции: Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ) и Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ФГУП ЦНИИГеолнеруд) при поддержке Российского геологического общества (РосГео), Российской академии естественных наук (РАЕН) и Международной академии минеральных ресурсов (МАМР).

Цель конференции:

повышение эффективности реализации мероприятий по воспроизводству и использованию отечественной МСБ, предусмотренных «Долгосрочной государственной программой изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2005–2010 гг. и до 2020 г.)».

В конференции приняли участие 230 ученых и специалистов, представляющих более 70 организаций и предприятий Роснедра, РАН, вузов, недропользователей. Перед началом работы издан сборник тезисов 216 докладов. На шести заседаниях заслушано 58 устных докладов. На стендовой сессии продемонстрированы 166 докладов по трем разделам: результаты ГРП и альтернативные МСБ (50 докладов); модели месторождений (36 докладов); методы, методики и технологии ГРП (80 докладов).

В докладах, представленных на конференцию, рассмотрен широкий круг актуальных вопросов дальнейшего повышения результативности и эффективности ГРП. В их числе: стратегия использования и воспроизводства МСБ; научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений, включая модели месторождений и рудообразующих систем, методы и технологии прогноза, поисков и оценки месторождений, состояние и перспективы развития МСБ регионов, территорий, рудных районов, новые и нетрадиционные типы месторождений, альтернативные МСБ.

Конференция отметила необходимость:

актуализации стадийности ГРП в соответствии с вновь введенной классификацией прогнозных ресурсов и запасов; формирования требований к результатам и качеству ГРП по стадиям; восстановления стадии ГСР (ГДП)-50 с общими поисками в качестве основы создания поискового задела;

восстановления систем мониторинга и периодической переоценки прогнозных ресурсов, выявляемых при всех видах отечественного недропользования; разработки соответствующих регламентов; введения в госстатотчетность (2-ЛС) конкретных значений прогнозных ресурсов, выявляемых внебюджетными недропользователями и иллюстрирующих результативность соответствующих ГРП;

усиления научного и научно-методического опережения (НИР), в первую очередь:

создания программно-целевых систем прогноза, поисков и воспроизводства МСБ ведущих полезных ископаемых на основе актуализированных комплексных моделей месторождений;

систематизации поисковых обстановок для ведущих полезных ископаемых с формированием баз данных и банков эталонов для оптимизации проектов ГРП;

разработки методики создания и использования «многослоевых систем» оценки перспектив рудоносности;

уточнения регламента опережающих геохимических работ с целенаправленной ориентировкой на локализацию перспективных для поисковых работ площадей и расширение поискового задела;

повышения требований к возможным исполнителям заказов на федеральные ГРП в части обеспечения ожидаемых по проектам результатов работ (выявление прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_1 , возможно, запасов категории C_2);

постепенного «утяжеления» федеральных ГРП за счет проведения оценочных работ на отдельных участках недр перед передачей во внебюджетное недропользование;

решения вопроса об оперативном химико-аналитическом обеспечении федеральных ГРП (в рамках и сроках этапов исполняемых проектов);

выделения наиболее приоритетных проектов ГРП, направленных на выявление крупнообъемных месторождений, а также обеспечивающих региональные программы социально-экономического развития, включая создание новых центров горнодобывающей промышленности.