

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

3/2014

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Б.К.Михайлов

Зам. главного редактора А.И.Иванов
Зам. главного редактора Н.И.Назарова

Б.И.Беневольский
В.И.Ваганов
С.С.Вартанян
А.В.Волков
А.А.Головин
Ю.К.Голубев
В.С.Звездов
П.А.Игнатов
С.Г.Кряжев
В.В.Кузнецов
Д.А.Куликов
Г.А.Машковцев
И.Ф.Мигачев
Г.В.Ручкин
Г.В.Седельникова

УЧРЕДИТЕЛЬ

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

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

Москва ЦНИГРИ 2014

Руды и металлы
№ 3 – 2014

ISSN 0869–5997

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Журнал по решению ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации включен в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук»

Редакция: *Н.И.Назарова, Г.В.Василова*
Верстка и оригинал-макет: *Т.В.Лукина*

Сдано в набор 26.05.14 г.
Подписано в печать 02.06.14 г.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП «ЦНИГРИ»
Телефон: 8 (495) 315-28-47
Факс: 8 (495) 315-43-47
E-mail: rudandmet@yandex.ru, rudandmet@tsnigri.ru

Сайт Научной Электронной Библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП «ЦНИГРИ»: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2014

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Applied metallogeny

Варгунина Н.П., Кулаков Ф.В., Данильченко В.А.
Перспективы золотоносности западной и центральной частей Чукотской провинции по результатам региональных геохимических работ

5

Vargynina N.P., Kulakov F.V., Danilchenko V.A.
Prospects of gold-bearing in the western and central parts of the province Chukotka by the results of regional geochemical works

Макеев С.М.

Пространственная корреляция гравитационного поля и золоторудных объектов Енисейского кряжа

17

Makeev S.M.

Spatial correlation of the gravitational field and gold objects of the Yenisei ridge

Строение рудных месторождений

Anatomy of ore deposits

Миронов А.А.

Геологическое строение и поисковая модель Харанурского месторождения золота в корях выветривания, Восточные Саяны

27

Mironov A.A.

Kharanur gold deposit in the weathering profile sequence, East Sayan: Geology and exploration model

Чернышов Н.М., Понамарева М.М.

Особенности распределения благородных металлов в коре выветривания железорудных месторождений Курской магнитной аномалии

34

Chernyshov N.M., Ponamareva M.M.

Features of the distribution of noble metals in the weathering crust of iron ore deposits of Kursk Magnetic Anomaly

Игнатов П.А., Шмонов А.М., Новиков К.В., Кряжев С.Г., Ковальчук О.Е., Разумов А.Н.

Ореолы углекислого газа в карбонатных породах, вмещающих дайково-жильные кимберлитовые тела Накынского поля Якутии

39

Ignatov P.A., Shmonov A.M., Novikov K.V., Kryazhev S.G., Koval'chuk O.E., Razumov A.N.

The occluded carbon dioxide aureole of the dike-veins kimberlites of Yakutian Nakyn kimberlite field

Барнов Н.Г.

Типы рубиновой минерализации Памира на примере месторождения Снежное

47

Barnov N.G.

The types of ruby mineralization the Pamirs in the example Snezhnoye field

Крупнообъемные месторождения золота в черносланцевых толщах — геолого-структурные, генетические, геохимические особенности, технологии обработки руд

High-tonnage low-grade gold deposits in black shales: structural and genetic features, geochemical signatures, specialties of metallurgy

Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М., Яблокова С.В., Арефьева В.И.

Уникальное промышленное золото-сульфидное месторождение Олимпиада в верхнепротерозойских терригенных отложениях

51

Novozhilov Yu.I., Gavrilov A.M., Yablokova S.V., Aref'eva V.I.

The unique Au-sulfide deposit Olympiada in Neoproterozoic terrigenous sequence

Ганжа Г.Б., Развозжаева Э.А.
Органическое вещество в осадочных породах
Вернинского золоторудного месторождения,
Патомское нагорье

65

Ganzha G.B., Razvozhayeva E.A.
Organic substance in sedimentary rocks of Ver-
ninskoye gold deposit, Patom uplands

Дискуссии

Discussions

Фомин Ю.М.
Генезис Попигайской алмазоносной структуры

74

Fomin Yu.M.
Genesis of Popigai Diamond Structure

Поздравляем с юбилеем

Our congratulations

Е.А.Козловского

78

E.A.Kozlovskiy

Памятные даты

Memorable dates

К 100-летию Ю.П.Казакевич

80

100-th of Yu.P.Kazakevich



УДК 553.411:550.4 (571.651)

© Н.П.Варгунина, Ф.В.Кулаков, В.А.Данильченко, 2014

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ЧУКОТСКОЙ ПРОВИНЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТ

Н.П.Варгунина, Ф.В.Кулаков, В.А.Данильченко (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Рассмотрены особенности состава и строения региональных геохимических ореолов золоторудных районов Западной и Центральной Чукотки, факторы золотоносности и дальнейшие перспективы изученной территории.

Ключевые слова: рудные районы, региональные геохимические ореолы, аномалии, факторы золотоносности, перспективные участки.

Варгунина Надежда Павловна, Кулаков Филипп Викторович, Данильченко Виктор Александрович, blagmet@tsnigri.ru

PROSPECTS OF GOLD-BEARING IN THE WESTERN AND CENTRAL PARTS OF THE PROVINCE CHUKOTKA BY THE RESULTS OF REGIONAL GEOCHEMICAL WORKS

N.P.Vargynina, F.V.Kulakov, V.A.Danilchenko

Are considered the features of composition and structure of regional geochemical auras gold-ore areas of the Western and Central Chukotka, are established the factors of gold-bearing and the further prospects.

Key words: ore areas, regional geochemical auras, anomalies, factors gold-bearing, prospects.

Авторами обработаны аналитические данные 176 тысяч геохимических проб по фондовым материалам. Пробы отбирались в разные годы (1988–1991 гг.) по потокам рассеяния и вторичным ореолам в м-бах 1:200 000–1:50 000 в западной и центральной частях Чукотской золоторудной провинции (листы R-57–R-60, Q-57, Q-58) (материалы И.В.Депарма, Ю.Р.Добротинина, Г.Ф.Журавлева, А.П.Кириллова, Е.И.Козлова, А.В.Кукорева, А.А.Матвеева, Г.Н.Мясникова, Е.Е.Мясниковой, В.А.Пахомова, В.А.Сдерегина, С.И.Сухого, С.Э.Тоболича и др.). Для довольно крупных фрагментов площади, включающих некоторые рудные районы (Аскетовский, Алискеровский, Илirianский, Ярапваамский, Тауранский, Гребневый), геохимическая информация отсутствует, а для некоторых рудных районов (Верхне-Кричальский, Кэпервеемский, Сапрский) количество собранных аналитических данных недостаточно для корректной их интерпретации.

По центральной части территории (листы R-58, R-60) ранее была составлена прогнозно-геохимическая основа м-ба 1:1 000 000 (Ю.Н.Николаев и др., 2005 г.) и проведена оценка золоторудных узлов и полей [1, 2]. При металлогеническом районировании и интерпретации геохимической зональности авторы опираются на структурный метод С.А.Григорова [3, 4]. При этом снижение уровня (числа) случай-

ных и технических помех достигается методом «скользящего среднего» [5] при окне осреднения исходных данных размером от 10×10 до 2×2 км. Сотрудниками ЦНИГРИ (С.Ф.Стружков и др., 2009 г.) металлогеническое районирование выполнено на основе обобщения геолого-структурной, геофизической, минералогической, метасоматической и геохимической информации. Ряд золоторудных узлов был переведен в ранг рудных районов, изменены их пространственное положение, границы и количество.

Для геолого-структурной, метасоматической и минералогической характеристик выделенных нами геохимических аномалий использованы геологические карты Северо-Востока СССР м-ба 1:500 000, составленные Предприятием № 15 по картам м-ба 1:200 000 (1982–1983 гг.).

Рассматриваемая территория вытянута в восток–северо-восточном направлении на 950 км, с юга ограничена образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). На большей ее части развиты триасовые углеродсодержащие терригенные породы, на юго-западе и юге — триасовые, юрские и нижнемеловые терригенные, реже вулканогенно-осадочные и вулканогенные. Площади с вулканогенными образованиями занимают менее эродированные периферические части золо-

тоносных районов Чукотки с типичными для этого региона объектами (золото-кварцевые и золото-сульфидные). Здесь возможно выявление скрытых, перекрытых и слабо эродированных крупнообъемных месторождений.

На территории проявлен ранне- и ранне-среднетриасовый магматизм анюйского (габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-долериты, долериты), раннемеловой гранодиорит-гранитного и позднемеловой монзонит-гранитного комплексов.

Сведения о золотонности территории и характерных геолого-структурных обстановках заимствованы из отчета Ю.Н.Николаева и др., 2005 г. Наиболее важное полезное ископаемое — золото. На территории обнаружены четыре месторождения: Каральвеевское, Рывеевское с участками Совиный и Дор золото-кварцевой формации, мелкое Озерное антимонит-кварцевого типа золото-кварц-сульфидной формации, золото-сульфидное Майское. Кроме того, известны 40 рудопроявлений и более 200 проявлений минерализации золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-редкометалльной, золото-сульфидной, золото-серебряной формаций. Повышенные концентрации золота фиксируются также на оловянно-серебро-полиметаллических и медно-молибденовых объектах.

Все золоторудные объекты тяготеют к крупным антиклинальным структурам мезозой, к которым приурочены выходы малых и средних по масштабу гранитоидных массивов, поясов интрузий и даек. Размещение антиклинальных структур и интрузивных тел контролируется зонами продольных по отношению к складчатости глубинных разломов. Благоприятны для рудоотложения в терригенных породах следующие позиции: наличие разрывных нарушений на крыльях структур, замков и крыльев поперечных складок, флексурных перегибов, очаговых интрузивно-купольных структур. До 70% золотого оруденения локализовано в толщах частого переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Помимо золоторудных, на территории известны оловянные, вольфрамовые, ртутные, золотосодержащие медно-молибденовые и олово-серебро-полиметаллические объекты, а также рудопроявления и проявления минерализации серебра, молибдена, висмута, сурьмы, мышьяка, свинца, цинка, меди. В районе развиты золотые и оловянные россыпи.

Проведенная нами обработка геохимических данных включала построение карт аномалий Au и элементов-спутников золотого оруденения (As, Ag, Sb, Bi, Pb, Zn, Cu, W, Sn, Hg, Ba, Mo) в м-бе 1:500 000, расчет статистических параметров и коэффициентов ранговой корреляции элементов, вы-

явление типоморфных геохимических ассоциаций и оценку перспектив золотого оруденения. Местный фон определен по выборке из 995 проб. В сравнении с кларком осадочных пород установлены повышенные в 2–3 раза содержания Sn, Zn, W, в 1,3–1,6 раз Bi, Ba, As, Pb. Близкларковые (1,2–0,9) концентрации характерны для сидерофильных элементов Ti, Co, Cr, Mn, Ni, V. Несколько понижены относительно кларка фоновые содержания Ag, Cu (0,8), Li (0,7). Наиболее низкие фоновые содержания имеют Hg (0,1), Au (0,16), Be (0,3). В фоновой выборке на основе коэффициентов ранговой корреляции выделены следующие геохимические ассоциации: Pb–Zn–Cu–Co; Pb–Zn–Cu–Sn; Pb–Zn–Co–Mo; Ag–Sn–Li; As–Co–Mn; Co–Ni–Cr–V. Положительные корреляционные связи имеют W–Bi, Be–(As, Bi), отрицательные — Ba–(Pb, Cu, Li, V). Геохимические ассоциации и повышенный фон большинства составляющих их элементов косвенно указывают на проявление гидротермально-метасоматической полиметаллической и редкометалльно-полиметаллической минерализации в осадочных породах. Корреляция Au с другими элементами не выявлена, так как в большинстве проб фоновой выборки его содержание 0,001 г/т, что равно порогу чувствительности химико-спектрального анализа. В 17 500 пробах содержания Au ниже порога чувствительности. В связи с недостаточно высокой чувствительностью определения Au невозможно установить наличие и положение ореолов выноса.

Распределение ореолов Au в золоторудных районах и аномалиях отображено на рис. 1. Наряду с показанными слабоконтрастными (0,002–0,009 г/т) и контрастными (0,01 г/т и более) ореолами Au, отмечается наличие точек с высокоаномальными концентрациями (ВАК от 0,1 до 1 г/т и более). В рудных районах, кроме золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений, определяющих промышленную ценность территорий, многочисленны проявления и точки минерализации других минеральных типов — золото-сурьмяных, золото-медно-порфировых, золото-серебряных, золото-серебро-мышьяковых, оловянных, золото-вольфрамовых, а также свинцовых, висмутовых, молибденовых, ртутных. Это нашло отражение в приведенном ниже элементном составе типоморфных ассоциаций для рудных районов (в скобках — кларки концентраций): Тополево-Хетачанский — Au (5,3)–As (3,4)–Zn (2,7); Иннахский — Au (32)–As (29)–Cu (15); Верникайвеевский — Au (90)–Sb (8)–W, Bi (7)–As (4,8)–Zn (4,3); Погынденский — Au (15)–W (4)–Zn (3,5); Гремучинский — Au (24,4)–As (13,3)–W (12,5)–Bi, Zn (4,6)–Sn (3); Весеннинский — Au (11,6)–Cu (3,3)–Pb (2,6)–

Zn (2); Бургахчанский — Au (11,6)–As (3,4)–Cu (2,6)–Zn (2,2)–W (2); Стадухинский — As (13)–Au (11)–W (4); Ичувеемский — Au (15)–W (6,7)–As (5,7)–Bi (4,3)–Pb (3,6); Майский — Be (58)–W (36)–Au (23)–Sn (20)–Pb (11)–As, Bi (5). Присутствие As и Cu в типоморфной ассоциации связано соответственно с золото-сульфидным и золото-медно-порфировым типами оруденения, повышенные концентрации W, Be, Sn, Sb, Pb, Zn — с наличием в рудах или проявлением на площади редкометальной, антимонитовой и свинцово-цинковой минерализации.

На всей изученной территории развиты *контрастные аномалии Au*. В западной, северной и восточной ее частях внутри довольно крупных слабоконтрастных полей неравномерно рассеяны локальные (0,2–0,9 г/т) и точечные (1–100 г/т) высококонтрастные аномалии. Ореолы Au сопровождают известные золоторудные районы, рудопоявления и точки минерализации, а также оловянные и ртутные объекты. Более 30 аномалий выделены за пределами рудных районов. По площади они соответствуют потенциальным рудным районам и рудным узлам.

Первоочередное внимание уделено аномалиям больших размеров вблизи рудных районов, включающим золоторудные проявления, пробы с ВАК, комплексные геохимические ореолы. Вблизи юго-восточной границы Кэнельвеемского района и преимущественно за его пределами расположены довольно крупная *аномалия 4* площадью 25×(10–15) км, включающая точки проявления золото-серебряной и серебро-сурьмяной минерализации, и две пространственно сближенные с ней аномалии. Эти три аномалии, приурочены к западному крылу антиклинальной структуры, сложенной девонскими, триасовыми и юрскими терригенными отложениями. В ядре структуры обнажается крупный гранитоидный массив, расположенный за пределами аномальной площади. Вмещающие породы пересечены дуговыми разломами северо-восточной ориентировки и заключенными между ними субмеридиональными разломами, в зоне влияния которых находятся сурьмяно-золото-серебряное проявление Кытэп-Гуйтеньрывеем и точки золотой и золото-серебряной минерализации. Рудные объекты локализованы в триасовых терригенных породах в зоне субмеридионального дугового разлома недалеко от его пересечения восток–северо-восточным нарушением. Аномалии Au сопровождаются небольшими аномалиями Zn и Cu, локальными Sb. Пространственно сопряженные аномалии 5 и 6 находятся во внутреннем полукольце Погынденского, Кэпэрвеемского и Пололого рудных районов. В этой аномальной области развиты протяженные площадные контрастные ореолы Au.

В центре *аномалии 5* протяженностью 47 км и шириной 5–7 км отмечается северо-северо-восточное нарушение, к западу от которого в каменноугольных породах на некотором удалении от крупной гранодиоритовой интрузии многочисленны проявления золото-кварцевой, золото-серебряной и серебряной минерализации. К востоку от нарушения в триасовых терригенных породах, пронизанных мелкими пластовыми телами габброидов, локализованы золото-кварцевые проявления и золотые россыпи. Выделенные в пределах аномалии участки с ВАК находятся в основном вблизи точек с рудной минерализацией. В контуре аномалии выявлены ореолы Ag, Pb, Zn, Ba, Sn, Bi, Cu. Типоморфная геохимическая ассоциация — Au (25)–As (3)–Zn (2,8). Содержания W, Sn, Bi в 2–2,5 раза превышают кларк осадочных пород. Наиболее сильные корреляционные связи отмечаются у Au–Sn, Ag–Sb–As, Pb–Bi, Cu–Zn, Mn–Ni–Co. Геолого-геохимические факторы позволяют рассматривать аномалию 5 как перспективную на обнаружение потенциального рудного района.

Аномалия 6 приурочена к верхнетриасовым терригенным породам, которые в центре аномалии перекрыты юрскими терригенными отложениями. В сравнении с аномалией 5 геологические образования в ней менее эродированы. Протяженность аномалии 65 км, ширина от 2 до 12 км. Породы секут субширотный и сопряженный с ним северо-северо-восточный разломы. В южной части аномалии они заключены между параллельными северо-западными нарушениями. На площади аномалии девять точек с ВАК, расположенных преимущественно в приразломной области, группируются в субширотную полосу, примыкающую на западе к Погынденскому рудному району. Au на этом участке ассоциирует с точечными высококонтрастными ореолами Be, содержания которого варьируют от 3 до 500 г/т. Последние предположительно обусловлены неглубоким залеганием кровли нескрытого гранитоидного массива и проявлением процесса грейзенизации в надинтрузивной области. Из элементов-спутников установлены Ag, As, Sb, Zn, Pb, Cu, Sn, W, Mo, локальные положительные ореолы Ba на фоне ореолов выноса. Типоморфная геохимическая ассоциация — Au (21)–Be (13)–Zn, W (3). Содержания Bi, Sn, Pb в 1,5–2 раза превышают кларк. Подобная геолого-геохимическая ситуация благоприятна для обнаружения скрытого золото-редкометально-полиметаллического оруденения.

Практический интерес представляет аномальное поле, включающее три контрастные *аномалии 7, 8, 9*, расположенные внутри слабоконтрастного ореола и локализованные в зоне влияния крупного северо-

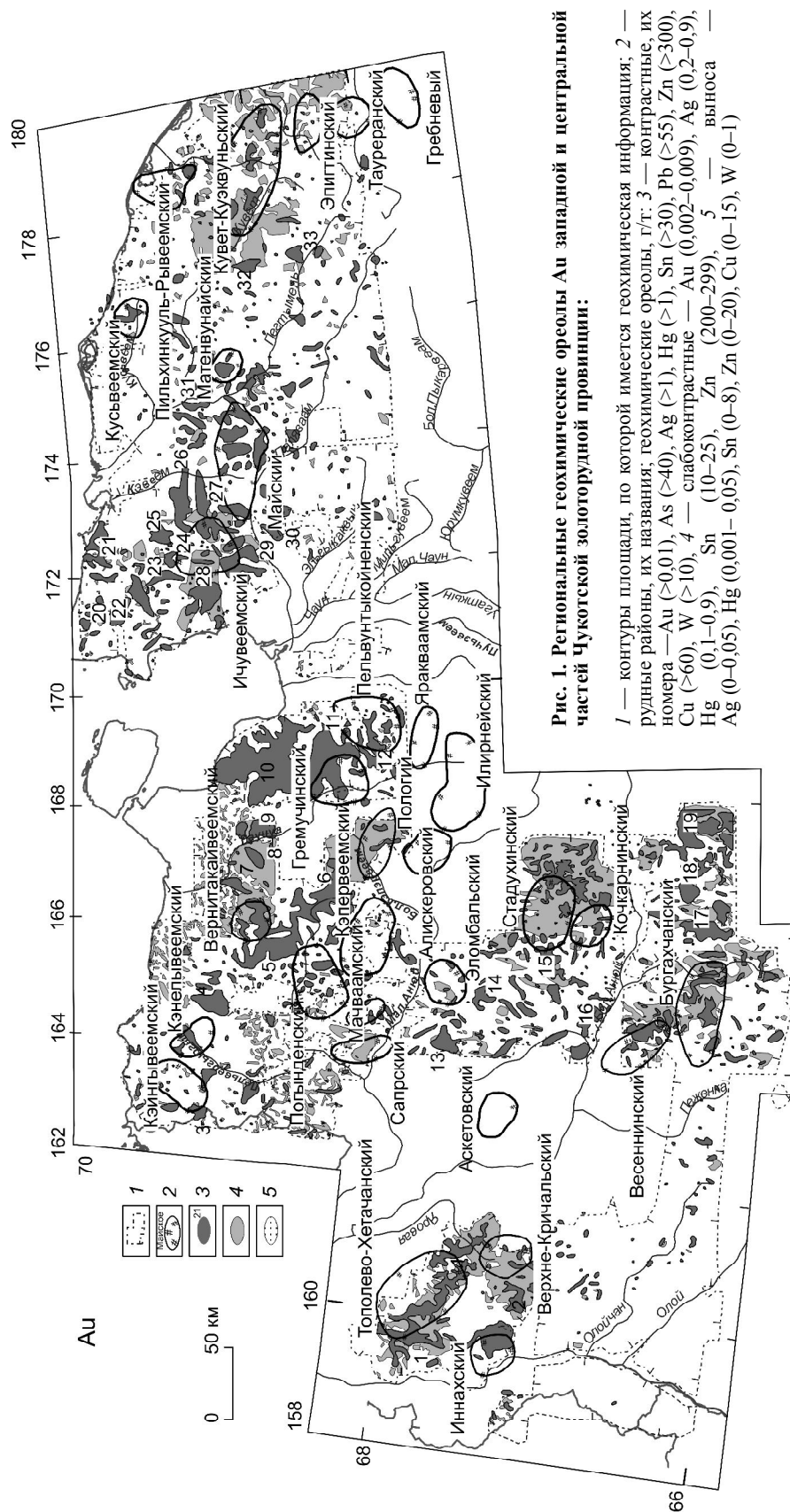


Рис. 1. Региональные геохимические ореолы Au западной и центральной частей Чукотской золоторудной провинции:

1 — контуры площади, по которой имеется геохимическая информация, 2 — рудные районы, их названия; геохимические ореолы, г/т. 3 — контрастные, их номера — Au (>0,01), As (>40), Ag (>1), Hg (>1), Sn (>30), Pb (>55), Zn (>300), Cu (>60), W (>10), 4 — слабоконтрастные — Au (0,002–0,009), Ag (0,2–0,9), Hg (0,1–0,9), Sn (10–25), Zn (200–299), 5 — выноса — Ag (0–0,05), Hg (0,001–0,05), Sn (0–8), Zn (0–20), Cu (0–15), W (0–1)

западного разлома, отделяющего триасовые терригенные породы от нижнемеловых. Аномалии вытянуты в близмеридиональном и северо-восточном направлении, их размер соответственно 12×22 , 7×17 , $(7-10) \times 29$ км. Все они приурочены к антиклинорию, ядро которого сложено триасовыми отложениями, а крылья — меловыми. Вблизи юго-западной границы аномалии 7 на контакте меловых и юрских отложений расположена точка золото-мышьяк-кварцевой минерализации, в пределах аномалии 8 отмечаются многочисленные точки с ВАК. Наиболее крупная по площади аномалия 9 локализована на юго-восточном замыкании антиклинория. Ее границы совпадают с областью распространения триасовых отложений, а на юго-западе и северо-востоке контролируются северо-западными тектоническими нарушениями.

Помимо Au, в аномальном поле наблюдаются Ag, As, Bi, Pb, Cu, W, Sn, Zn, Ba. Аномалии имеют следующие геохимические характеристики. Ряд элементов, ранжированных по кларкам концентрации, в аномалии 7: Au (12)–As (9,6)–Sb (8)–Bi, W (7,3)–Zn (6)–Sn (5)–Pb (3,8). Средние содержания Cu, Li, Ti, Co, Nb, Ag, Mo, Ba в 1,6–1,2 раза превышают кларк в осадочных породах. Многие рудогенные элементы имеют положительные корреляционные связи: Au–Ag, Au–Co, Ag–Pb–Bi, Ag–Cu–Bi, Pb–Bi–Sn, Zn–Mo–Ni,

Cu–As–Sn–Bi, Bi–Sn–W, Co–Ni–Mo, Ba–Mo–Co. В аномалии 8 ряд элементов — Au (32)–Sb (8)–W (6)–As (4)–Zn, Pb (2,8)–Bi (2). Содержания Sn, Ti, Ag в 2–1,5 раза превышают кларк. Положительные корреляционные связи имеют Au–Ag–Pb, Au–Cu–Mo, As–Cu–Mo–Ni, Cu–Sn, W–Co, Ba–Co–Mo–Mn. В аномалии 9 уменьшаются содержания Au при существенном возрастании содержаний W, ряд элементов — W (16)–Sb (8,8)–As (5,3)–Au (3,7)–Zn (3,4)–Pb (2,8)–Bi (2,2). Содержания Sn, Ti, Co, Li, Nb, Cu в 1,8–1,4 раза превышают кларк. Положительные корреляционные связи имеют Au–Y, Sc, Yb и Ag–Pb–Zn–As–Bi–Sn, Cu–As–Bi–Zn–Mo, Sb–Zn–Sn, W–Mo–Co–Ni. Присутствие во всех аномалиях повышенных концентраций W, Sn, Bi, скорее всего, связано с положением аномального поля в надвнутрузивной области в зоне контактового метаморфизма, что обуславливает наличие редкометальной составляющей в составе предполагаемого оруденения и сопровождающих его ореолов. Данное поле может рассматриваться как потенциальный рудный район, а слагающие его аномалии как потенциальные рудные узлы.

В верхнетриасовых породах мачваваамской свиты южной части Гремучинского рудного района расположено золото-сурьмяное рудопроявление Эльвений, относимое к золото-сульфидной формации. Вмещающие слабометаморфизованные углеродистые песчано-сланцевые отложения приурочены к предполагаемой надвнутрузивной зоне (Ю.Н.Николаев и др., 2005 г.). Рудопроявление сопровождается узким контрастным ореолом Au, небольшими контрастными ореолами Ag, As, Sb, Bi, Zn, Sn, W и ореолами выноса Hg. По многим признакам оно сопоставимо с Майским золото-сульфидным месторождением. В них сходны минеральный состав руд (тонкодисперсное золото в сульфидах, арсенопирит, антимонит), морфология рудных тел (золотоносные минерализованные зоны дробления с кварц-арсенопирит-антимонитовыми жилами и прожилково-вкрапленной минерализацией), углеродистый песчано-сланцевый состав вмещающих пород, поздне-триасовый возраст оруденения (на Эльвенийском рудопроявлении вмещающая толща менее эродирована), принадлежность к предполагаемой интрузивно-купольной постройке. На обоих объектах отмечается полиформационный характер рудной минерализации. На Майском — это совмещенная в общих рудоносных структурах промышленная золото-сульфидная и рассеянная редкометальная (шеелит, вольфрамит, молибденит) минерализация, на Эльвенийском — несколько разобщенная в пространстве — золото-сурьмяная, вольфрамовая

и серебряная. Перечисленные факторы позволяют считать данную территорию перспективной на обнаружение слабо эродированного крупнообъемного месторождения золота.

Группы небольших аномалий 13–16 занимают внутреннюю полукольцевую структуру, окруженную Эломбальским, Стадухинским, Кочкарнинским и Весеннинским рудными районами. Аномалии приурочены к нижнемеловым (камешковская свита) и верхнетриасовым терригенным породам, пересеченным северо-западными разломами. Здесь, наряду с терригенными, развиты вулканогенные породы ОЧВП и габбро-сиенит-монцитонитовые интрузии едгэгкычского комплекса, с которым связано золото-медно-порфировое оруденение. Аномалиям Au сопутствуют Ag, Zn, Cu, Hg. Сближенные аномалии 15, 16 расположены в крупной тектонической структуре, с северо-запада ограниченной надвигом, а с юго-запада и северо-востока крупными разломами северо-западной ориентировки. На площади аномалии 16 имеются золотые россыпи с локальным участком ВАК и золото-медно-порфировым проявлением.

Площадь аномалий 17–19 в непосредственной близости от восточной границы Бургахчанского района сложена нижнемеловыми терригенными, туфогенно-осадочными и вулканогенными породами ОЧВП. Породы пересекаются дуговыми, кольцевыми, субмеридиональными и протяженными северо-восточными и восток–северо-восточными разломами, прорваны мелкими гранитными и гранодиоритовыми интрузиями. В пределах аномалии 17 фиксируется большое количество точек и проявлений золото-кварцевой (Зеркальное и Тополевая), золото-серебряной (Ничекваам), золото-полисульфидно-кварцевой минерализации, локализованных в зонах околоинтрузивного метаморфизма, гранодиоритовых массивах и зонах влияния разнонаправленных разломов. Она сопровождается крупным ореолом Cu. Расположенная восточнее в аналогичной геолого-структурной обстановке аномалия 18 включает золото-кварцевые точки минерализации и золото-полисульфидно-кварцевое проявление, сопровождаемое ВАК. В поле наиболее крупной аномалии 19 между двумя близрасположенными ветвями северо-восточного разлома и двумя мелкими гранодиоритовыми массивами отмечаются большое количество точек минерализации и золоторудное проявление, южнее — точки золотой и цинковой минерализации, сопровождаемые ореолами с ВАК. Ореолы Au ассоциируют с ореолами Ag, As, положительными ореолами Pb, Zn, окруженными ореолами выноса, отмечаются единичные точки с высокими содержаниями Sb, Mo, W.

Аномалии 23–29, плотным кольцом окружающие Ичугеумский рудно-россыпной район, и *аномалии 30–31a* вблизи Майского рудного района отнесены нами к первоочередным. Они сосредоточены преимущественно в триасовых терригенных породах, имеют разные размеры и структурную ориентировку. В аномалии 23 отмечаются точки золото-кварцевой минерализации с ВАК. К востоку от месторождений Пыркакай и Нагорное расположена аномалия 24, включающая рудопроявление олова и точки оловянной, золотой, свинцовой и мышьяковой минерализации. Последние сопровождаются контрастными ореолами Au. Аномалия 24 находится в пределах региональной слабоконтрастной аномалии Ag и сопровождается ореолами: As, точечными Sb, слабоконтрастными Bi, W, контрастными Zn, Cu, Sn, выноса Ba, в северной части — положительным Pb, в южной — выноса. К югу от крупного северо-западного разлома аномалия 25 в триасовых терригенных породах ассоциирует с аномалией Sb. Юго-восточнее в сходной геологической обстановке находятся субширотные аномалии 26 и 27, включающие ореолы As, Sn, Hg, Zn, W, ореолы выноса Pb, Mo, Ba и пересекающие восточную периферию региональных ореолов Ag и Bi. К западной границе Ичугеумского района примыкает аномалия 28, связанная с россыпью золота вдоль северного притока р. Ичугеум и рассеянными западнее локальными ореолами. Аномалия 28 расположена внутри крупных площадных аномалий Ag, Bi, сопровождается узким потоком рассеяния Sb, небольшим контрастным ореолом Pb, крупными площадными ореолами Zn, Sn, W, ореолом выноса Ba.

На южном фланге Ичугеумского района находится аномалия 29, выходящая за пределы района и имеющая два ответвления. Аномалия приурочена к куполовидной антиклинали, сложенной верхнетриасовыми песчано-сланцевыми породами и нижнемеловыми вулканитами, в центральной части прорванными раннемеловыми гранитоидами Палянского массива. Породы пересекаются субмеридиональным и северо-западным разрывами, сочленяющимися на севере. Для западной ветви аномалии характерно значительное рассеяние аномальных точек Au. К ней приурочено Западно-Палянское ртутное месторождение. Рудная минерализация тяготеет к Восточному нарушению. При проведении ИМГРЭ в 70-х годах прошлого века геохимических опытно-методических работ на Западно-Палянском месторождении выделены контрастные ореолы As, минеральной формой которых считался обнаруженный на месторождении самородный мышьяк, количество которого не увязывалось с раз-

мерами и контрастностью геохимических ореолов. О.В.Вершковской в аншлифах было установлено, что песчаники содержат в большом количестве микровкрапленность тонкоиглочатого арсенопирита, аналогичного золотоносному арсенопириту на золото-сульфидном месторождении Олимпиада. Наличие ореола Au с точечными аномалиями с ВАК на ртутносной площади, возможно, обусловлено золотоносностью арсенопирита. Геологическая позиция Западно-Палянского месторождения, низкотемпературный гидрослюдисто-серицит-карбонатно-кварцевый состав околорудных метасоматитов, высококонтрастные точечные аномалии Au и As вблизи объекта, присутствие в большом количестве микровкрапленности арсенопирита позволяют ставить вопрос об опробовании на Au его руд. Изучение здесь золотоносности и возможность переоценки в комплексный золото-ртутный объект в настоящее время представляются актуальными. Анализы на Au на месторождении не проводились. Восточная ветвь аномалии 29 включает золото-кварцевое рудопроявление Палянгай и точки золотой, оловянной, сурьмяной, вольфрамовой, ртутной минерализации. В большом количестве отмечаются контрастные ореолы Au с точками ВАК. Для аномалии 29, наряду с Au, характерны ореолы Hg, As, Ag. Контур аномалии находится внутри региональной аномалии Bi, ореолов Zn и Sn.

Во вторую очередь рекомендуется рассмотреть аномалии с ограниченным количеством элементов-спутников и менее благоприятными геологическими условиями. *Аномалии 1, 2* на западе изученной территории приурочены преимущественно к вулканитам, в меньшей степени к терригенным породам. Аномалия 1 включает группу золото-серебряных объектов, которым сопутствуют ореолы As, Ag, Hg, Zn. Геохимическая специфика аномалии 2: Au (4)–Zn (2,4)–As (2,2).

К аномалиям с неясными перспективами отнесена наиболее крупная по площади *аномалия 10*, ограниченная на севере долиной р. Наглейнгинваам, на юге — Гремучинским рудным районом. Имеет общую субмеридиональную ориентировку с отдельными субширотными и субмеридиональными ответвлениями. Ее протяженность 60 км при ширине от 15 до 40 км. Благоприятная структурная позиция подчеркивается наличием в центральной части аномалии цепочки даек риолитов, южнее — малопротяженного северо-северо-восточного разлома и поперечных к нему даек риолитов и лампрофиров. В целом геологическая позиция площади с аномалией 10, сложенной нижнемеловыми терригенными породами, охарактеризована недостаточно, что затрудняет ее интерпретацию.

Между притоками р. Наглейнгинваам в нижнемеловых терригенных породах отмечается золото-кварцевое проявление с сопутствующим локальным контрастным ореолом Au. Аномалия Au сопровождается следующими зонально расположенными элементами-спутниками. Наиболее тесно пространственно связаны с Au положительные аномалии Zn, Mn, W, выноса Hg. Аномалии Ag, в меньшей степени As, Sn, Mo, Ba сконцентрированы преимущественно по периферии Au аномалии. Причем на севере наблюдаются ореолы выноса Ba, на юге — его контрастные положительные ореолы. Наличие аномальных концентраций большого количества рудогенных элементов и зональное строение их ореолов свидетельствуют о проявлении на площади гидротемального рудно-метасоматического процесса. Для корректной интерпретации данной аномалии необходимо проведение крупномасштабных геолого-структурных, метасоматических, минералогических и геохимических исследований. Не исключено обнаружение на данной площади слабоэродированного или скрытого оруденения.

Элементы-спутники золотого оруденения (рис. 2, 3). *Ореолы As* типичны для золоторудных (Иннахский, Тополево-Хетачанский, Вернитакэйвеемский, Гремучинский, Стадухинский, Кочкарнинский, Майский, Кувет-Куэквиныйский) и оловорудных (Куйвиеем-Пыркакэйский) районов, оловянных рудных узлов (Киберский, Ичаткинский, Певекский и др.), ассоциируют со многими аномалиями Au. В юго-восточной части территории образуют крупные субмеридиональные поля, поперечные к основным рудоносным структурам, в ассоциации с аномалиями Sn. Крупные аномалии As прослеживаются на востоке территории от южной границы к северу. На юге они локализируются преимущественно в породах жерловой фации верхнемеловых эффузивов ОЧВП. К ним тяготеют проявления и точки минерализации золота, олова, редко серебра. Мышьяк — характерный спутник различных минералого-геохимических типов золотого и оловянного оруденения, а также отмечается в связи с серебряными, сурьмяными, ртутными и редкометальными объектами. Структурная позиция ореолов As различна — они связаны как с главными рудовмещающими структурами северо-западной ориентировки, так и с поперечными — субмеридиональными и северо-восточными.

Широко развиты крупные слабоконтрастные *аномалии Ag*, контрастные встречаются редко и имеют небольшие размеры. Совместно со слабоконтрастными они наблюдаются во Вернитакэйвеемском районе. Общий ореол Ag сопровождает Куйвиеем-Пыркакэйский, Певекский оловоруд-

ные, Ичувеемский и частично Майский золоторудные и Полянский ртутный районы. Далее он прослеживается на юг до границы территории. Две контрастные аномалии Ag расположены в 10–15 км к северу и югу от Кенэпывеемского золоторудного района. Слабоконтрастные ореолы Ag характерны для многих золоторудных районов, часто их флагов. На юго-западе и востоке изученной площади они совмещаются со многими аномалиями Au и Sn.

Значительную часть территории занимают *ореолы выноса Ag*, что говорит о широком проявлении процессов перераспределения элемента при формировании ореолов. Они отмечаются на западе территории, прослеживаются вдоль южной границы и через Бургахчанский рудный район вплоть до северной границы. На востоке ореолы выноса Ag наблюдаются на большей части Майского района, к северу и юго-востоку от него, в междуречье Пегтымель и Паляваам, чередуясь с положительными ореолами.

Ореолы Sb из-за отсутствия аналитических данных на отдельных участках площади охарактеризованы фрагментарно. Для большей части территории, по которой имеется геохимическая информация, содержания Sb не превышают порог чувствительности анализа (10 г/т), принятый за фон. Содержания Sb 15 г/т и более рассматриваются в качестве аномальных. Отмечается тенденция к увеличению размеров ореолов в восточном направлении. На площади листа R-58 они рассеяны в виде локальных аномалий как на площади некоторых рудных районов, так и за их пределами. Ореолы Sb северо-западной и субмеридиональной ориентировки связаны с рудопроявлениями (Пологое, След, Бурное, Кытеп-Гуйтевьевеемское) и точками минерализации антимонита. На площади листа R-59 цепочка более крупных ореолов Sb северо-западной ориентировки отмечается вдоль восточной периферии Кувет-Куйвиеемского оловорудного района, частично совмещаясь с аномалиями Au 20, 25 и находящейся к западу от Ичувеемского района крупной Au-Sn аномалией 28. Крупная площадная аномалия Sb оконтуривает восточный фланг территории с севера и востока. На севере она тесно ассоциирует с аномалией Hg, на юге — частично с аномалиями As, Au, Bi и Sn и включает месторождение Пламенное, рудопроявление Корнет, единичные точки сурьяно-золотой и золото-серебро-сурьяной минерализации. Эта аномалия имеет поперечную ориентировку и приурочена, вероятно, к скрытому глубинному разлому.

Ореолы Sn максимальных размеров достигают в Куйвиеем-Пыркакэйском рудном районе, в западной части территории они практически отсут-

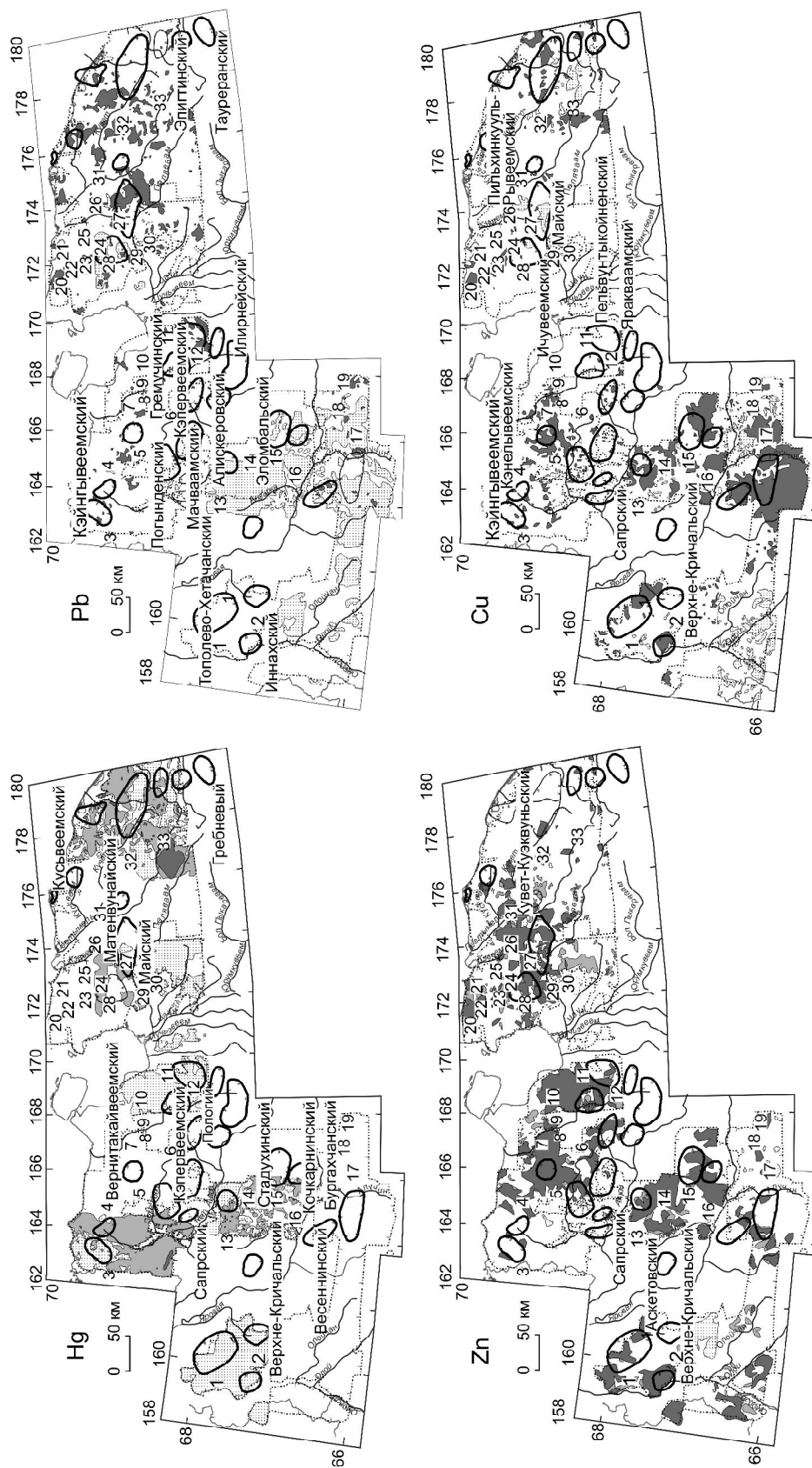


Рис. 2. Региональные геохимические ореолы As, Ag, Sn, W западной и центральной частей Чукотской золоторудной провинции:

усл. обозн. см. рис. 1

вуют. Поля слабо- и контрастных концентраций Sn приурочены к оловоносным гранитоидным массивам и околотрузивным метасоматитам, включающим оловорудные объекты (Ичаткинская зона оловоносности). ореолы Sn формируются также на флангах золоторудных районов или окружают их. Наблюдаются участки пространственного совмещения оловянных и золотых аномалий.

Крупные площадные аномалии W в центральной части территории (168–177° в.д.) пространственно связаны с золотыми и оловянными объектами. Они расположены в пределах аномалии Au 10, на большей части Гремучинского и по западной периферии Пельвунтыкойненского золоторудных районов с единичными точками минерализации золота, вольфрама, сурьмы, серебра. Восточнее (170°30'–177°) наибольшая площадь развития аномалий W кольцеобразной формы связана с Куйвиеем-Пыркакайским оловорудным, Пильхинкуль-Рывеевским и частично Майским золоторудными районами, а также с крупными аномалиями Sn, Au, Au-Sn.

Ореолы Bi пространственно ассоциируют с оловянными, в меньшей мере с золоторудными объектами. Точечные контрастные ореолы Bi развиты в пределах Ичаткинской оловоносной зоны. Группы слабоконтрастных ореолов северо-западной и субмеридиональной ориентировок окаймляют ее с юго-запада и северо-востока и пересекают Вернитакайвеевский золоторудный район. В юго-восточном направлении на протяжении 60 км оловоносная зона безрудна, и ореолы Bi отсутствуют. Наиболее крупные ореолы Bi, пространственно связанные с ореолами Sn, Au, Ag, отмечаются в Куйвиеем-Пыркакайском оловорудном, Ичувеевском и Майском золоторудных районах.

Полоса прерывистых слабоконтрастных аномалий Hg общей протяженностью >400 км расположена на западе территории. На восточном фланге крупная контрастная аномалия Hg, окруженная слабоконтрастными ореолами, локализована в вулканиках ОЧВП и сопровождается ртутное месторождение Пламенное. Региональные аномалии Hg, по-видимому, связанные со скрытыми глубинными разломами, имеют преимущественно поперечную к основным рудоносным структурам ориентировку, с запада и востока ограничивая наиболее высокозолотоносную часть территории Чукотки. Кайма слабоконтрастных ореолов Hg по периферии Ичувеевского района на севере отделяет его от оловоносной площади, а на юго-западе сопровождается Западно-Палянское месторождение ртути.

Положительные контрастные аномалии Pb практически отсутствуют на западе территории.

Внемасштабная прерывистая цепочка из таких аномалий в центральной части Иннахского рудного района тянется на север за его пределы в меридиональном направлении. На значительной части площади содержания Pb фоновые, а на юго-восточном ее участке развиты рассеянные ореолы выноса. В них содержание Pb варьирует от 1 до 8 г/т, что существенно ниже кларка осадочных пород (12 г/т) и местного фона (16 г/т). Ореолы выноса в центре и на юге территории листа R-57 образуют субмеридиональную полосу шириной >50 км, протяженностью ~500 км и прослеживаются вплоть до южной границы. Ореолы выноса охватывают Элмбальский и почти полностью Бургахчанский рудные районы, небольшие фрагменты Стадухинского, Кочкарнинского и Весеннинского. Довольно крупная аномалия выноса свинца оконтуривает Средне-Ичувеевский золоторудный район. В пределах ореолов выноса отмечаются небольшие участки с фоновыми содержаниями, мелкие контрастные ореолы на флангах Весеннинского и Бургахчанского рудных районов и в пределах аномалий Au 17, 18, 19. Контрастные аномалии Pb на территории листа Q-58 с большими промежутками между ореолами сгруппированы в полосу северо-западной ориентировки. Размеры и количество их возрастают в восточном направлении. Они распространены преимущественно за пределами золотых и оловянных рудных районов или на их флангах. Контрастные аномалии окаймляют южную периферию Пельвунтыкойненского рудного района, наибольшие их размеры на восточном фланге Майского и за его пределами. Цепочки разобщенных контрастных ореолов субмеридиональной ориентировки с прерывами прослеживаются от Кусьвеевского золоторудного района до южной границы. Вблизи от нее субмеридиональная аномалия Pb тянется на 50 км на север от восточного фланга Кувет-Куэквуньского золоторудного района.

Контрастные аномалии Zn тесно пространственно связаны с золоторудными районами и аномалиями Au, иногда выходят за их пределы. Наиболее крупная аномалия совпадает с Вернитакайвеевским, частично Погынденским рудными районами, аномалиями Au 5, 7 и 8. Близкая по размерам аномалия Zn сопутствует Гремучинскому рудному району и аномалиям Au 10 и 11. На площади Ичувеевского и Майского золоторудных районов и далее к востоку ослабление золотоносности территории сопровождается уменьшением параметров ореолов Zn. Контрастные ореолы Si наблюдаются в рудных районах с золото-медно-порфировым оруденением — Иннахском, Тополево-Хетачанском, Стадухинском, Кочкарнинском и др. Наиболее крупный

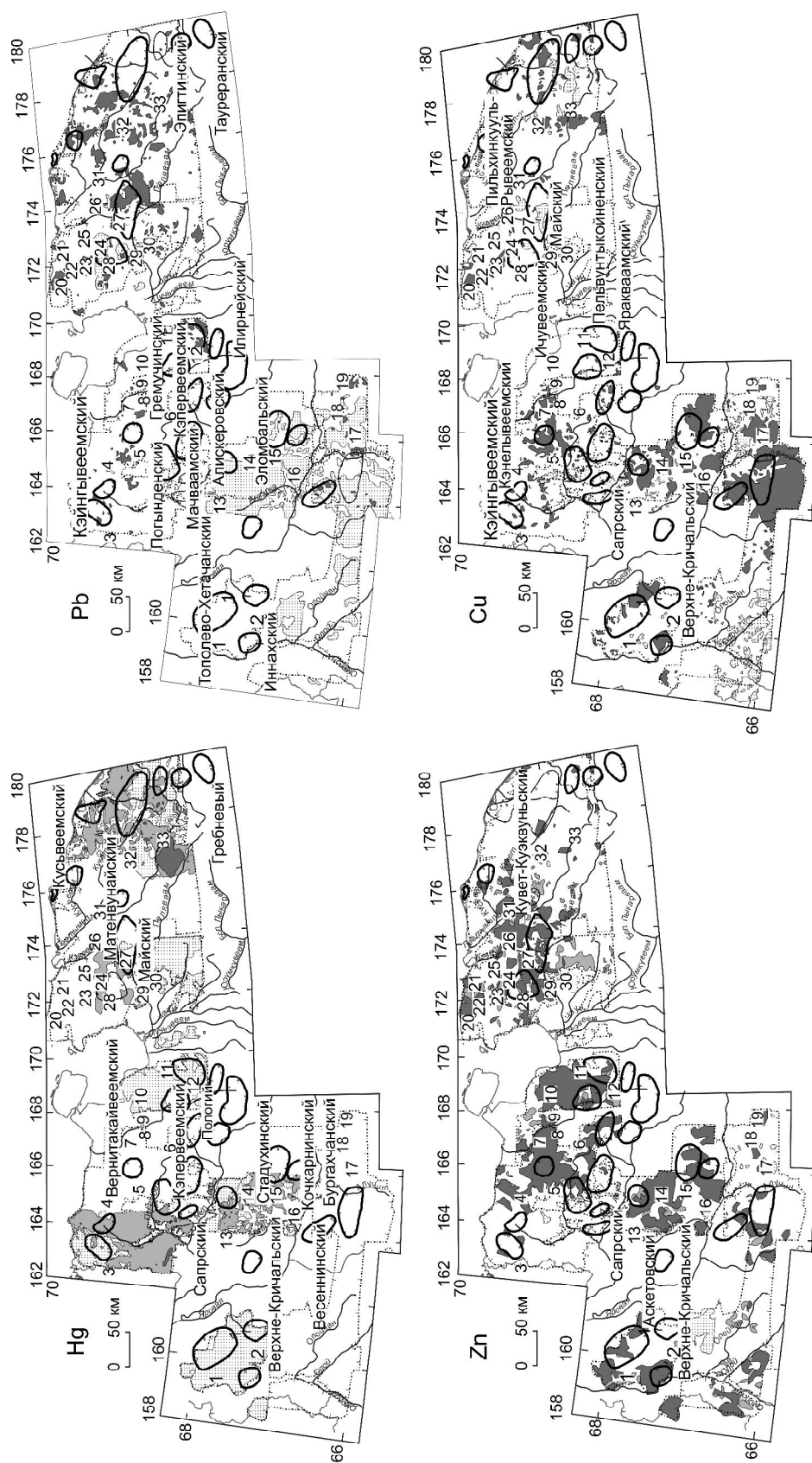


Рис. 3. Региональные геохимические ореолы Hg, Pb, Zn, Cu западной и центральной частей Чукотской золоторудной провинции: усл. обозн. см. рис. 1

ореол на территории Весеннинского и Бургахчанского районов прослеживается за их пределы до южной границы и не оконтурен с юга. Для этих районов характерно проявление габбро-сиенит-монцитонитового магматизма егдэгкычского комплекса. В северном направлении контрастные ореолы группируются в полосу субмеридионального направления, ограниченную долиной р. Малый Анюй, и уменьшаются в размерах. Далее к северу преобладают мелкие ореолы, проявленные на флангах золоторудных районов и за их пределами. Точечные высококонтрастные ореолы распространены в Погынденском и Кэпервеевском золоторудных районах. Разобщенные контрастные ореолы отмечаются по восточной периферии Куйвиев-Пыркайского оловорудного района и пространственно связаны с субмеридиональными аномалиями Sn и As в междуречье Пегтымель и Паляваам в вулканогенных породах ОЧВП. Субширотная цепочка ореолов Cu прослеживается через центральную часть Кувет-Куэвуньского района. Наряду с положительными, наблюдаются ореолы выноса Cu, наиболее крупные вокруг Майского рудного района и на его восточном фланге, а также к югу от Кувет-Куэвуньского района и на его флангах.

Характерные для *Мо* ореолы выноса широко распространены в западной части территории. В Иннахском и Тополево-Хетачанском золото-медно-порфировых рудных районах они образуют полосы и цепочки ореолов северо-западной ориентировки, к югу от них — группу разобщенных крупных аномалий. Наиболее крупная региональная аномалия выноса имеет субмеридиональную ориентировку, частично совмещается с аномалией выноса Pb, по отношению к которой несколько смещена в северном направлении. Аномалия выноса окаймляет Ичувеевский рудный район. Мелкие положительные слабоконтрастные ореолы Mo отмечаются в Майском рудном районе и по периферии Кувет-Куэвуньского, Эпигтинского и Тауреранского.

Крупные ореолы выноса *Va* характерны практически для всей изученной территории. Они полностью или частично охватывают площади многих рудных районов (золотых и оловянных). Контрастные положительные ореолы рассеяны на западном фланге, чередуясь с ореолами выноса. Они сосредоточены на флангах Иннахского, Тополево-Хетачанского, Верхне-Кричальского, Кейнгывеевского, Верни такайвеевского, Пельвунтькойненского районов.

Анализ пространственных взаимоотношений региональных ореолов позволил выявить некоторые признаки региональной латеральной зональности, интерпретация которой затруднена в виду сложной

металлогении территории, значительного влияния на нее пространственной близости вулканитов ОЧВП, а также широкого проявления гранитоидного магматизма, сопровождаемого около- и надынтрязивными ореолами. Элементы Au, As, Ag, Zn распространены на всей изученной территории и являются типоморфными для золотого оруденения. Размеры ореолов Cu увеличиваются с севера на юг (на листах R-58, Q-58) к участкам проявления габбро-сиенит-монцитонитового магматизма и золото-медно-порфирового оруденения. Наиболее контрастные ореолы Sn и W отмечаются в центральной части территории (лист R-59, западная часть листа R-60) на площади максимального развития гранитоидного магматизма и глубокого эрозионного среза. Почти на всей территории преобладают ореолы выноса *Va*, разобщенные положительные ореолы *Va* сосредоточены на западном фланге. Возрастание контрастных ореолов Sb и Pb на восточном фланге свидетельствует о незначительном эрозионном срезе рудно-магматической колонны, а наличие ореолов W, Sn и Cu говорит о более глубоком эрозионном срезе.

Региональное геохимическое исследование западной и центральной частей Чукотки позволяет сделать следующие выводы:

крупные региональные слабоконтрастные аномалии практически всех изученных элементов следует рассматривать в качестве местного геохимического фона;

ореолы золоторудных объектов (от рудных районов до месторождений) не всегда четко выделяются на фоне региональных аномалий;

ореолы Au, As, Ag, Zn характерны для среднего уровня эродированного золотого оруденения. Ореолы Cu сопровождают участки проявления золото-медно-порфирового оруденения. Контрастные ореолы Sn и W отмечаются в центральной части в связи с максимальным проявлением гранитоидного магматизма и оловянного оруденения. Увеличение размеров контрастных ореолов Sb и Pb на востоке свидетельствует о незначительном эрозионном срезе рудно-магматической колонны;

рудные районы сопровождаются не сплошным аномальным полем, а разобщенными контрастными ореолами Au с локальными ВАК, окруженными слабоконтрастными ореолами. Наиболее крупные по размеру аномалии со сгущением аномальных точек и наличием ВАК характерны для Верни такайвеевского, Гремучинского и Майского рудных районов, которые можно рассматривать как перспективные на обнаружение крупнообъемных золоторудных объектов;

ореолы элементов-спутников на площади рудных районов имеют комплексный состав. В отдель-

ных районах с достаточным количеством геохимических данных в пределах перспективных аномалий отмечаются признаки латеральной геохимической зональности. Ее выявление затушено полихронным и полиформационным характером рудной минерализации, наличием около- и надынтризивных ореолов, пространственной близостью рудных объектов, ранее считавшихся генетически чуждыми (элементы подрудной группы — Sn, W, Mo, с одной стороны, верхнерудной — Hg, Ag, Sb, с другой);

специфическая геохимическая особенность территории Чукотки — проявление, наряду с положительными, крупных отрицательных ореолов Ag, Hg, Pb, Ba и Mo, которые интерпретируются нами как ореолы выноса. Их пространственное положение не зависит от проявлений магматизма, размещения конкретных геологических формаций, тектонических структур, металлогенических особенностей территории, не находит объяснения в известных схемах геохимической зональности. Для них характерна субмеридиональная ориентировка, поперечная относительно главных рудоконтролирующих структур, имеющих северо-западное направление. Масштабное проявление ореолов выноса, скорее всего, обусловлено скрытыми глубинными разломами и свидетельствует об интенсивном перераспределении элементов при формировании геохимических ореолов;

закономерное положение региональных слабо-контрастных ореолов Hg, совмещенных с ореолами Sb на востоке и с региональными ореолами выноса Pb, Mo, Ba на западе территории, позволяет определить их роль в качестве ограничителя золотоносных территорий Чукотки с углеродисто-терригенной толщей;

за пределами рудных районов выделено >30 аномалий, имеющих разную степень перспективности и по площади соответствующих потенциальным рудным районам и рудным узлам. Они характеризуются наличием комплексных геохимических ореолов, тектонических нарушений и узлов пересечения разноориентированных разломов в угленосных терригенных толщах, зон контактового метаморфизма, сгущением дайковых образований, раз-

витием интрузивно-купольных структур. Большинство из них расположены вблизи рудных районов, некоторые — в геологической ситуации, типичной для скрытого оруденения;

минералого-геохимические и геолого-структурные особенности Эльвенеяского золото-сурьмяного рудопроявления дают основание говорить о его перспективах на обнаружение крупнообъемного оруденения, аналогичного Майскому золото-сульфидному месторождению, а Западно-Палянского ртутного месторождения — о возможности его переоценки как комплексного золото-ртутного.

Исходя из вышеизложенного, можно утверждать, что Чукотка обладает довольно высоким золоторудным потенциалом и нуждается в проведении геохимических прогнозно-поисковых работ крупного масштаба (от 1:50 000 и крупнее) на перспективных аномальных площадях с последующей заверкой геохимических аномалий горными выработками. Виды геохимических работ должны выбираться по результатам ландшафтно-геохимического районирования.

Авторы благодарят А.И.Несмеянову за участие в компьютерном оформлении рисунков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Николаев Ю.Н., Аплеталин А.В., Калько И.А. Геохимические параметры и критерии прогнозной оценки золоторудных узлов и полей // Разведка и охрана недр. 2008. № 4–5. С. 21–26.
2. Николаев Ю.Н. Оценка минерагенического потенциала территории на основе геолого-геохимических моделей рудных районов и узлов // Разведка и охрана недр. 2010. № 5. С. 42–48.
3. Григоров С.А. Основы структурной интерпретации геохимических полей рудных объектов для целей их локализации и оценки // Отечественная геология. 2007. № 4. С. 45–52.
4. Григоров С.А. Отражение в геохимическом поле рудообразующей системы в качестве объекта геохимических поисков // Разведка и охрана недр. 2009. № 5. С. 8–13.
5. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.Я.Архипов, В.А.Бугров, В.А.Воробьев и др. – М.: Недра, 1990.

УДК 550.83.016 (571.51)

© С.М.Макеев, 2014

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

С.М.Макеев (ИГДГиГ СФУ)

Исследование пространственной корреляции 562 золоторудных объектов Енисейского кряжа и положительных аномалий гравитационного поля показало ее положительный характер. Приведена математическая модель оригинального метода частотно-азимутального анализа поля, описан способ пространственной корреляции точечных объектов и геофизических аномалий. Рассмотрен ряд геолого-геохимических и тектонических процессов уплотнения горных пород, благоприятных для формирования золоторудных месторождений. Сделан вывод о возможности прогнозирования золоторудных структур на основе гравиметрии.

Ключевые слова: месторождения золота, пространственная корреляция, гравитационное поле, частотно-азимутальный анализ, уплотнение горных пород, надвиги, прогнозирование.

Макеев Станислав Михайлович, smmakeev@mail.ru

SPATIAL CORRELATION OF THE GRAVITATIONAL FIELD AND GOLD OBJECTS OF THE YENISEI RIDGE

S.M.Makeev

The paper investigated the spatial correlation of 562 gold objects of the Yenisei Ridge and positive anomalies of the gravitational field, which resulted in a positive character, set such a correlation. Shows a mathematical model of the original method for frequency-azimuthal analysis of field, describes a method for the spatial correlation of point objects and geophysical anomalies. Discussed geological and geochemical processes hardening rocks, favorable for the formation of gold deposits. Conclusion on the possibility of forecasting gold structures based on gravity.

Key words: gold deposits, the spatial correlation, the gravitational field, the frequency-azimuthal analysis, hardening rocks, thrusts, prediction.

Известно, что в основе прикладной гравиметрии лежит теория потенциала и его первых производных. Безупречно разработанная эта теория дает возможность математического моделирования распределения точечных масс в геологическом пространстве. Реализуется моделирование путем построения плотностных геолого-геофизических разрезов, представляющих интерес главным образом для региональной и нефтяной геологии [12].

Зададимся вопросом: является ли моделирование разрезов, составленных из компактных масс с центрально-симметричным полем, единственным направлением развития интерпретационных возможностей гравиметрии? В общей форме ответ на вопрос следует из замечания, сделанного авторами одного из самых глубоких учебников современной физики: «Надо, однако, уточнить, что для полного определения распределения и движения материи в случае гравитационного поля к уравнениям Эйнштейна надо присоединить еще (не содержащееся, конечно, в них) уравнение состояния вещества, т.е. уравнение, связывающее между собой давление и плотность. Это уравнение должно быть задано наряду с уравнениями поля¹. Уравнение состояния

связывает между собой в действительности не две, а три термодинамические величины, например давление, плотность и температуру вещества. В приложениях теории тяготения это обстоятельство, однако, обычно не существенно...» [7].

Исходя из теории гравитационного потенциала, знание термодинамических условий формирования геологических масс не существенно, но это не означает, что такие условия в реальности не влияют на величину и пространственную структуру гравитационного поля от этих масс. Сама идея современного способа интерпретации данных гравиметрии как будто не учитывает возможности извлечения информации о термодинамической истории геологических масс, поскольку эта возможность изначально не заложена в теорию гравитационного потенциала.

С другой стороны, дополнить теорию гравитационного потенциала точными уравнениями термодинамики не просто, поскольку в приложениях к открытым геологическим системам эти уравнения должны содержать переменную времени. Поэтому, чтобы «оправдать» расширение информативных возможностей гравиметрии, целесообразно при-

¹ То есть независимо от последних.

нять более общую формулировку понятия геофизического поля. Далее, поле понимается как инструментально измеренное состояние окружающей среды, причинно связанное с временным геологическим равновесием между вещественным составом и термодинамическим состоянием горных пород, зафиксированным в форме величин того или иного физического свойства. Естественно распространить эту формулировку и на гравитационное поле от объектов геологической природы.

Известно, что одним из ключевых факторов пространственного размещения гидротермальных месторождений золота является структурно-тектоническая обстановка, способствующая формированию зон дизъюнктивной, открытой трещиноватости горных пород. Физически такая обстановка должна возникать в плотных блоках пород, обладающих повышенной механической жесткостью, причем не обязательно, чтобы эти блоки изначально отличались литологическим составом от основной массы вмещающих пород. Достаточно (вероятно, это более общий случай в природе), чтобы определенный период времени некоторые объемы горных пород находились в условиях тектонического сжатия, т.е. в термодинамических условиях, благоприятных для процессов метаморфогенного уплотнения — «схлопывания» пор и перекристаллиза-

ции минеральных зерен (бластеза). Неизбежное при этом перераспределение путей миграции воды должно привести к важному эволюционному результату — блоки уплотненных дегидратированных пород будут деформироваться преимущественно по упруго-сколовому механизму, образуя катакластические породы, а блоки разуплотненных гидратированных пород — по вязко-пластичному, формируя породы милонитового ряда. Естественно, что «чистые линии» катаклазитов и милонитов практически не встречаются, и речь может идти только о преобладании в породах того или иного типа деформации [11]. Важно, что в результате катакластического тренда эволюции создаются условия, благоприятные для развития дизъюнктивной трещиноватости и проникновения в горные породы гидротермальных растворов, а в результате милонитового тренда — условия истирания и динамической «автодиспергации» пород [9], благоприятные для аморфизации и плавления последних, т.е. гранитизации.

Опираясь на сказанное как на самые общие геологические условия для постановки задачи выделения потенциально рудовмещающих уплотненных блоков горных пород, поставим вопрос, как решить эту задачу с помощью гравиметрии. Традиционный подход с применением теории гравитационного потенциала малоэффективен. Действительно, обладая даже избытком горно-буровой информации, можно создать правдоподобную модель одного, двух или большего числа геологических тел. Однако таким способом сложно задать конфигурацию расположения крупных неоднородностей земной коры и направлений тектонических взаимодействий между ними, а значит, сложно смоделировать места динамического уплотнения–разуплотнения горных пород. Такие места нужно как-то «увидеть».

Для решения поставленной задачи целесообразно отказаться от представления об исключительно потенциальной природе аномального гравитационного поля, приняв более общую, в указанном выше смысле, формулировку, включающую и термодинамические факторы состояния вещества. Кроме того, целесообразно вернуться к морфологическому подходу при обработке и интерпретации геофизических полей, позволяющему существенно увеличить объем информации о структуре поля уже на начальных этапах его «визуального» изучения.

В качестве первого шага в направлении решения поставленной задачи предпринята попытка анализа пространственной корреляции между положительными аномалиями гравитационного поля и размещением объектов коренной золоторудной минерализации в пределах заангарской части

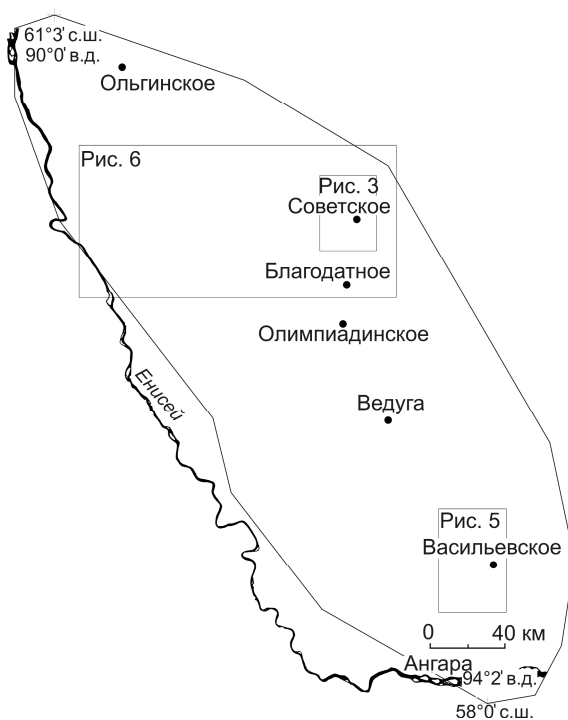


Рис. 1. Контур изученной площади Енисейского кряжа с некоторыми золоторудными объектами и контурами следующих по тексту рисунков

Енисейской золоторудной провинции (рис. 1). Всего рассмотрены 562 объекта, представляющие собой месторождения, рудопроявления и пункты минерализации золота, собранные в единую базу данных [6]. Аномальное гравитационное поле в редукции Буге изучено по карте м-ба 1:200 000. Матрица поля 1000×1000 м получена из всероссийской базы геофизических данных «Гравимаг» (г. Санкт-Петербург).

Полагая, что природа аномального гравитационного поля складчатых областей лишь отчасти связана с потенциальными полями компактных масс (магматических интрузий, надвиговых пластин, блоков фундамента или мантии) и в большей мере определяется процессами метаморфогенного уплотнения пород при их пространственно ориентированном тектоническом взаимодействии, автор встал перед необходимостью разработки высокочувствительного метода азимутального анализа гравитационного поля.

Как известно, азимут простирания — главный атрибут пространственно ориентированных объектов и в графической трактовке это луч, т.е. объект одномерный. Поэтому при обработке матрицы исходных данных автор намеренно отказался от использования любых двумерных элементов математического анализа (пикселей, кругов, эллипсов и т.п.), а также операций интегрирования внутри таких элементов. Это связано с тем, что интегрирование внутри двумерных элементов с априорно неизвестными весовыми функциями вдоль разных азимутов с неизбежностью приводит к смешению информации в центральной точке таких элементов. В связи с этим нами применялись только дифференциальные процедуры математического анализа вдоль одномерных пространственных элементов — азимутально ориентированных отрезков.

В качестве пространственного элемента для анализа поля на произвольной квадратной сетке выбран азимутально ориентированный отрезок $[c, a, b]$, проходящий через три точки (рис. 2, а). В центральной точке a отрезка введена морфологическая модель, состоящая из трех возможных типов особенностей поля. Особенности экстремального Δ_e^- -типа характеризуют аномалии, выраженные явным образом в виде экстремумов положительного или отрицательного знака. Особенности флексурного Δ_f^- -типа характеризуют аномалии, выраженные неявным образом в виде «флексур» положительного знака. Аномалии этого типа встречаются более часто и, по сути, аналогичны аномалиям первого типа на линейно меняющемся фоне, интенсивность изменения которого можно оценить с помощью особенностей градиентного Δ_g^- -типа. Последова-

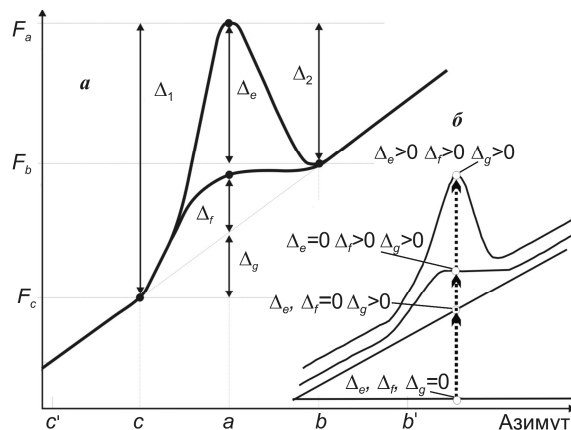


Рис. 2. Математическая модель поля (а) и последовательность усложнения его морфологии (б):

обозначения см. в тексте

тельность усложнения морфологической структуры поля любой природы приведена на рис. 2, б.

Формулы, с помощью которых можно рассчитать морфологические особенности поля указанных типов, представляют собой математические операции над двумя конечными разностями — «встречными дифференциалами» Δ_1 и Δ_2 . Например, при выделении особенностей Δ_e^- , Δ_f^- и Δ_g^- -типов в окрестности $[b, c]$ точки a алгоритм расчета следующий:

1. $\Delta_1 = F_a - F_c$ и $\Delta_2 = F_a - F_b$.

2. Если $\Delta_1 \cdot \Delta_2 > 0$ и $\Delta_1 > 0$, то $\Delta_e^+ = \min(\Delta_1; \Delta_2)$ — «положительные аномалии Δ_e^- -типа».

3. Если $\Delta_1 \cdot \Delta_2 > 0$ и $\Delta_1 < 0$, то $\Delta_e^- = \max(\Delta_1; \Delta_2)$ — «отрицательные аномалии Δ_e^- -типа».

4. Если $\Delta_1 \cdot \Delta_2 < 0$, то

$$\Delta_f^+ = \frac{\Delta_1 + \Delta_2}{2}$$

(анализируются положительные аномалии Δ_f^+ -типа).

5. $\Delta_g^- = \frac{|\Delta_1 - \Delta_2|}{2n}$

В этих формулах явно или неявно используется натуральное число n , характеризующее порядок окружения центральной точки a . Так, b и c образуют первый порядок окружения точки a , точки b' и c' — второй и т.д. (см. рис. 2, а). Введение порядка окружения позволяет в ходе последовательной процедуры разложения выделять особенности Δ_e^- , Δ_f^- и Δ_g^- -типов разной пространственной частоты, т.е. проводить частотный анализ поля в пространственной области. При этом выделяемые аномалии характеризуют изменчивость поля в направлении одно-

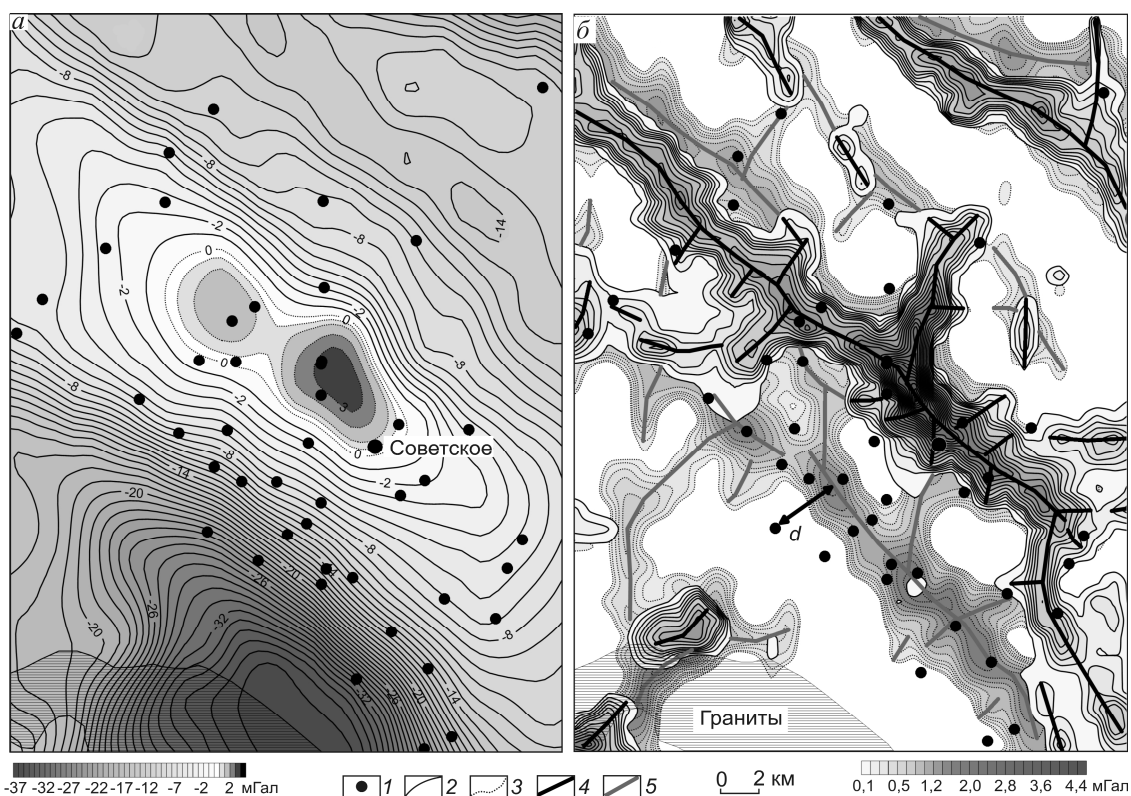


Рис. 3. Фрагмент исходного гравитационного поля в пределах Советско-Перевальненского рудного узла (а), положительные аномалии разных типов (б):

l — золоторудные объекты; положительные аномалии: 2 — Δ_e -типа, 3 — Δ_f -типа; оси аномалий: 4 — Δ_e -типа, 5 — Δ_f -типа; d — удаленность золоторудного объекта от оси аномалии

значно заданных азимутально ориентированных отрезков $[c, a, b]$, $[c', a, b']$ и т.д. Число доступных азимутов анализа увеличивается всякий раз на 4 при переходе к следующему порядку окружения центральной точки.

В результате разработанный на основе «встречных дифференциалов» метод частотно-азимутального анализа позволил осуществить разложение гравитационного поля во всем диапазоне доступных азимутов и пространственных частот и сформировать множество отдельных слоев для трех типов морфологических особенностей (например, для $n=1$ количество независимых слоев информации равно 12). Обратный синтез слоев в той или иной комбинации позволяет ставить и решать раз-

ные геологические задачи, связанные, прежде всего, с изучением азимутально ориентированных геологических объектов и процессов.

Так, в отношении гравитационного поля изученной нами части Енисейского кряжа рассчитаны положительные аномалии Δ_e - и Δ_f -типов для $n=1$ (по азимутам 0, 45, 90, 135°) и $n=2$ (по азимутам 0, 27, 45, 63, 90, 117, 135, 153°). Далее, для $n=1$ и $n=2$ в каждом узле сетки были рассчитаны поля-суперпозиции $\text{sup}\Delta_{n=1e}$, $\text{sup}\Delta_{n=2e}$, $\text{sup}\Delta_{n=1f}$, $\text{sup}\Delta_{n=2f}$; представляющие собой максимальные по модулю значения аномалий Δ_e - и Δ_f -типов, перебираемых по всем доступным азимутам. Полученные поля-суперпозиции попарно суммированы: $\text{sum}\Delta_{n=1-2e} =$

¹ Автор обращает внимание на два момента. Во-первых, отрицательный знак исходного поля не исключает возможности выделения из этого поля более локальных аномалий положительного знака. Во-вторых, поскольку отрицательные значения локальных гравитационных аномалий Δ_e -типа в статье не рассматриваются, на рисунок они не выносились, и далее речь идет о положительных локальных аномалиях гравитационного поля.

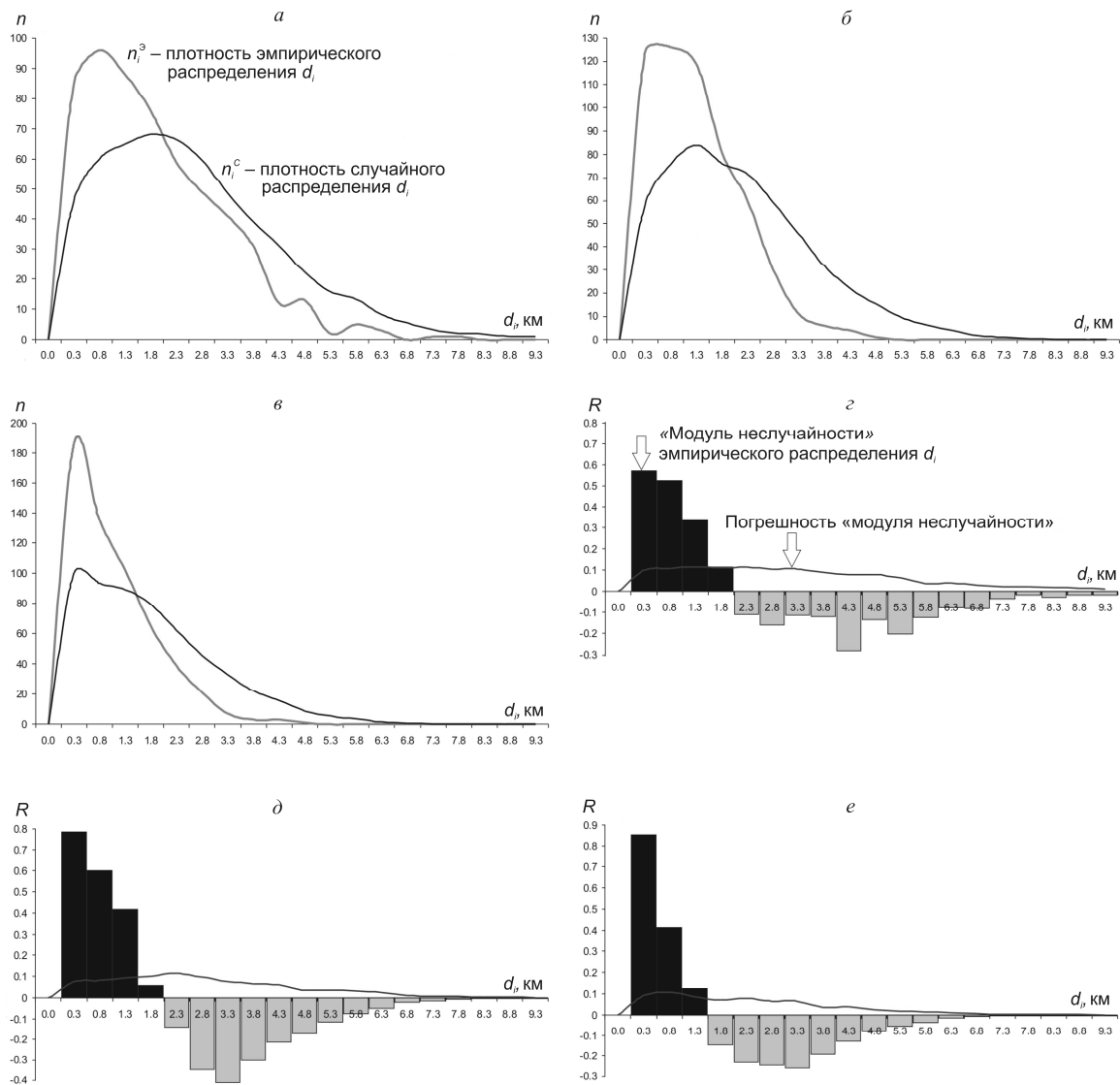


Рис. 4. Эмпирическая функция плотности распределения параметра d (и ее случайный аналог) и оценка степени совпадения эмпирического распределения с его случайным аналогом для аномалий типа:

$a - \Delta_e$; $б - \Delta_f$; $в - \Delta_e$ или Δ_f ; $з - \Delta_e$; $д - \Delta_f$; $е - \Delta_e$ или Δ_f

$\sup \Delta_{n=1e} + \sup \Delta_{n=2e}$ и $\sum \Delta_{n=1-2f} = \sup \Delta_{n=1f} + \sup \Delta_{n=2f}$. Таким образом, в пределах изученной площади были выделены две группы высокочастотных (локализованных в радиусе не более 2 км от центра азимутально ориентированного отрезка) положительных аномалий гравитационного поля Δ_e - и Δ_f -типов. В качестве примера приведен фрагмент исходного гравитационного поля в пределах Советско-Перевальненского золоторудного узла (рис. 3, а), а также результат его частотно-азимутального анализа (см. рис. 3, б)¹.

Для выявления пространственной корреляции золоторудных объектов с положительными анома-

лиями гравитационного поля применен метод прямого статистического анализа удаленности точечных объектов от осей аномалий. Суть его заключается в расчете и сопоставлении эмпирической функции удаленности с ее случайным аналогом.

Первый этап состоял в оценке удаленности d (км) каждого золоторудного объекта от оси ближайшей к ней гравитационной аномалии Δ_e - и (или) Δ_f -типа (см. рис. 3, б) и построении соответствующих эмпирических функций плотности распределения величины d (рис. 4), где i — номер интервала группирования d . Общая форма графика такой функции, очевидно, определяется пространственной

плотностью гравитационных аномалий в области исследования. И поскольку пространственная структура аномального гравитационного поля устойчива во времени, можно полагать, что для каждого из двух типов аномалий (см. рис. 4, а, б), а также их суперпозиции (см. рис. 4, в) эмпирическая функция плотности распределения величины d является единственной.

На втором этапе массив из 562 точечных объектов 30 раз случайным образом «вбрасывался» в пределы контура исследуемой территории, и для каждой реализации по аналогичной процедуре рассчитывалась случайная функция плотности распределения n_i^c величины d . Средняя величина

$$\overline{n_i^c}$$

из 30 случайных реализаций рассматривалась нами как случайный аналог эмпирической функции плотности распределения величины d . Совпадение эмпирической функции плотности распределения с ее случайным аналогом свидетельствует о случайном характере распределения величины d и, следовательно, об отсутствии пространственной корреляции между осями гравитационных аномалий и золоторудными объектами. В противном случае, если плотность эмпирического распределения величины d относительно ее случайного аналога смещается в сторону меньших d , то это указывает на неслучайный характер пространственного распределения золоторудных объектов относительно осей гравитационных аномалий. Степень совпадения эмпирического распределения величины d с его случайным аналогом оценивалась при помощи «модуля неслучайности» R_i^c :

$$R_i^c = \frac{n_i^s - n_i^c}{\max |n_i^c|}, \text{ где}$$

$\max |n_i^c|$ — максимальная частота среднего случайного распределения величины d . Погрешность определения модуля R оценивалась величиной среднеквадратического отклонения 30 случайных значений R_i^c от их среднего

$$\overline{R_i^c}, \text{ где}$$

$$R_i^c = \frac{n_i^c - \overline{n_i^c}}{\max |n_i^c|}.$$

Результаты проведенного исследования можно свести к следующим констатациям:

оси положительных гравитационных аномалий Δ_f -типа нередко являются продолжением по простиранию аномалий Δ_e -типа (см. рис. 3, б) и наоборот, что позволяет говорить об единой природе этих двух (различных только морфологиче-

ски) типов аномалий и изучать их совместно (см. рис. 4, в);

для золоторудных объектов заангарской части Енисейского кряжа установлен неслучайный характер корреляции с гравитационным полем. Объекты коренной золоторудной минерализации пространственно тяготеют к осевым частям локальных положительных аномалий гравитационного поля, причем максимум моды распределения «модуля неслучайности» приходится на $d=0,3$ км, а 75% всех объектов находятся не далее 1,3 км от оси ближайшей к ним аномалии Δ_e - или Δ_f -типа (см. рис. 4, е);

в абсолютном выражении число золоторудных объектов, находящихся на удалении $<1,8$ км от осей аномалий Δ_e -типа, составляет 345, а от осей аномалий Δ_f -типа — 450 объектов. Это позволяет считать важным сам факт выделения гравитационных аномалий «флексурного» типа для более полного изучения гравитационного поля Енисейского кряжа.

Практическая значимость выполненного исследования во многом зависит от понимания геологической природы выявленных положительных гравитационных аномалий. Непосредственная причина последних, конечно, ясна, и связана она с положительной величиной избыточной плотности горных пород. Тем не менее, в силу многофакторности этого фундаментального физического свойства можно рассматривать сразу несколько геологических причин, с разной степенью вероятности связывающих локальные положительные гравитационные аномалии и процессы, благоприятные для развития золоторудной минерализации. Назовем некоторые из них.

Базальтовый магматизм, привносящий вместе с пластовыми и секущими телами долерито-базальтов в горные породы верхней части земной коры надкларковые концентрации золота. Последующий регрессивный метаморфизм таких тел на фоне прогрессивного метаморфизма вмещающих их пород приводит в конце концов к формированию плотных тел ортоамфиболитов в раме метаморфических сланцев. Полициклическая гидротермально-метасоматическая «переработка» вещества таких «архаичных базальтов» может служить источником золота для гидротермальных месторождений.

Для Енисейского кряжа, сложенного древними глубоко преобразованными породами, весьма трудно доказать или опровергнуть приемлемость такой модели. Однако всестороннее изучение золотоносности примыкающих с северо-востока к кряжу трапповых полей Сибирской платформы могло бы усилить или ослабить эту модель дополнительными аргументами.

Следует добавить, что высказанная модель не принадлежит автору статьи и поддерживается ведущими геологами, работающими на кряже.

Базификация горных пород при региональном метаморфизме глинистых или доломито-глинистых отложений. В результате этого процесса при поступлении магния и железа из некомпетентных глинистых пород, залегающих в крыльях складок, в шарниры в условиях повышающейся температуры и потери воды образуются параамфиболиты железомagneйного состава [3]. Зональное уплотнение горных пород по такому механизму может быть важным подготовительным этапом формирования механически жестких блоков, благоприятных для фокусированного проникновения гидротермальных растворов в более поздние коллизионные этапы эволюции Енисейского кряжа.

Метасоматическая базификация горных пород под действием мантийных флюидов. В результате этого процесса во фронтальных частях единой метасоматической колонны, центр которой образуют области гранитизации, формируются зоны первичной базификации горных пород, связанные с их дегидратацией, амфиболитизацией и скарнированием [4]. Полициклическая эволюция таких колонн приводит к более позднему проникновению рудоносных растворов в ранее подготовленные, метасоматически уплотненные, блоки горных пород.

Присутствие меланократовых пород по периферии очагов гранитизации явление достаточно универсальное [10]. В качестве иллюстрации на рис. 5 приведена карта локальных гравитационных

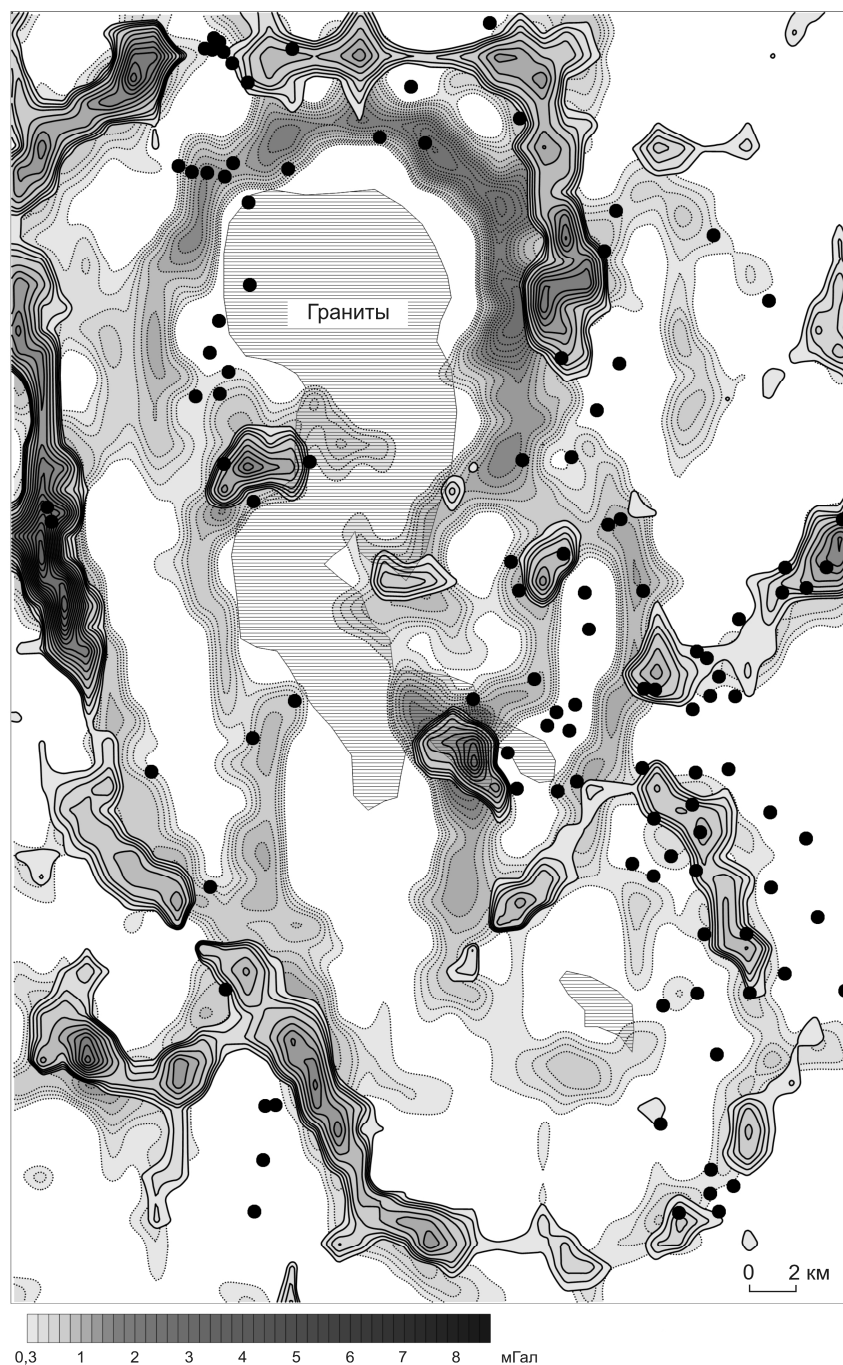


Рис. 5. Структура локальных гравитационных аномалий вокруг Татарского гранитного массива (горизонтальная штриховка):

усл. обозн. см. рис. 3

аномалий вокруг Татарского гранитного массива, залегающего в амфиболитовых сланцах пенченгинской свиты в юго-восточной части Енисейского кряжа. Хорошо проявленный конформизм пространственной структуры положительных гравитационных аномалий и контурных линий гранитного

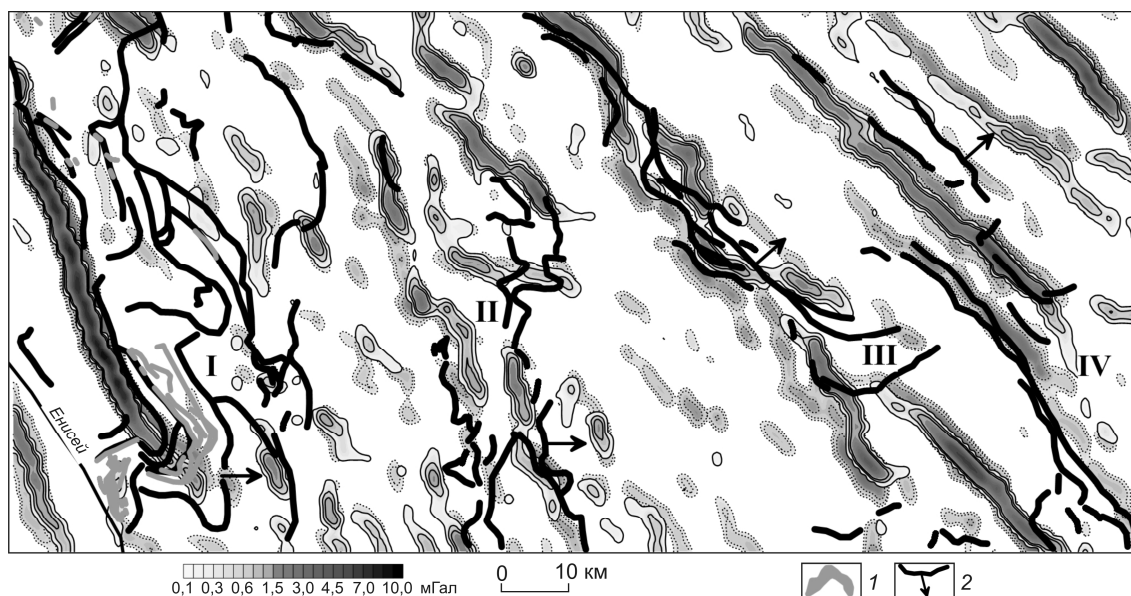


Рис. 6. Структура локальных гравитационных аномалий, выделенных в направлении азимута 45°, т.е. вдоль генерального простирания структур Енисейского кряжа:

1 — тела и дайки ультрабазитов сурнихинского комплекса; 2 — линии и направление надвигов; остальные усл. обозн. см. рис. 3

массива свидетельствует о возможной парагенетической связи между этими объектами. С другой стороны, положительные аномалии гравитационного поля можно связывать и с поясами амфиболитов, развитых к западу, северу и востоку от массива. Правда, масштаб использованных гравиметрических данных не позволяет с полной уверенностью говорить о существовании такой связи.

Сеймотектоническое упрочнение горных пород при их сдавливании в зонах непосредственного контакта висячего и лежачего бортов крутопадающих тектонических нарушений (на участках выклинивания глинок трения), а также в зонах скопления перемещенных и сгруженных включений (порфирокластов) [13].

Важно то, что механическое упрочнение горных пород в зонах скопления порфирокластов может развиваться как вдоль плоскостей крутопадающих разломов взбросо-сдвиговой кинематики, так и вдоль разломов с пологопадающими плоскостями — надвигов. Механизм формирования многочешуйчатой, дуплексной структуры типичного надвига предполагает наличие в его фронтальной части круто наклоненного участка относительно плотных пород [1]. Поскольку в самом начале процесса надвигания из двух соседних пород в механическое движение приходят наименее компетентные, упрочнение пород на фронте надвига — свой-

ство, вероятно, приобретенное. С точки зрения геофизики примечательно то, что на завершающих этапах тектонического скучивания горных пород в местах их «заторов» создаются условия, необходимые для преобразования самого способа передачи механического напряжения из «близкодействующего», контактного, в более «дальнодействующий», сейсмический. При этом эффективность, направление и дальность передачи энергии сейсмическими волнами будут зависеть от пространственной геометрии и характера связности зон тектонически уплотненных горных пород.

В настоящее время интерес к надвигам велик. В отношении Енисейского кряжа активно разрабатывается новая генетическая модель коренной золотоносности, исходным пунктом которой является надвиговая тектоника [5]. Согласно этой модели, плоскости надвигов играют роль тектонических экранов на пути восходящей миграции эндогенных флюидов по зонам субвертикальных глубинных разломов. Энергетическим источником надвигов был процесс субдукции океанической коры с запада под Сибирскую платформу в коллизионный этап эволюции ее западных окраин 720–750 млн. лет назад. Геологический след той коры — протяженные тела гипербазитов сурнихинского комплекса, вытянутые вдоль р. Енисей в северо-западной части кряжа. На рис. 6 проиллюстрирована степень про-

странственной корреляции тектонических нарушений, закартированных в ранге надвигов с преимущественно западным падением плоскости сместителя (по данным современной геологической карты м-ба 1:200 000), и осевых частей локальных положительных аномалий гравитационного поля, закартированных при азимуте анализа поля 45° , т.е. вдоль генерального северо-западного простирания структур Енисейского кряжа. Показаны значения сумм первых трех частот ($n=1, 2, 3$) аномалий Δ_e - и Δ_f -типа, рассчитанные только по азимуту анализа поля 45° и обозначенные, аналогично таковым на рис. 3. Пространственное распределение и линий надвигов, и положительных гравитационных аномалий имеет полосовой характер (полосы I, II, III и IV) (см. рис. 6). Пространственная анизотропия и пространственная корреляция гравитационных аномалий и линий надвигов постепенно усиливаются в восточном направлении от предполагаемого источника надвигов. Приведенная иллюстрация указывает на перспективность частотно-азимутального анализа структуры гравитационного поля для расшифровки тектонической части истории золотоносности Енисейского кряжа.

Гидрогенное уплотнение горных пород в зонах щелочного метасоматоза. Причины уплотнения горных пород в этом геохимическом процессе не столь очевидны (возможно, спорны), поскольку связаны не с «утяжелением» состава горных пород за счет привноса сидерофильных элементов, а с заполнением пор сравнительно «легкими» элементами, такими как Si и K. Например, средняя общая пористость 3,9% вмещающих метаалевролитов Мурунтауского рудного поля после насыщения их кварцем и полевыми шпатами уменьшилась в два раза (до 1,9%), сформировав своеобразные зоны «ороговикования». За счет привноса K, Si и местного перераспределения Fe (формирование полосчатых текстур за счет реститового биотита) в таких зонах произошло осветление пород. В итоге последние приобрели «плотное массивное сложение и повышенную хрупкость, которые, в свою очередь, обеспечивают максимально благоприятные условия для активного развития трещиноватости и локализации именно в этих породах кварцево-жильного штокверка» [6].

Для Енисейского кряжа развитие золоторудной минерализации в матаалевролитах — процесс ред-

кий. Вместе с тем наложение низкотемпературного кремнещелочного метасоматоза на изначально катаклазированные породы, независимо от их состава и степени метаморфизма, должно приводить к аналогичному результату — незначительному гидрогенному уменьшению их пористости, т.е. уплотнению.

Недостаточная детальность исходной гравитационной карты и отсутствие сопоставимых по масштабу геологических карт наложенных изменений пород Енисейского кряжа не позволяют автору ранжировать рассмотренные причины по степени их влияния на установленную корреляцию гравитационного поля и золоторудных объектов. Тем не менее, в качестве логического завершения обсуждения результатов расставим их в следующем порядке. Базальтовый магматизм доколлизийных (дорифейских) этапов развития западных окраин Сибирской платформы мог сформировать (аналогично сибирским траппам) внутренний долерито-базальтовый каркас пород осадочного чехла, послуживший механически жесткой основой для будущей эволюции складчатой области. Параллельно, в том же временном интервале, региональный метаморфизм преобразовал часть глинистых и доломито-глинистых отложений в уплотненные зоны параамфиболитов. Сейсмотектоническое упрочнение горных пород в коллизийный этап истории Енисейского кряжа можно считать ведущим процессом, заложившим общий структурный план кряжа и, как следствие, конфигурацию его гравитационного поля и зональность размещения золоторудных объектов. Метасоматическая базификация вокруг очагов гранитизации, а также гидрогенное уплотнение горных пород в удаленных от таких очагов зонах катаклаза и милонитизации обусловили формирование локальных структур узлов золотоносности, представляющих наибольший практический интерес.

Установленная положительная корреляция пространственного размещения объектов золоторудной минерализации Енисейского кряжа и локальных положительных аномалий гравитационного поля, вероятно, не является чем-то новым². Однако метод, которым эта корреляция установлена, а также прямое картирование ранее не выделяемых аномалий «флексурного типа» позволяют существенно расширить интерпретационные возможности

² В объяснительной записке к Государственной геологической карте м-ба 1:200 000 (лист Р-46-XXXIII) констатируется, что «участки развития бластомилонитов и метасоматически измененных пород кординской свиты» (одной из главных золотоносных свит Енисейского кряжа) «выделяются локальными максимумами гравитационного поля, связанными с увеличением плотности пород до $2,76 \div 2,80 \text{ г/см}^3$ » [2].

гравиметрии. Особенность и конечная цель принятого «морфологического подхода» состоят в попытке уйти от типичных для гравиметрии модельных расчетов глубин залегания компактных геологических объектов (интрузий, надвиговых пластин и т.д.) и приблизиться к прогнозированию рудоконтролирующих структур, а точнее, к созданию объективной геофизической основы для такого прогнозирования.

Оценить практическую значимость полученного единичного результата можно, проверив предложенный подход в других золоторудных провинциях. В случае положительного исхода гравиметрическая информация (например, в базе данных «Гравимаг») может использоваться в качестве геофизической основы:

прогнозирования золоторудных структур на флангах известных рудных узлов;

разработки и внедрения более эффективных геофизических и геохимических технологий поисков, опирающихся при «прощупывании» перспективных гравитационных структур на более экономичные профильные работы с применением комплексов глубинных работ (например, комплекса электроразведки СГ-ВП с гидро- или литобиогеохимией);

генерации новых металлогенических идей в старых хорошо изученных районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геодинамические* исследования при геологической съемке. Методические рекомендации / В.Н.Зелепугин, В.Ф.Николаев, В.Д.Вознесенский и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1992.
2. *Государственная* геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Сер. Енисейская, лист Р-46-XXXIII. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
3. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. – М.: Мир, 1965.
4. *Жданов В.В.* Метасоматиты, опыт изучения и картирования. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
5. *Исаковский* террейн и его обрамление / А.А.Стороженко, Н.Ф.Васильев, С.Д.Сидорас и др. // Мат-лы научно-практической конференции «Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири». Красноярск, 2010. С. 211–222.
6. *Кременецкий А.А., Лапидус А.В., Скрыбин В.Ю.* Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых (по данным сверхглубокого бурения). – М.: Наука, 1990.
7. *Ландау Л.Д., Лившиц Е.М.* Теоретическая физика. Т. II. Теория поля. – М.: Наука, 1988.
8. *Опыт* применения технологии компьютерного прогнозирования золоторудных объектов в заангарской части Енисейского кряжа / В.А.Макаров, С.М.Макеев, В.В.Межубовский и др. // Руды и металлы. 2012. № 3. С. 50–58.
9. *Поспелов Г.Л.* Диспергаты и автодиспергаты как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.
10. *Раген Э.* Геология гранита. – М.: Недра, 1979.
11. *Родыгин А.И.* Динамометаморфические породы. – Томск: ТГУ, 2001.
12. *Штокаленко М.Б., Алексеев С.Г.* Вейвлет-преобразования с физическим смыслом // Мат-лы 34-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». М., 2007. С. 293–297.
13. *Miller M.G.* Ductility in fault gouge from a normal fault system, Death Valley, California: A mechanism for fault-zone strengthening and relevance to paleoseismicity // Geology. 1996. Vol. 24. № 7. P. 603–606.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411:549.74 (571.5)

© А.А.Миронов, 2014

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ ХАРАНУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ, ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ

А.А.Миронов (ООО «Сибирь Геопойск»)

Впервые в альпийских районах Восточного Саяна (Республика Бурятия) выявлено и разведано золоторудное месторождение в корях выветривания. Систематизирован материал по геологическому строению, структуре месторождения, составу образований коры выветривания, рассмотрены вопросы золотоносности карстовой и линейно-контактной коры выветривания. Предложена геолого-поисковая модель месторождения.

Ключевые слова: коры выветривания, карст, тектонические структуры, грабен, золотоносность, месторождение.

Миронов Александр Алексеевич, hushagol@gmail.com

KHARANUR GOLD DEPOSIT IN THE WEATHERING PROFILE SEQUENCE, EAST SAYAN: GEOLOGY AND EXPLORATION MODEL

A.A.Mironov

For the first time in the Republic of Buryatia the gold field in aeration penalties is revealed and reconnoitered. The material on a geological structure, field structure, structure of formations of bark of aeration is systematized, questions of gold-bearing karst and linear-contact weathering crusts are considered. The geological and search model of a field is offered.

Key words: aeration bark, karst, tectonic structures, graben, gold-bearing, field.

Харанурское месторождение золота в корях выветривания, выявленное в альпийских районах Восточного Саяна (Республика Бурятия) — первое подобного генетического типа. Оно расположено в Окинском административном районе республики, в междуречье Урик – Барун-Холбо.

В металлогеническом плане месторождение находится в пределах северо-восточного фланга Холбинского золоторудного узла и пространственно совпадает с центральной частью Харанурского фосфоритоносного рудного поля (месторождение кремнистых и гипергенных фосфоритов) (В.В.Кокунин, 1981; М.С.Свищенко, 1994). Структурно оно расположено на границе двух структурно-фациальных зон — Окинской и Гарган-Бутугольской и приурочено к южному крылу Окинского синклинория, к зоне его восточного центриклинального замыкания. Граница между структурно-фациальными зонами проходит вдоль северной ветви Оспа-Китойского офиолитового пояса и трассируется по зоне Холбын-Хаирханского глубинного разлома (В.А.Лбов, Г.А.Зуев, 1963; А.М.Рогачев, Ю.П.Катюха, 1991). Длительная тектоническая активность последнего в значительной степени обусловила формирование геотектонической структуры Харанурского месторождения и особенности его металлогенической специализации.

В геологическом строении месторождения участвуют стратифицированные вулканогенно-осадочные образования венд-кембрийского возраста и ограничивающие их с юга и юго-запада вендские гипербазиты Холбын-Хаирханского ультрабазитового массива (рис. 1). Разрез стратифицированных образований представлен породами подстилающей сархойской, вышележащей забитской (фосфоритоносной) и венчающей разрез табинзуртинской свит.

Породы сархойской свиты обрамляют с севера и северо-запада Холбын-Хаирханский массив гипербазитов. Их контакт с гипербазитами тектонический, падает на север–северо-запад под углами 45–60°. На юго-западе площади месторождения простирание пород свиты преимущественно субширотное, на восточном фланге — северо-восточное и субмеридиональное. Мощность свиты увеличивается в северо-восточном направлении до 620 м. По литологическому составу свита подразделена на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя (туфогенно-терригенная) подсвита мощностью 160 м представлена горизонтом сланцеватых зеленовато-серых туфоалевролитов и туфопесчаников с линзами и прослоями серовато-лиловых туфогравелитов. Верхняя (туфогенно-карбонатная) подсвита характеризуется наличием в ос-

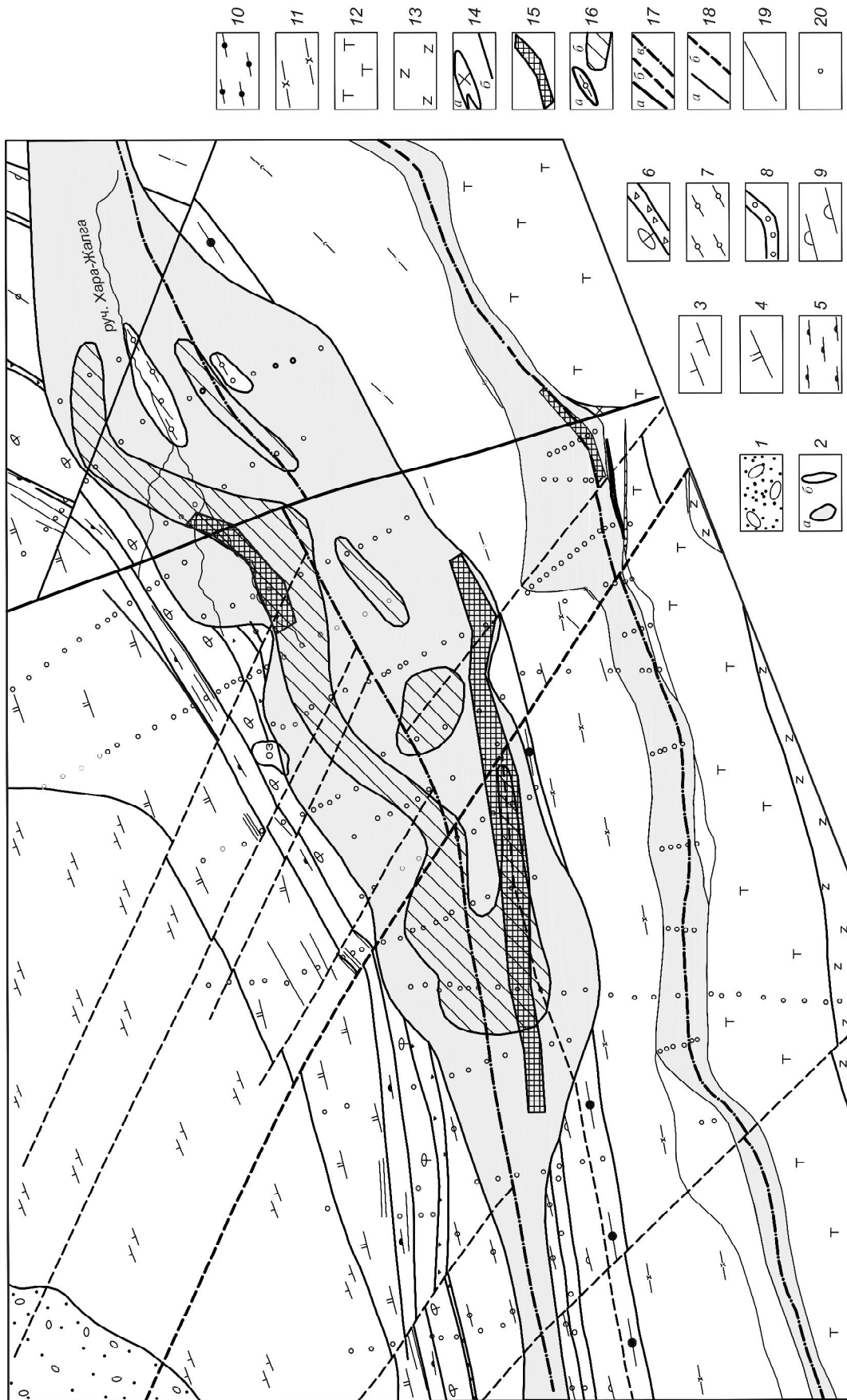


Рис. 1. Геологический план Харанурского месторождения золота в корах выветривания:

1 — ледниковые и пролювиально-аллювиальные отложения — валуны, галечники, пески, супеси; *2* — участки развития рыхлых образований мел-палеогеновой коры выветривания (*a* — «in situ» карстовой, линейно-трещинной, *b* — перемещенной); *3* — окремненные светло-серые, белые массивные, участками пятнистые доломиты; *4* — известняки, доломиты, углеродисто-слюдисто-известковистые сланцы; *5* — пятнисто-сетчатые, массивные, брекчиевидные доломиты; *6* — фосфоритонесущая пачка (углеродисто-глинисто-кремнистые, кремнисто-карбонатные сланцы, темно-серые известняки с прослоями фосфоритов, в основании — брекчиевидные фосфориты); *7* — серые, неясно слоистые, брекчиевидные доломиты с редкими прослоями фосфата; *8* — карбонатные конглобрекчии; *9* — светло-серые, массивные, онколитовые, интенсивно окремненные доломиты; *10* — темно-серые, черные доломиты, известняки, углеродисто-слюдисто-известковистые сланцы; *11* — туфоогенно-осадочная пачка (серовато-зеленые, участками с лиловым оттенком туфопесчаники, туфогравелиты); *12* — слабо пиритизированные тальк-карбонатные, кварц-тальк-карбонатные породы (листвениты); *13* — серпентиниты, серпентинизированные перидотиты; *14* — дайки окварцованных, карбонатизированных диоритов, микродиоритов (*a* — в масштабе, *b* — вне масштаба); *15* — разведанные рудные тела золота; *16* — желоба, провалы, воронки глубиной >50 м (*a*), выступы (*b*); *17* — главные разрывные нарушения (*a* — установленные, *b* — предполагаемые, *в* — скрытые под вышележащими образованиями); *18* — второстепенные разрывные нарушения (*a* — установленные, *b* — предполагаемые); *19* — геологические границы; *20* — скважины

новании пачки известняков мощностью 30 м. Известняки темно-серые углеродистые, сланцеватые с линзами сетчатых доломитов перекрыты зелеными пелитовыми туфами с пирротином, постепенно переходящими в темно-серые известковистые доломиты с прослоями пиритизированных известковистых сланцев. Мощность пачки туффитов изменяется от 20 до 72 м. Завершается разрез подсвиты горизонтом светло-серых массивных онколитовых доломитов мощностью 40 м.

Забитская свита вендского возраста залегает с размывом на породах сархойской свиты. Ее характерные особенности — фосфатность и фациальная изменчивость по латерали и в разрезе. Общая мощность не постоянна, максимальная — >1 км. В составе свиты выделены нижняя, средняя и верхняя подсвиты.

Нижняя (подфосфатная) подсвита в основании имеет базальный горизонт конглобрекчий и несортированных конгломератов, перекрытый маломощной (до 25 м) пачкой тонкослоистых доломитов. Доломиты характеризуются перемежаемостью светло-серых и темно-серых разновидностей и содержат редкие прослои серовато-зеленых мергелей. Завершают разрез брекчиевидные, интенсивно диагенетически окремненные серые доломиты с линзами силицитов. Общая мощность отложений подсвиты изменяется от 60 до 300 м.

Средняя (фосфоритонесущая) подсвита представлена слабо фосфатными доломитами и пластами фосфоритов мощностью от 4,6 до 112 м. Верхняя (доломитовая) подсвита суммарной мощностью ~500 м сложена слоистой пачкой темноцветных карбонатов (доломиты, известняки и их переходные разности обычно с вкрапленностью пирита) с маломощными (до 0,7 м) слоями и линзами фосфоритов. Завершают разрез подсвиты серые, светло-серые доломиты.

Породы табинзуртинской свиты (преобладают светлые массивные доломиты с характерным диагенетическим окремнением и выделениями жильного кварца) по надвигу, с углом наклона поверхности сместителя 35–39°, перекрывают отложения забитской свиты. В поле развития пород табинзуртинской свиты отмечаются первичные и вторичные литохимические ореолы рассеяния золота с содержаниями от 0,005 до 0,2 г/т.

Интрузивные образования представлены породами ильчирского ультрабазитового, боксонского базитового и холбинского гранодиоритового комплексов. Рифейские образования ильчирского комплекса (серпентинизированные гарцбургиты, оливиниты, пироксениты и серпентиниты) слагают крупный Холбын-Хаирханский (Улан-Ходинский) гипербазитовый массив. Вдоль северной границы массива развита мощная (300–700 м) эндоконтактная оторочка тальк-карбонатных апосерпентинитовых метасоматитов и лиственитов. Позднерифейский боксонский комплекс пространственно связан с ильчирскими гипербазитами. Породы слагают шток диоритов размером 200×270 м и многочисленные маломощные (0,1–10,0 м) дайки пиритизированных микродиоритов. Девонский холбинский интрузивный комплекс представлен дайками и трещинными интрузиями кварцевых порфиров, гранит-порфиров и плагиогранитов, прорывающих образования ильчирского и боксонского комплексов.

Геолого-структурная позиция Харанурского месторождения определяется приуроченностью к зонам сочленения Холбын-Хаирханского глубинного разлома северо-западного простирания с крутопадающими разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного направлений. Глубинный разлом трассируется серией пространственно сближенных субпараллельных тектонических нарушений, в плане образующих выгнутую в западном направлении

дугообразную зону протяженностью не менее 18–20 км. В пределах месторождения зона разломов фиксируется дайками холбинского интрузивного комплекса, слагающими веерообразные дайковые поля.

Зоны сочленения разрывных структур северо-западного, субширотного и восток–северо-восточного направлений в пределах карбонатной толщи обусловили развитие площадей карстообразования и его интенсивность, а также, как следствие, последующее формирование карстовых кор выветривания, которые вмещают месторождения золота и гипергенных фосфоритов.

В пределах тектонического контакта ультрабазитов северной фронтальной части гипербазитового массива с туфогенно-осадочными образованиями сархойской свиты сформировалась золотоносная линейно-трещинная кора выветривания, унаследовавшая общее субширотное юго-западное простирание разрывных структур. В непосредственной близости (100–500 м) от остаточной линейно-трещинной коры выветривания субпараллельно протягивается закарстованная область.

На месторождении выделены два морфогенетических типа рудоносных кор выветривания — карстовый и линейно-трещинный. К карстовой коре выветривания приурочены пространственно разобщенные рудные тела золота и гипергенных фосфоритов, к линейно-трещинной — золота.

Карстовая кора выветривания сформировалась вдоль субширотного разлома, в зоне его сочленения с системой разрывных нарушений Холбын-Хаирханского разлома северо-западного и субмеридионального направлений. Структура, вмещающая карстовую кору выветривания, представляет собой сложно построенный грабен субширотного – северо-восточного простирания, осложненный серией разрывных нарушений северного и северо-западного направлений. Образования коры выветривания развиты в поле карбонатных отложений забитской свиты вдоль зоны ее контакта с туфогенно-карбонатной пачкой сархойской свиты. Структурно-тектоническая позиция карстовой депрессии определяет ее морфологию и внутреннее строение.

Установленная протяженность карстовой депрессии 3200 м, на северо-восточном и юго-западном флангах она не оконтурена. Ширина депрессии в центральной части составляет 550–650 м, на флангах — 150–350 м, внутреннее строение блоковое. В центральной ее части обнаружен выступ пород фундамента протяженностью 1550 м и глубиной залегания от 15 до 50 м, разделяющий структуру на два субпараллельных, линейно вытянутых «кармана» — северный и южный. В юго-западном направлении выступ «теряется» и выходит на поверхность.

Северный «карман» депрессии развит преимущественно вдоль простирания фосфатоносной пачки, отклоняясь от нее только на северо-восточном фланге месторождения. Он представлен волнообразно изогнутым желобом лентообразной формы шириной 75–175 м, глубиной 60–149,3 м. Нижняя граница желоба на значительной площади не оконтурена. В этой структуре сосредоточены пространственно разобщенные балансовые запасы золота и гипергенных (карстовых) фосфоритов категории С₂.

Южный «карман» трассируется в плане узкой (30–60 м) цепочкой прямолинейных депрессий глубиной 50 м и более, выполненных блоками коры выветривания по туфогенно-карбонатным породам сархойской свиты. В юго-западной части площади месторождения простирание рудоносной структуры субширотное, на восточном фланге оно сменяется на северо-восточное. В пределах этой структуры разведано рудное тело с балансовыми запасами золота категории С₂.

Состав карстовой коры выветривания — пестроцветные суглинки, супеси, глины с примесью дресвы и щебня. В разрезе карстовой полости можно выделить три основных горизонта (сверху вниз): покровных делювиально-пролювиальных отложений, состоящих из щебнистых суглинков с глыбами; бесструктурного элювия дресвяно-суглинистого состава; структурного элювия, представленного дресвяно-щебнисто-глинистыми образованиями.

Карстовая депрессия формировалась в неспокойной тектонической обстановке, на что указывает обилие в разрезе контракционных брекчий. Профиль коры выветривания в карсте (сверху вниз) имеет следующий состав.

Делювиально-пролювиальные отложения. В разрезе выделяются два горизонта: верхний (покровных отложений) и нижний (элювиальных глин). Покровные отложения развиты повсеместно и состоят из продуктов ближнего сноса, содержат разнообразный по размеру и составу обломочный материал — суглинки, супеси, реже глины с большим количеством крупных обломков. Цвет отложений изменчив, но всегда с темным сероватым оттенком. Доля фракции +2 мм в этом типе отложений составляет 30–50%, редко более. Обломочный материал обычно слабо окатан. Состав его пестрый, обломки практически не подвергнуты процессам выветривания, присутствуют все разновидности пород, окружающих депрессию (серпентиниты, тальк-карбонатные породы, доломиты, сланцы, туфопесчаники, интрузивные и эффузивные образования разного состава и проч.). Мощность отложений варьирует от 2–3 до 5–8 м.

Нижний горизонт сложен русловыми отложениями палеодолин мощностью от 2 до 18 м. Отложения такого типа вскрыты только скважинами БЛ-15 и БЛ-27. По составу это коричневые серого, желтого и кирпичного оттенков суглинки и глины с переменным количеством крупного обломочного материала. Доля фракции +2 мм колеблется от 9 до 44%, в среднем 20–30%. Обломочный материал окатан, несет следы интенсивного выветривания. Его состав пестрый и аналогичен составу материала покровных отложений.

Бесструктурный дресвяно-суглинистый элювий выполняет карстовую депрессию и является продуктом физического и химического выветривания кремнистых доломитов. Исходя из степени изменений материнского субстрата, в разрезе бесструктурного элювия выделяются верхний и нижний горизонты. Суммарная мощность этих образований в северном желобе до 145 м.

Верхний горизонт пестроцветных глинисто-кремнистых фосфатсодержащих отложений (маршаллитов) обогащен дресвой кремней и жильного кварца (В.В.Кокунин, 1981). В верхней части горизонта окраска пород светлая (бежевая, желтоватая, кремовая), в нижней — темная (коричневая, бурая). Структурно-текстурные признаки материнской породы отсутствуют. В меньшей степени изменены дайковые образования. Доля обломочного материала фракции +2 мм составляет 6–15%. Мощность горизонта в северной части депрессии 56–65 м. Отдельные линзы маршаллитов встречаются в разрезе на глубине 132 м. В южном «кармане» мощность маршаллитов уменьшается до 3–4 м.

Нижний горизонт представлен пестроцветными глинисто-кремнисто-карбонатными, часто фосфатсодержащими отложениями с обильной дресвой доломитов, реже кремней и жильного кварца. Структурно-текстурные признаки материнских пород отсутствуют. Слабо изменены только дайки гранит-порфиров и микродиоритов. Доля обломочного материала фракции +2 мм не более 10%. Характерный признак отложений — наличие горизонтов контрационных брекчий, в которых доля обломочного материала фракции +2 мм составляет 10–30%. Глинистая составляющая имеет монтмориллонит-гидрослюдистый состав, окрашена в коричневые и бурые цвета различных оттенков. Мощность отложений горизонта изменяется от 3 до 78 м.

Структурный элювий, как правило, представлен дресвяно-щебнисто-суглинистым материалом, сохранившим текстурно-структурные признаки материнских пород и их ориентировку в пространстве. По-видимому, структурная кора выветривания в карсте образовалась за счет карбонатов, содержа-

щих значительное количество силикатных прослоев. Количество обломочного материала фракции +2 мм изменяется от 0 до 47%.

Ниже по профилю залегают коренные породы, представленные преимущественно окремненными, часто брекчиевидными доломитами и углеродисто-кремнисто-карбонатными сланцами.

Золотоносность отложений коры выветривания носит дискретный характер и характеризуется вариациями содержаний Au от 0 до 16,3 г/т. Золото отмечается практически по всему разрезу, отличаясь лишь концентрациями. Его источником служили существовавшие ранее минерализованные рудные зоны. В ложе материнских пород, сложенных брекчиевидными доломитами, бурением установлены две минерализованные зоны тонкопрожилкового окварцевания с содержаниями Au 0,4 и 1,1 г/т.

В пределах карстовой депрессии разведаны два рудных тела золота по категории С₂. Рудное тело 1 лентовидной формы субширотного простирания имеет протяженность 1280 м, ширину 54 м. Мощность его колеблется от 1 до 9,5 м, средняя 5,4 м. Глубина залегания рудного тела варьирует от 0,0 до 6,5 м, в среднем составляет 3 м. Среднее содержание Au в рудном теле 1150 мг/т при вариациях от 0 до 6034 мг/т.

Юго-западный фланг рудного тела локализован в слабо фосфатоносных глинисто-кремнистых образованиях (маршаллитах), а северо-восточный приурочен к щебнисто-глинистым образованиям — интенсивно выветрелым сульфидизированным углеродисто-кремнисто-карбонатным сланцам.

Рудное тело 2 расположено в северо-восточной части депрессии и трассируется вдоль северного борта желоба, глубина которого в этой части >70 м. Желоб выполнен слабо фосфатоносными глинисто-кремнистыми образованиями (маршаллитами), которые перекрыты древними аллювиальными суглинками мощностью 18 м. Предполагается, что они были отложены в палеорусле руч. Хара-Жалга. Количество дресвяно-щебнистого материала из полукатанных и выветрелых обломков пород составляет 10–15%.

Маршаллиты — переслаивающиеся темно-коричневые, коричневые, желтовато-коричневые и кремовые глинисто-кремнистые образования — содержат большое количество дресвы кремней и жильного кварца. Верхняя часть разреза сложена глинисто-кремнистыми образованиями светлых тонов. По всей толще отмечаются многочисленные полностью глинизированные дайки эффузивов кислого состава. Содержание гидроксидов железа участками достигает 5%.

Рудное тело протяженностью 365 м, шириной 53 м прослежено от поверхности до глубины 49,8 м. С северо-востока оно не оконтурено. Содержание Au изменяется от 25 до 16 347 мг/т, среднее 2510 мг/т.

Линейно-трещинная кора выветривания сформировалась в зоне влияния Холбын-Хаирханского разлома на контакте туфоалевролитов сархойской свиты и кварц-талк-карбонатных метасоматитов по гипербазитам ильчирского комплекса. В пределах северной фронтальной части гипербазитового массива кора выветривания трассируется в виде непрерывной полосы субширотного простирания. На южном фланге кора выветривания хорошо выражена в рельефе ступенчатым уступом высотой 1–2,5 м, подчеркивающим перегиб склона. Вдоль уступа на выровненной поверхности развиты мерзлотные «медальоны», сложенные желтовато-бурыми, желтыми и рыжеватыми суглинками. На флангах зоны развития коры выветривания «медальоны», как правило, скрыты под курумами.

Протяженность зоны с линейной корой выветривания составляет ~3 км при ширине 75–250 м, установленная глубина развития 80,3 м. Максимальных параметров, как по площади распространения, так и по глубине развития, кора выветривания достигает в пределах зоны сочленения субширотных разломов с системой разрывных нарушений северо-западного простирания.

Линейно-трещинная остаточная кора выветривания сложена продуктами физического и химического выветривания вмещающих пород. В ее профиле выделены две зоны (сверху вниз): бесструктурного элювия (песчано-глинистые породы, перекрытые делювиально-пролювиальными суглинками с глыбами) и структурного элювия дресвяно-щебнисто-суглинистого состава.

Покровные делювиально-пролювиальные отложения развиты повсеместно, состоят из продуктов ближнего сноса, содержат разнообразный по размеру и составу обломочный материал — суглинки, супеси, пески, реже глины с примесью крупного обломочного материала. Цвет отложений изменчив, но всегда имеет зеленоватый оттенок. Доля фракции +2 мм в этом типе отложений колеблется от 11 до 50%, в среднем составляет 20–25%. Обломочный материал (серпентиниты, талькиты, листовиты, тальк-карбонатные породы, туфоалевролиты, диориты) обычно слабо окатан и практически не подвергнут процессам выветривания. Мощность отложений 1–4 м.

Бесструктурные отложения коры выветривания представлены продуктами глинизации листовитизированных тальк-кварц-карбонатных пород и туфоалевролитов.

В процессе глинизации листовитизированные тальк-кварц-карбонатные породы превращены в коричнево-желтые — ярко-коричневые суглинки, супеси и песчаные глины. В них повсеместно отмечаются мелкие стяжения, гнезда и прослойки лимонитовых охр и кварц-лимонитовых агрегатов. Листовитизированные туфоалевролиты зеленовато-серого цвета преобразованы в серые, светло-серые, желтовато-коричневые с зеленоватым оттенком и пятнами рыжих охр суглинки и глины. Доля фракции +2 мм в этом типе отложений варьирует от 1 до 100%, в среднем составляет 40%. Обломочный материал интенсивно изменен и несет следы слабого сглаживания за счет растворения.

Структурные отложения коры выветривания «in situ» представлены суглинисто-дресвяно-щебнистым материалом, сохранившим текстурно-структурные признаки материнских пород. Обломочный материал слабо изменен, количество обломков фракции +2 мм варьирует от 29 до 100%, в среднем составляет >55%. Количество обломочной фракции +2 мм в перемещенных (20–25%) и бесструктурных (40%) отложениях кор выветривания существенно отличается от такового в структурных отложениях коры выветривания «in situ» (>55%).

Золотоносность линейно-трещинной коры выветривания. По гранулометрическому составу отложения линейно-трещинной коры выветривания относятся к песчано-глинистым. Технологическими исследованиями в них установлено преобладание свободного золота гравитационных классов крупности в количестве 60–70% (А.А.Миронов, Е.А.Миронова, 2004). Золото в остаточной коре выветривания мелкое, 67,7% его сконцентрировано в классе крупности -2+0,25 мм. Преобладающее число золотин имеет форму друзовидных каркасов, состоящих из различно ориентированных дендритовидных и изометричных зерен. Облик золота рудный, иногда со следами окатанности (рис. 2), проба 941–958‰. Качественный анализ золота свидетельствует о практически полном отсутствии в нем Hg и наличии незначительной примеси Cu (0,02–0,1%). Содержание Ag составляет 4,2–5,2%. По данным химического анализа в пределах линейно-трещинной коры выветривания содержание Au изменяется от 0,02 до 0,8–1,2 г/т, достигая на отдельных участках 12 г/т (А.А.Миронов, Е.А.Миронова, 2004). Наиболее золотоносны в описываемой коре выветривания нижние слабо проработанные гипергенными процессами глинисто-песчано-щебнистые горизонты. В них в большом количестве сохранились остаточные минералы, такие как тальк, серпентин, хлорит, карбонаты.

В пределах восточного фланга в горизонте структурного элювия на глубине 9,9 м выявлено рудное тело с забалансовыми запасами золота. Оно приурочено к контакту кварц-талк-карбонатных пород с кварц-талк-хлорит-серпентинитовыми сланцами. Контакт осложнен дайкой микродиоритов и межпластовой интрузией среднего состава. Породы в зоне контакта интенсивно окварцованы и сульфидизированы. В зоне гипергенеза по пириту образованы псевдоморфозы лимонита, часто превращенные в агрегаты лимонитовых охр. Мощность рудного тела 12,1 м, протяженность 220 м, среднее содержание Au 0,68 г/т.

Источником рудного золота служит убогая минерализация, развитая по контакту кварц-талк-карбонатных пород и лиственитизированных туфоалевролитов. Контакт осложнен «веером» маломощных даек лиственитизированных микродиоритов. Вдоль контактов даек отмечаются зоны тонкопрожилкового окварцевания и сульфидизации (2–3%). В пределах минерализованной зоны содержание Au изменяется от 0,0 до 1,95 г/т при среднем ~0,2 г/т. На участках интенсивного окварцевания содержание пирита возрастает до 5–15% с одновременным укрупнением его зерен до 5–20 мм и изменением формы кристаллов на кубооктаэдрическую. Пирит, как правило, лимонитизирован и является одним из источников золота в процессе гипергенного преобразования исходных пород (Au в пирите 1,1–3,5 г/т).

На основании изложенного выделены основные элементы модели Харанурского месторождения золота в корах выветривания, которые рекомендуется учитывать при поисках в регионе месторождений подобного типа.

Геотектонический. Область сочленения Окинской и Гарган-Бутугольской структурно-формационных зон. Крыло венд-палеозойской региональной структуры (Окинский синклиниорий) в зоне его восточного центриклинального замыкания.

Структурные. Зоны крупных региональных тектонических структур глубокого заложения (Холбын-Хаирханский разлом северо-западного простирания, Субширотный крутопадающий и нарушения северо-западного направления). Узлы сочленения тектонических нарушений (сложно построенный грабен) — определяющий фактор в процессе формирования зон карсто- и корообразования. Зона Субширотного нарушения в пределах фронтальной части гипербазитового массива — область развития линейно-трещинной коры выветривания.

Магматические. Зона экзоконтакта массива гипербазитов и скрытого гранитоидного массива с широким развитием даек и дайкообразных тел.

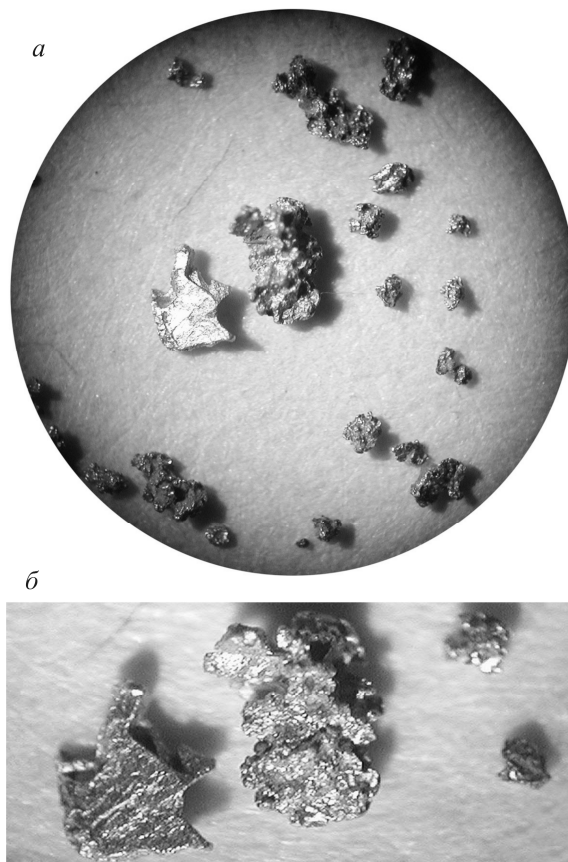


Рис. 2. Золото из линейно-трещинной коры выветривания (восточный фланг Харанурского месторождения): ув.: а — 14, б — 30

Литологический. Карстующиеся вулканогенно-осадочные, часто фосфатсодержащие венд-кембрийские образования, особенно в зоне контакта карбонатных и туфогенно-карбонатных пород. Экзоконтакт интрузии офиолитов и лиственитизированных туфоалевролитов.

Метасоматические. Проявление процессов лиственитизации, березитизации, тонкопрожилкового окварцевания и сульфидно-кварцевой минерализации.

Минералогический. Наличие золота гравитационных классов крупности до 70%. Широкое развитие пирита различных генераций, халькопирита, реже пирротина.

Металлогенический. Наличие коренных источников золота — золотоносные минерализованные зоны, сульфидно-кварцевые жилы, сопровождаемые вкрапленной сульфидной минерализацией, сульфидизированные черносланцевые образования.

УДК 549.2/8:553.3/4:553.491.8.04 (47+57)

© Н.М.Чернышов, М.М.Понамарева, 2014

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Н.М.Чернышов, М.М.Понамарева (Воронежский государственный университет)

На железорудных месторождениях Курской магнитной аномалии (КМА) в верхних зонах коры выветривания железистых кварцитов происходит разубоживание концентраций благородных металлов, а не накопление, как в ряде аналогичных зарубежных месторождений.

Ключевые слова: благородные металлы, железорудные месторождения, железистые кварциты, кора выветривания, Курская магнитная аномалия.

Чернышов Николай Михайлович, petrology@list.ru, Понамарева Марина Михайловна, marichka15@mail.ru

FEATURES OF THE DISTRIBUTION OF NOBLE METALS IN THE WEATHERING CRUST OF IRON ORE DEPOSITS OF KURSK MAGNETIC ANOMALY

N.M.Chernyshov, M.M.Ponamareva

In the weathering crust of ferruginous quartzite iron ore deposits of the Kursk Magnetic Anomaly from its lower to upper zones not occurs the accumulation of noble metals as in a number of similar foreign deposits, but dilution.

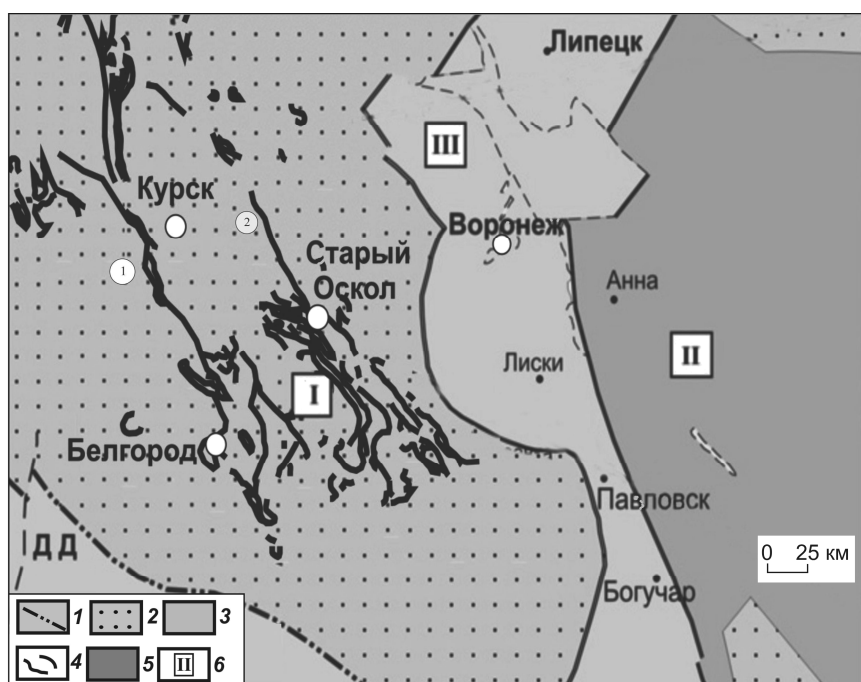
Key words: noble metals, iron ore deposits, ferruginous quartzites, weathering crust, the Kursk Magnetic Anomaly.

В последнее время увеличилась потребность в золоте и металлах платиновой группы. Центральный регион России относится к перспективным на благороднометальное оруденение, локализованное в железистых кварцитах. В пределах Михайловского (Белгородско-Михайловский зеленокаменный пояс) и Старооскольского (Орловско-Тимской зеленокаменный пояс) железорудных районов

КМА широко развиты коры выветривания железистых кварцитов, которые и явились объектом исследования в связи с перспективностью их на благородные металлы (рис. 1). Так, в корях выветривания железистых кварцитов в Бразилии среднее содержание Au в рыхлых железных рудах 13–25 г/т, а содержание платиноидов в некоторых гнездах достигает $7,65 \cdot 10^3$ г/т.

Рис. 1. Схема местоположения Белгородско-Михайловского (1) и Орловско-Тимского (2) зеленокаменных поясов КМА:

1 — граница между Воронежским кристаллическим массивом (ВКМ) и прилегающими геологическими структурами, по [5]; 2 — структурно-вещественный комплекс (СВК) архейского основания, 3 — СВК Лосевской шовной зоны; 4 — железистые кварциты (железисто-кремнисто-сланцевая формация раннего протерозоя); 5 — СВК этапа эпикратонного прогибания пассивной континентальной окраины; 6 — мегаблоки ВКМ: I — КМА, II — Хоперский, III — Лосевская шовная зона; ДД — Днепровско-Донецкий авлакоген (ДД)



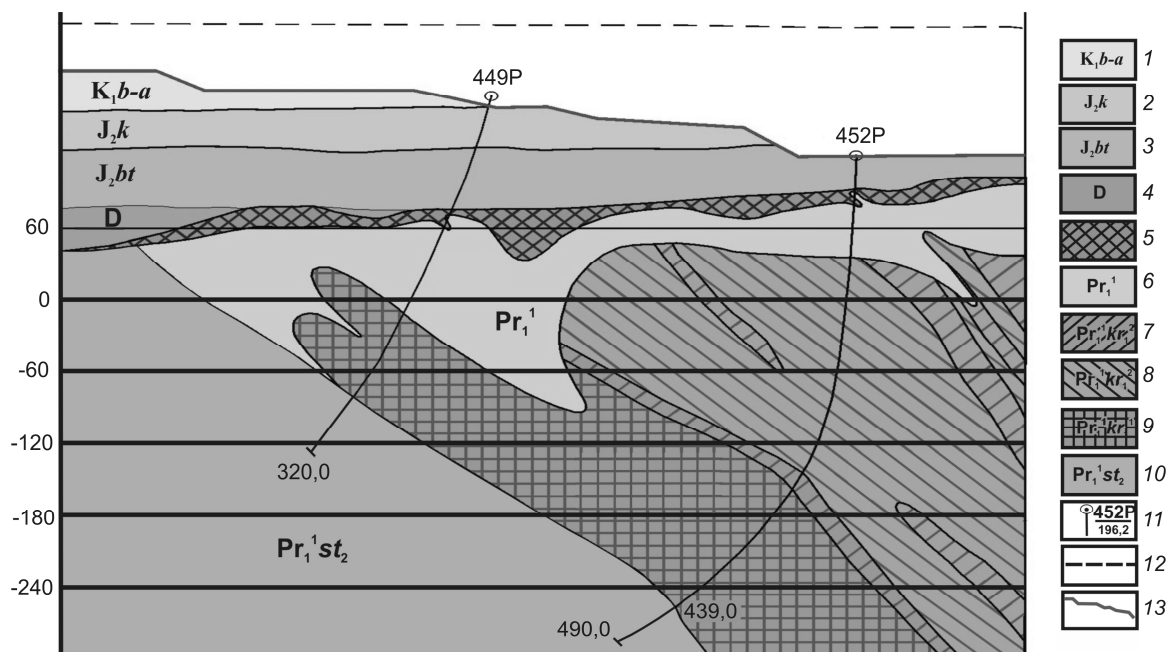


Рис. 2. Разрез P-65 Михайловского месторождения, по [9]:

отложения: 1 — нижнемеловые, среднеюрские (2 — келловейский, 3 — батский ярус), 4 — девонские; кора выветривания: 5 — богатые железные руды, 6 — окисленные железистые кварциты; нижняя железорудная подсвита коробковской свиты: 7 — гематит-магнетитовые кварциты и 8 — магнетит-гематитовые кварциты второй пачки, 9 — карбонатно-магнетитовые кварциты первой пачки; 10 — верхнестойленская подсвита; 11 — скважины и их номера; 12 — дневная поверхность; 13 — контур карьера

В геологическом строении месторождений железорудных районов КМА участвуют нижнепротерозойские образования курской и оскольской серий. В составе курской серии выделены две свиты: стойленская и продуктивная коробковская, которая

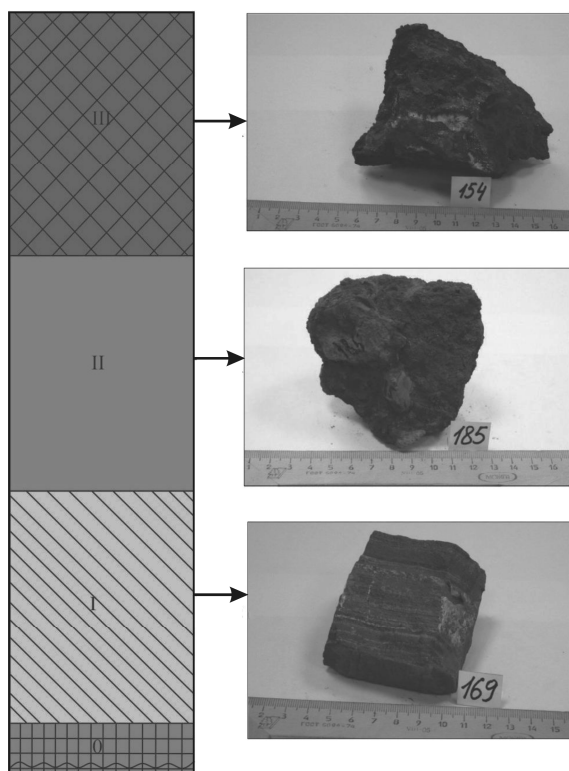


Рис. 3. Профиль коры выветривания на примере Стойленского месторождения:

III — зона богатых руд с полной мартитизацией магнетита, растворением кварца, выносом кремнезема и образованием при этом оксидов и гидроксидов железа. Содержание железа в рудах месторождений: Михайловское — $Fe_{общ} < 52-54\%$, Стойленское, Лебединское — $Fe_{общ} \geq 45\%$; II — зона интенсивного окисления (окисленные кварциты), полная мартитизация магнетита с частичным растворением кварца и силикатов, интенсивная дезинтеграция, трещиноватость и кавернозность, интенсивный вынос кремнезема и других наиболее подвижных компонентов. Содержание железа в рудах месторождений: Михайловское — $Fe_{магн} < 3-4\%$ ($< 8\%$): среднеокисленные 4–8%, высокоокисленные 1–4% кварциты, Стойленское, Лебединское — $Fe_{магн} < 12\%$, $Fe_{магн}/Fe_{общ} < 0,3$; I — зона слабого окисления (полуокисленные кварциты), частичная мартитизация магнетита, разложение карбонатов и силикатов, сохранение первичных структурно-текстурных особенностей породы. Содержание железа в рудах месторождений: Михайловское — $Fe_{магн} > 8\%$ (8–16%): полуокисленные 8–12%, слабоокисленные 12–16% кварциты, Стойленское, Лебединское — $Fe_{магн} \geq 12\%$, $Fe_{магн}/Fe_{общ} 0,3-0,7$; 0 — зона: материнские породы (железистые кварциты)

1. Содержание благородных металлов в разных типах железистых кварцитов железорудных месторождений КМА, по [1, 3, 5–7]

Породы	Химико-спектральный анализ, г/т				
	Au	Pt	Pd	Rh	Pd/Pt
<i>Стойленское месторождение</i>					
Силикатно-магнетитовые кварциты	0,21 (10)	0,04 (10)	0,11 (10)	0,0005 (7)	2,75
Магнетитовые железистые кварциты	0,22 (5)	0,1 (5)	0,07 (5)	0,001 (4)	0,70
Слаборудные кварциты	0,34 (7)	0,05 (7)	0,09 (5)	0,01 (4)	1,80
Кора выветривания: окисленные железистые кварциты	0,13	0,025	2,19	Н.о.	87,60
	<0,002	0,0019	<0,002	0,0019	-
Кора выветривания: богатые руды	<0,002	<0,002	<0,002	0,0026	-
<i>Лебединское месторождение</i>					
Силикатно-магнетитовые кварциты	0,28 (3)	0,08 (3)	0,06 (3)	Н.о.	0,75
Гематит-магнетитовый кварцит	0,56	0,03	0,15	Н.о.	5,00
Слаборудный кварцит	0,12 (2)	0,03 (2)	0,07 (2)	Н.о.	2,33
Кора выветривания: окисленный железистый кварцит	<0,002	<0,002	<0,002	0,0026	-
Кора выветривания: богатые руды	<0,002	0,0018	<0,002	0,0017	-
<i>Михайловское месторождение</i>					
Силикатно-магнетитовые кварциты	1,57 (4)	0,08 (4)	0,03 (4)	-	0,38
Магнетитовые кварциты	0,07 (3)	0,05 (4)	0,03 (4)	-	0,60
Слаборудные кварциты	0,05 (3)	0,03 (3)	0,02 (3)	-	0,67
Кора выветривания (окисленный железистый кварцит)	<0,002	<0,002	<0,002	0,0025	-
Кора выветривания: богатые руды	<0,002	<0,002	<0,002	-	-

Примечание. Анализы выполнены Г.Е.Белюсовым, Л.Ф.Карташовой, В.А.Сычковой спектрохимическим методом в лаборатории ИГЕМ РАН. По корам выветривания анализ выполнен В.Л.Кудряшовым, Е.В.Тимашевой в химико-аналитической лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. В скобках — число анализов. Н.о. — элемент не определялся.

включает две железорудные и две сланцевые под-свиты [1, 5].

При однотипности строения продуктивной коробковской свиты курской серии состав железистых кварцитов с благороднометальной минерализацией в Михайловском и Старооскольском рудных районах существенно различается [5, 8]. Первый из них характеризуется преимущественным развитием магнетитовых, магнетит-гематитовых, гематит-магнетитовых, гематитовых при ограниченной роли карбонатно-магнетитовых, безрудных и крайне редко силикатно-гематит-магнетитовых кварцитов [1, 4, 8]. Во втором ведущая роль принадлежит силикатно-магнетитовым (куммингтонит-, биотит-, щелочно-амфибол-, актинолит- и эгирин-ребикитовым), гематит-магнетитовым и слаборудным кварцитам. В каждом из этих типов присутствуют карбонаты [1, 3, 4, 8].

При изучении коры выветривания в рудных районах выделялись три морфогенетических типа — площадной, линейно-площадной и линейный [10]. Площадная кора имеет повсеместное распространение. Ее мощность в различных частях района колеблется от 5 до 150–300 м. В зонах тектонических нарушений и вдоль контактов со

сланцами площадная кора сменяется линейной, которая распространяется вглубь на сотни метров. При ширине 150–200 м линейная кора выветривания иногда достигает горизонта –800 м, вдоль контакта со сланцами — горизонта –400 м и глубже [2, 4, 5, 8] (рис. 2). На Стойленском месторождении мощность коры выветривания изменяется от 5 до 80 м [2, 3]. Профиль довизейской коры выветривания имеет зональное строение, обусловленное различной степенью выветривания (рис. 3).

В Старооскольском и Михайловском железорудных районах КМА повышенные содержания благородных металлов связаны с зонами сульфидизации в коре выветривания, которые размещаются в дезинтегрированных мартитизированных рудах и окисленных железистых кварцитах (табл. 1). Состав вмещающих пород и руд, характер распределения благороднометальной минерализации, соотношение тяжелых и легких платиноидов, состав минеральных фаз в значительной мере определяются положением Михайловского и Старооскольского рудных районов в структуре мегаблока КМА. При изучении таких зон следует учитывать их пространственную сопряженность с различными по внутреннему строению и составу породными и рудными ассоциациями,

2. Содержание Pt, Pd и Au в породах зеленокаменных поясов ранне- и позднеархейского циклов развития ВКМ, г/т, по [5]

Рудовмещающие формации (комплексы, серии, свиты)	Породы (в том числе их минерализованные разновидности)	Число анализов	Pt	Pd	Au	Pd/Pt
<i>Позднеархейский цикл (3–2,5 млрд. лет; олимпийский тип)</i>						
Габбро-диабазовая (тарасовский комплекс)	Габбро, габбро-диабазы	2	0,020	0,009	0,003	0,45
Дунит-перидотитовая (железногорский комплекс)	Дуниты и их серпентиниты	5	0,044	0,011	0,005	0,25
	Перидотиты и их серпентиниты	6	0,035	0,007	0,004	0,20
	То же, с сульфидной минерализацией	2	0,110–0,140	0,023–0,075	0,030	0,40
Коматиит-базальтовая (александровская свита михайловской серии)	Перидотитовые коматииты	6	0,020	0,005	0,005	0,25
	То же, с сульфидной минерализацией	1	0,060	0,023	-	0,38
	Пироксеновые коматииты	2	0,015	0,005	0,003	0,33
	Коматиитовые базальты	20	0,009	0,004	-	0,44
	Толеитовые базальты	5	0,008	0,006	-	0,75
<i>Раннеархейский цикл (>3 млрд. лет; бесединский тип)</i>						
Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая	Габбро-нориты	8	0,010	0,005	0,003	0,50
	Перидотиты с сульфидной минерализацией	2	0,170	0,014	0,005	0,08
	Пироксениты с сульфидной минерализацией	1	0,240	0,015	-	0,06
	Горнблендиты рудные	1	1,300	0,360	-	0,28
Коматиит-пикрит (?) - базальтовая	Толеитовый базальт	3	0,012	0,005	0,003	0,42

степень эродированности и последующую структурно-вещественную эволюцию Белгородско-Михайловского и Орловско-Тимского зеленокаменных поясов [4, 5–8] (см. рис. 1).

В Белгородско-Михайловском зеленокаменном поясе присутствуют типичные для зеленокаменных поясов других континентов породные ассоциации: нижняя (в объеме александровской свиты михайловской серии) вулканогенная коматиит-базальтовая с редкими прослоями железистых кварцитов и комагматичными субвулканическими телами дунит-перидотитового состава с сульфидной медно-никелевой минерализацией, обогащенной ЭПГ (Pt, Pd) и Au (табл. 2); верхняя (в объеме лебединской свиты михайловской серии), включающая бимодальную базальт-риолитовую вулканогенную и габбро-диабазовую дайковую, в которой подобно ранней породной ассоциации отмечается преобладание Pt над Pd (см. табл. 2). Наличие повышенных концентраций Pt и Pd (при значительном преобладании Pt над Pd) и Au фиксируется в ультраосновных породах обоянского комплекса [5, 8].

В Орловско-Тимском зеленокаменном поясе в отличие от Белгородско-Михайловского практически отсутствуют коматииты и широко развиты вулканы бимодальной базальт-риодацитовой форма-

ции. Здесь отмечается пространственное сонахождение углеродсодержащих осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород неархейской александровской свиты михайловской серии с колчеданным благороднометалльным оруденением авильского типа (Pt 0,007–0,13 г/т, Pd 0,03–0,17 г/т, Pt/Pd 1,7–4,6, Au 0,19 г/т, Ag до 2,1 г/т и др.). В основании курской серии залегают конгломераты с многочисленными разномасштабными проявлениями уран-золото-платиноносного оруденения (стойленский тип), источником формирования которого служили докурские химически зрелые коры выветривания по породам мезо- и неархейских структур, включая плагиограниты салтыковского типа. В кварцевых конгломератах, конгломералитах и перекрывающих их алевросланцах стойленской свиты (Лебединское месторождение) постоянно присутствуют повышенные концентрации Au и ЭПГ, Pd/Pt > 1, Ru, Ir, Ag.

В исходной пробе железистых кварцитов Михайловского месторождения установлены (г/т) Au > 0,012, Pt > 0,008, Pd > 0,004, в гравитационном концентрате — Au 10, Pt 6,5, Pd 3,3. Выполненными исследованиями в коре выветривания железистых кварцитов выявлены следующие минералы: золото (620–999%), осмирид (невьянскит Ir_{0,53}Os_{0,43}

(Fe_{0,02}, Ni_{0,01}, Rh_{0,004}); Ir_{0,58}Os_{0,27} (Fe_{0,1}, Ru_{0,04}, Rh_{0,003}, Ni_{0,003}), иридоосмин (сысергскит Os_{0,55}Ir_{0,34} (Ru_{0,11}); Os_{0,54}Ir_{0,29} (Ru_{0,15}, Fe_{0,01}); Os_{0,55}Ir_{0,39} (Fe_{0,03}, Ni_{0,03}); Os_{0,59}Ir_{0,4}Ru_{0,01}), рутенистый платосмирид (Ir_{0,21}Os_{0,19}Pt_{0,16} (Fe_{0,04}, Ru_{0,003}); Ru_{0,34}Pt_{0,3}Ir_{0,14}Os_{0,1} (Rh_{0,07}, Ni_{0,03}, Fe_{0,02})), рутениридоосмин (Os_{0,35}Ir_{0,35} Ru_{0,28}Fe_{0,01}), платиносодержащий рутениридоосмин (Ru_{0,38}Os_{0,28}Ir_{0,27}Pt_{0,04} (Fe_{0,01}, Ni_{0,01})), сперрилит (Pt_{0,98-1,03}Rh_{0,01-0,03}As₂), минералы ряда рутений, иридий, осмий (Ru_{0,59}Ir_{0,19}Os_{0,12}Pt_{0,05}Rh_{0,04} (Fe_{0,01})). Преобладание тяжелых платиноидов, в частности Pt>Pd, отчетливо проявляется в минеральном составе благороднометаллических фаз Михайловского месторождения, присутствующих как в самих железистых кварцитах, так и корах их выветривания. В исходной пробе из коры выветривания железистых кварцитов месторождения содержания благородных металлов составляют, г/т [4–8] — Au 0,008, Pt 0,003, Pd 0,005, Ru 0,01, Rh 0,007, Os 0,011, Ir 0,006, в гравитационном концентрате — Au 0,95, Pt 0,006, Pd<0,004, Ru 0,11, Rh 0,19, Os 0,12, Ir 0,05. На Лебединском месторождении широко развита золото-палладийсодержащая кора выветривания железистых кварцитов (Pd 0,12–0,46, Au 2,4–5 г/т).

Метасоматически преобразованным породам свойственна Pd геохимическая специализация. Так, на отдельных участках Стойленского и Лебединского месторождений интенсивно проявлены процессы куммингтонизации и щелочного метасоматоза. На Михайловском месторождении подобная специализация характерна для пород, на которые существенное влияние оказало внедрение калиевых и субщелочных гранитов малиновского интрузивного комплекса.

Итак, в верхних зонах коры выветривания железистых кварцитов с благороднометаллической минерализацией Старооскольского и Михайловского железорудных районов КМА содержания благородных металлов не повышаются, как на некоторых зарубежных объектах, а разубоживаются. Вероятнее всего, это связано со значительным возрастным перерывом в формировании железистых кварцитов, в результате которого значительная часть коры выветривания оказалась размытой и переотложенной, и с перекрывающей их толщей довизейского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-31251), гранта ВГУ № ПСР-МГ/16-12 и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (ГК № 14.132.21.1817).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голивкин Н.И. Железные руды КМА. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001.
2. Понамарева М.М. Золото в коре выветривания железистых кварцитов Михайловского и Старооскольского железорудных районов КМА (Центральная Россия) // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2013. № 1. С. 155–162.
3. Резникова О.Г. Золото-платинометаллическая минерализация в железистых кварцитах Старооскольского железорудного района КМА (типы, состав и генетические особенности): Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. – Воронеж, 2010.
4. Чернышов Н.М., Понамарева М.М. Новые данные о формах нахождения благородных металлов в коре выветривания железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 337–341.
5. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: ВГУ, 2004.
6. Чернышов Н.М., Изюмко В.М., Петров С.В., Молотков С.П. Первые находки минеральных форм элементов платиновой группы в железистых кварцитах КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 104–107.
7. Чернышов Н.М., Молотков С.П., Петров С.В., Попкова Н.В. Особенности распределения и формы нахождения платиноидов и золота в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА // Геология и разведка. 2003. № 5. С. 24–30.
8. Чернышов Н.М., Понамарева М.М. Роль первичных источников (продуцентов) при формировании благороднометаллического оруденения в железорудных месторождениях КМА // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2012. № 1. С. 108–115.
9. Чернышов Н.М. Золото-платинометаллическое оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: ВГУ, 2007.
10. Четвериков Л.И. Геокинематика коры выветривания // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2005. № 1. С. 11–17.

УДК 550.8.05+550.84

© Коллектив авторов, 2014

ОРЕОЛЫ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ, ВМЕЩАЮЩИХ ДАЙКОВО-ЖИЛЬНЫЕ КИМБЕРЛИТОВЫЕ ТЕЛА НАКЫНСКОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ

П.А.Игнатов, А.М.Шмонов, К.В.Новиков (МГРИ-РГГРУ), С.Г.Кряжев (ФГУП «ЦНИГРИ»),
О.Е.Ковальчук (НИГП АК «АЛРОСА»), А.Н.Разумов (БГРЭ АК «АЛРОСА»)

Рассмотрены закономерности распространения углекислого газа вокруг кимберлитовых даек и жил Накынского кимберлитового поля Якутии. Фактические данные получены в результате опробования нижнепалеозойской карбонатной толщи из керна поисковых, оценочных и разведочных скважин. Полученные результаты позволяют рекомендовать разработанную методику для локального прогноза алмазоносных кимберлитов.

Ключевые слова: кимберлиты, коренные месторождения алмазов, газовые ореолы.

Игнатов Петр Алексеевич, petrignatov@gmail.com, Шмонов Алексей Михайлович, shmonov@mail.ru, Новиков Константин Валерьевич, novikovkv@gmail.com, Кряжев Сергей Гаврилович, s34@mail.ru, Ковальчук Олег Евгеньевич, KovalchukOE@alrosa.ru, Разумов Александр Николаевич, RazumovAN@alrosa.ru

THE OCCLUDED CARBON DIOXIDE AUREOLE OF THE DIKE-VEINS KIMBERLITES OF YAKUTIAN NAKYN KIMBERLITE FIELD

P.A.Ignatov, A.M.Shmonov, K.V.Novikov, S.G.Kryazhev, O.E.Koval'chyk, A.N.Razumov

The work shows the distribution regularities of the occluded carbon dioxide gas around kimberlite dikes and veins of Nakyn kimberlite field of Yakutian. The actual data was obtained from the assay of the lower Paleozoic carbonate stratum from the drill core of the prospecting, valuation and exploration drill holes. Obtained results allow this methodology to be used for the local forecast of diamondiferous kimberlites' morphology.

Key words: kimberlites, primary diamond deposits, occluded gas aureole.

Кимберлитовые тела формируются при активном участии газовой фазы, в первую очередь воды и углекислоты [5–7, 13]. Поэтому вокруг кимберлитовых тел, вероятно, существуют газогеохимические ореолы, которые можно использовать как один из эффективных поисковых критериев [10, 11]. Справедливость подобных представлений подтвердили исследования последних лет [3]. Во вмещающих кимберлиты карбонатных породах установлены газогеохимические аномалии углекислого газа с небольшой примесью метана и легких углеводородов. Авторами проанализированы морфология и внутреннее строение ореолов на примере ряда проявлений алмазоносных кимберлитов Накынского поля Якутии.

Накынское кимберлитовое поле Средне-Мархинского района Якутской алмазоносной провинции находится в центральной части Восточно-Сибирской платформы и относится к типу закрытых территорий для поисков коренных месторождений алмазов. Известные кимберлитовые тела не выражены в магнитом поле интенсивными локальными аномалиями, а слабая контрастность по петрофизическим свойствам и присутствие на поисковых территориях траппов и брекчий щелочных базитов затрудняют использование геофизических методов поисков. Ввиду наличия перекрывающих отложений применение шлихоминералогических методов ограничено, они используются при опробовании керна сква-

жин из базальных горизонтов, перекрывающих кимберлиты и вмещающие их толщи. Поэтому актуальна разработка новых дополнительных методов поисков коренных месторождений алмазов.

В осадочном чехле Накынского поля выделяются два структурных яруса — нижнепалеозойские морские терригенно-карбонатные породы, вмещающие кимберлиты, и перекрывающие их триас-юрские, юрские континентальные и морские угленосные, а также терригенные континентальные неоген-четвертичные образования [14]. Кроме продуктов кимберлитового магматизма, в Накынском поле развиты докимберлитовые траппы, посткимберлитовые брекчии и дайки базальтового состава [9, 12].

В настоящее время известны шесть кимберлитовых тел, которые представлены двумя трубками, дайкой и тремя отдельными телами жильного типа. Ботоубинская и Нюрбинская трубки находятся в промышленной отработке, дайка Майская разведывается, жильные тела Мархинское и Д-96 оценены. На участке рудопроявления Озерное, где Ботоубинской ГРЭ вскрыты кимберлитовые жилы, ведутся оценочные работы. Все выявленные кимберлитовые тела локализованы в зоне Диагонального рудоуправляющего разлома.

Газогеохимические исследования проведены на Майском месторождении, рудопроявлении Озерное и поисковом участке Россыпной. Пробы отбирались из керна поисковых, разведочных или оце-

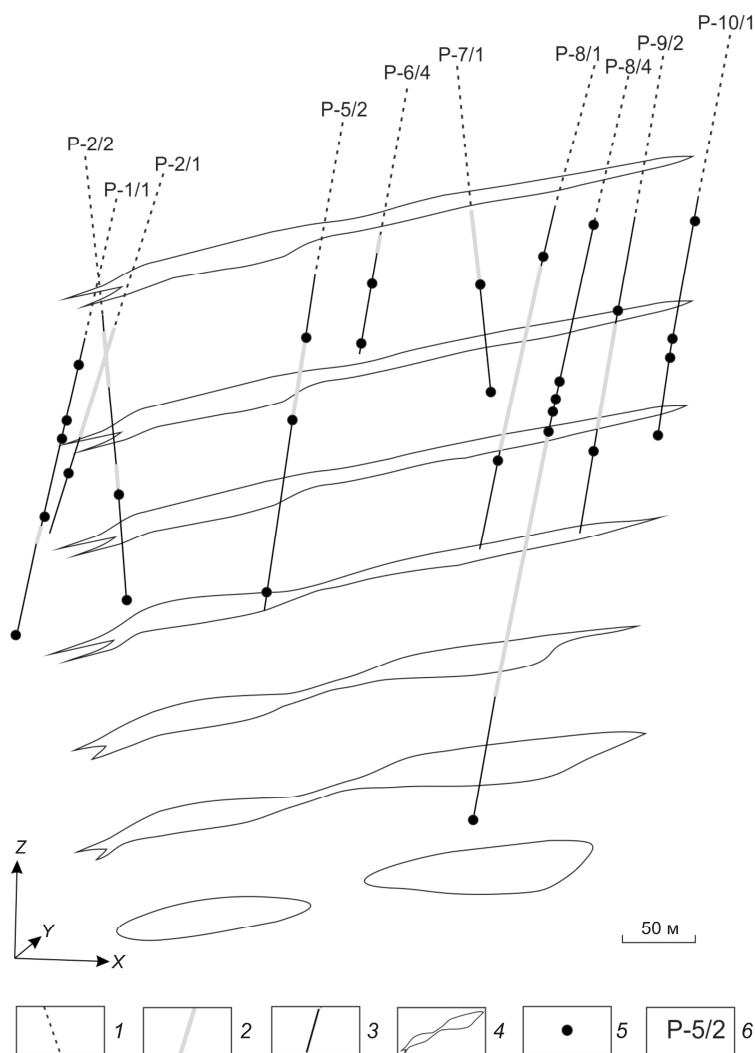


Рис. 1. Положение проб, отобранных для проведения газогеохимических исследований на Майском месторождении:

оси разведочных скважин, пройденных по: 1 — перекрывающим отложениям, 2 — кимберлитам, 3 — вмещающим нижнепалеозойским породам; 4 — условные контуры кимберлитов Майского месторождения по горизонтам (шаг 50 м, верхний горизонт 150 м); 5 — точки отбора проб; 6 — номера скважин

ночных скважин через 10–15 м. Изучались однотипные по составу и генезису однородные оолитовые известняки, оолитовые и массивные пелитоморфные доломиты, красноцветные доломитистые мергели или глинистые доломиты. Штуфы не имели видимых трещин, пор и каверн или каких-либо других нарушений сплошности осадочной породы. В породах не было видимой примеси органического вещества.

Состав газовой фазы определяли на хроматографе Agilent 6890 (США) в лаборатории ФГУП «ЦНИГРИ» (аналитик Ю.В.Васюта). Для одновре-

менного анализа углеводородов и углекислоты хроматограф снабжен делителем потока. Используются трехметровые металлические набивные колонки. Углеводородные газы (от CH_4 до C_5H_{12}) разделялись на колонке, заполненной модифицированной окисью алюминия, и определялись детектором FID. Содержания CO_2 и H_2O определялись детектором TCD на колонке, заполненной полисорбом. В качестве газа-носителя использовался гелий. Температура термостата колонок задавалась программно и изменялась от 50 до 170°C. Весь ход анализа, измерения и расчеты результатов осуществлены в автоматическом режиме управляющей программой прибора. Предварительная подготовка проб заключалась в дроблении и отсеивании фракции $-0,5+0,25$ мм, промывке и высушивании при 120°C. Дегазация и газохроматографический анализ проводились после ввода пробы в предварительно нагретый реактор.

Оптимальную температуру дегазации определяли путем ступенчатого нагревания параллельных навесок с отбором и анализом газовой фазы через каждые 50°C. Установлено, что выход газовой фазы плавно возрастает до 350°C, а затем увеличивается лавинообразно. Резкое повышение газоотдачи в интервале 350–450°C может быть связано с декрепитацией закрытых пор (вероятно, флюидных включений в породах). В пользу этого предположения свидетельствует и тот факт, что при анализе более тонких гранулометрических классов общее содержание газов снижается. С учетом

результатов опытно-методических работ для изучения особенностей строения газогеохимических ореолов в околокимберлитовом пространстве анализ выполняли при 450°C.

На Майском месторождении пробы взяты из керна ордовикских и верхнекембрийских пород наклонных разведочных скважин. Штуфы отобраны по всему периметру Майского тела кимберлитов, сеть опробования неравномерная. Всего проанализировано 29 образцов, в основном оолитовых известняков и доломитов. На рудопроявлении Озерное образцы также отбирались из керна ниж-

неордовикских оолитовых известняков и доломитов наклонных скважин. Сеть опробования относительно равномерная и более плотная по сравнению с таковой на Майском месторождении. Всего проанализировано 30 проб. На участке Россыпной штучные пробы отбирались из керна нижеордовикских оолитовых известняков и доломитов поисковых вертикальных скважин, охватывающих значительно большую площадь по сравнению с участками рудных объектов. Всего проанализировано 45 проб.

Газогеохимический анализ, как и другие геохимические работы, предусматривает определение фоновых значений на площадях без проявлений магматизма и тектонически не нарушенных. В Накынском поле установление фоновых концентраций CO_2 осложняется практически повсеместной тектонической нарушенностью нижнепалеозойских толщ [8]. Распространены силлы и дайки основного состава среднепалеозойской трапповой формации, с которыми связаны скарноиды. Встречаются тела эруптивных брекчий базитов и локально кимберлиты. Все магматические тела сопровождаются вторичной минерализацией. Таким образом, постмагматическая гидротермальная минерализация проявлена достаточно широко [1]. В этой связи надо предполагать и широкое распространение газовых ореолов.

Фоновые значения определялись в скважинах, находящихся на относительно большом удалении от известных разломов, магматических образований. В пробу отбирались породы с минимальными проявлениями гидротермальных процессов. Для этого выбран ряд скважин (25 шт.), пройденных на участке Россыпной. Среднее содержание CO_2 в породах из этих скважин составляет 42 мл/кг при дисперсии 62,4. Соответственно, в качестве минимально-аномального уровня принята концентрация CO_2 66 мл/кг. Напомним, что оценка уровня фона уточнялась на каждом конкретном участке, поскольку тектоническая нарушенность, проявления магматизма и гидротермальной деятельности в Накынском поле весьма неравномерные и специфические.

На Майском месторождении пробы взяты главным образом из верхних горизонтов, охватываю-

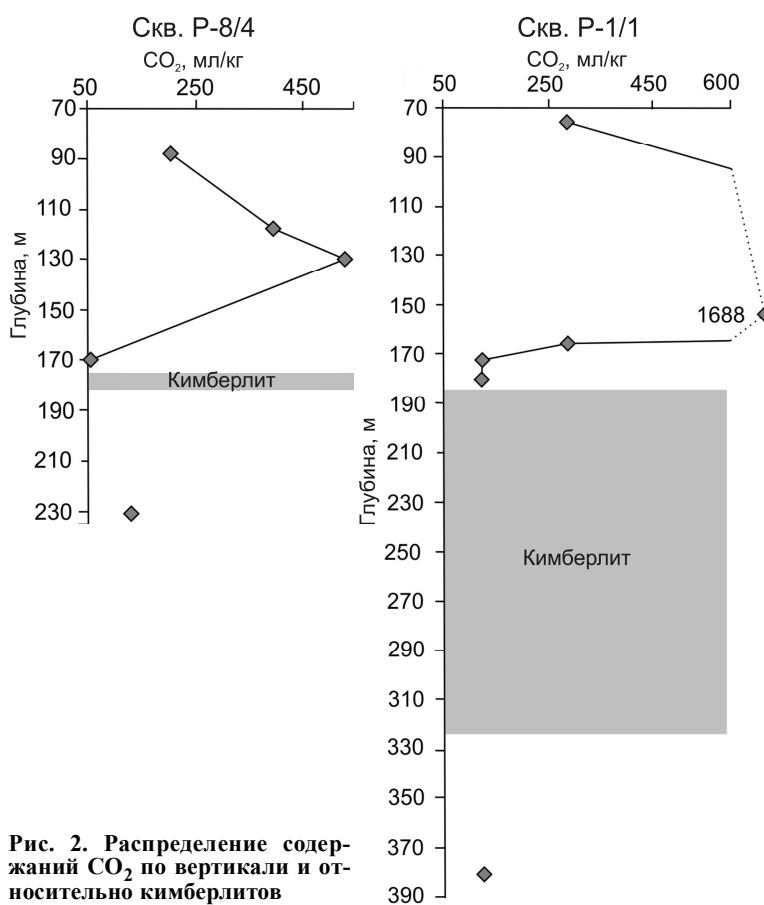


Рис. 2. Распределение содержания CO_2 по вертикали и относительно кимберлитов

щих интервал в 150 м и соответствующий глубинам 75–180 м; лишь одна проба отобрана с глубины 380 м (рис. 1). Минимальное значение CO_2 составило 49,5 мл/кг, максимальное — 1688,5 мл/кг.

Типичное распределение значений CO_2 по вертикали разведочных скважин P-1/1 и P-8/4 приведено на рис. 2. Скважины вскрыли вмещающие породы северо-западного (P-1/1) и северо-восточного (P-8/4) флангов дайкового тела кимберлитов (см. рис. 1). Максимальное расстояние от кимберлитов 26 м. В обоих разрезах повышенные содержания CO_2 наблюдаются на некотором удалении от кимберлитов. Низкие содержания газа в породах ближнего экзоконтакта, вероятнее всего, связаны с температурным фактором.

Трехмерное моделирование распределения CO_2 в околокимберлитовом пространстве выполнено с использованием горно-геологического программного обеспечения Geovia Suprac и его модуля Dynamic Shells. Выяснено следующее: морфология газогеохимической аномалии во вмещающих породах коррелируется с формой кимберлитовой дайки и рудовмещающими разломами, что показав-

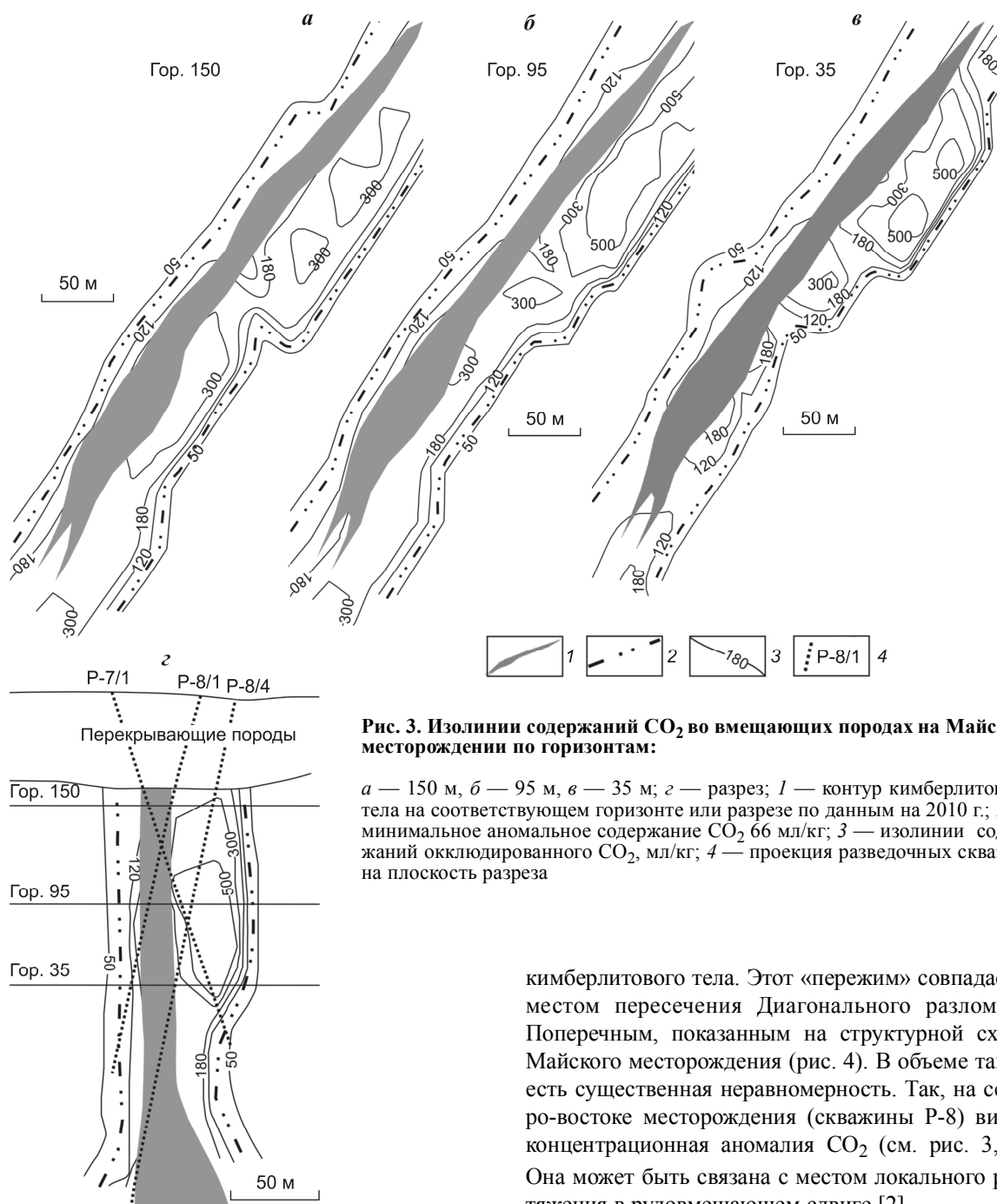


Рис. 3. Изолинии содержаний CO_2 во вмещающих породах на Майском месторождении по горизонтам:

a — 150 м, *б* — 95 м, *в* — 35 м; *z* — разрез; 1 — контур кимберлитового тела на соответствующем горизонте или разрезе по данным на 2010 г.; 2 — минимальное аномальное содержание CO_2 66 мл/кг; 3 — изолинии содержаний окклюдированного CO_2 , мл/кг; 4 — проекция разведочных скважин на плоскость разреза

но на погоризонтных планах и профиле, построенных по 3D модели (рис. 3). Газовый ореол Майского месторождения асимметричен, что выражено в смещении максимальных значений CO_2 к юго-востоку от кимберлитов. Это, вероятно, обусловлено раздувом кимберлитовой дайки на глубине.

Анализ распределения содержаний газа по всем уровням показывает наличие отчетливого локального уменьшения их примерно в середине

кимберлитового тела. Этот «пережим» совпадает с местом пересечения Диагонального разлома с Поперечным, показанным на структурной схеме Майского месторождения (рис. 4). В объеме также есть существенная неравномерность. Так, на северо-востоке месторождения (скважины Р-8) видна концентрационная аномалия CO_2 (см. рис. 3, *z*). Она может быть связана с местом локального растяжения в рудовмещающем сдвиге [2].

Расположение отобранных проб на участке рудопроявления Озерное дано на рис. 5. Здесь минимальное содержание CO_2 составило 42, максимальное — 200,9, среднее — 90,65 мл/кг.

На примерах наклонных скважин СР-39/8, СР-39/9, СР-39/13 и вертикальной СР-39/3-1 видно распределение углекислого газа во вмещающих породах по разрезу (рис. 6). Как и на Майском месторождении, здесь содержания CO_2 уменьшаются непосредственно в экзоконтакте кимберлитов, увеличиваются на небольшом удалении от контакта и

далее вновь уменьшаются до фоновых значений. Во всех разрезах в околокимберлитовом пространстве выявлены аномальные концентрации газа. Исключение составляет разрез по вертикальной скв. СР-39/3-1, которая прошла 30 м по кимберлиту и вскрыла первые метры экзоконтакта. Именно в этом разрезе концентрации CO₂ близки к фоновым значениям. Заметный минимум содержания газа отмечается в скв. СР-39/9 на глубине 150 м. Этот факт можно связать с преобладанием в этом месте признаков локального сжатия вмещающих карбонатных пород, проявленных в виде сутурных швов, микровзбросов и перекристаллизации.

Как и для Майского месторождения, для рудопроявления Озерное с помощью отмеченного выше программного обеспечения построена трехмерная модель содержаний CO₂ в околокимберлитовом пространстве. На ее основании показано распределение содержаний CO₂ по трем уровням на абсолютных отметках (сверху вниз) 125, 100 и 60 м (рис. 7).

Локальные концентрационные аномалии CO₂ линейного типа по результатам моделирования в целом согласуются с рудовмещающим Диагональным разломом. Тектонический шов этого нарушения откартирован по признакам сдвига, установленным по данным специальной документации ядра вертикальных и наклонных скважин. Швы Диагонального и поперечного к нему разломов показаны на структурной схеме рудопроявления (рис. 8). Подчеркнем, что на нижнем гипсометрическом уровне с абсолютной отметкой 60 м повышенные концентрации CO₂ выявлены на юго-западе рудовмещающего разлома, выше, на уровнях 100

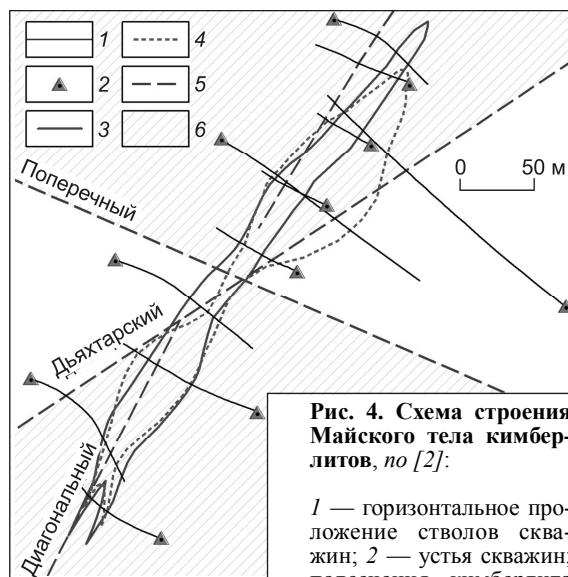


Рис. 4. Схема строения Майского тела кимберлитов, по [2]:

1 — горизонтальное положение стволов скважин; 2 — устья скважин; подсечения кимберлита на глубинах, м: 3 — 80,

4 — 280; 5 — проекции основных швов Дьяхтарского, Поперечного и Диагонального разломов; 6 — сектора растяжения

и 125 м, — на северо-востоке. Важно то, что оба концентрационных ореола CO₂ зафиксированы на флангах участка. Это дает основание для прогноза распространения кимберлитов по простиранию дайково-жильного проявления по газогеохимическим признакам. По структурным признакам такой прогноз сделан ранее [4].

Таким образом, распределение углекислого газа на участках рудопроявления Озерное и Майского месторождения в целом одинаковое. Отличия заключаются в более низких абсолютных значениях содержаний CO₂ и более низкой контрастности ореола на рудопроявлении Озерное по сравнению с месторождением Майское. Отмеченные отличия согласуются, прежде всего, с разными размерами кимберлитов. Майская кимберлитовая дайка во много раз по мощности превышает кимберлитовое тело участка рудопроявления

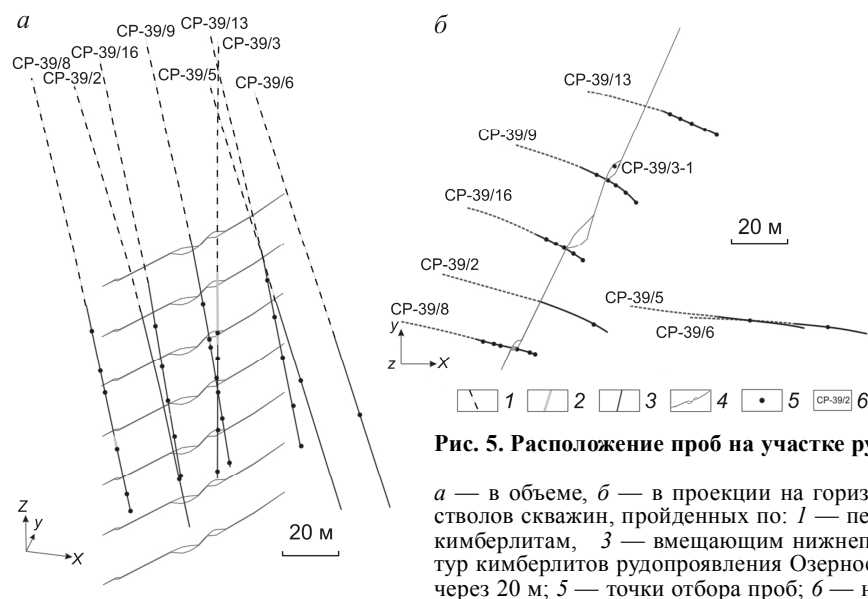


Рис. 5. Расположение проб на участке рудопроявления Озерное:

а — в объеме, б — в проекции на горизонтальную плоскость; проекция стволов скважин, пройденных по: 1 — перекрывающим отложениям, 2 — кимберлитам, 3 — вмещающим нижнепалеозойским породам; 4 — контур кимберлитов рудопроявления Озерное по разным уровням с сечением через 20 м; 5 — точки отбора проб; 6 — номера скважин

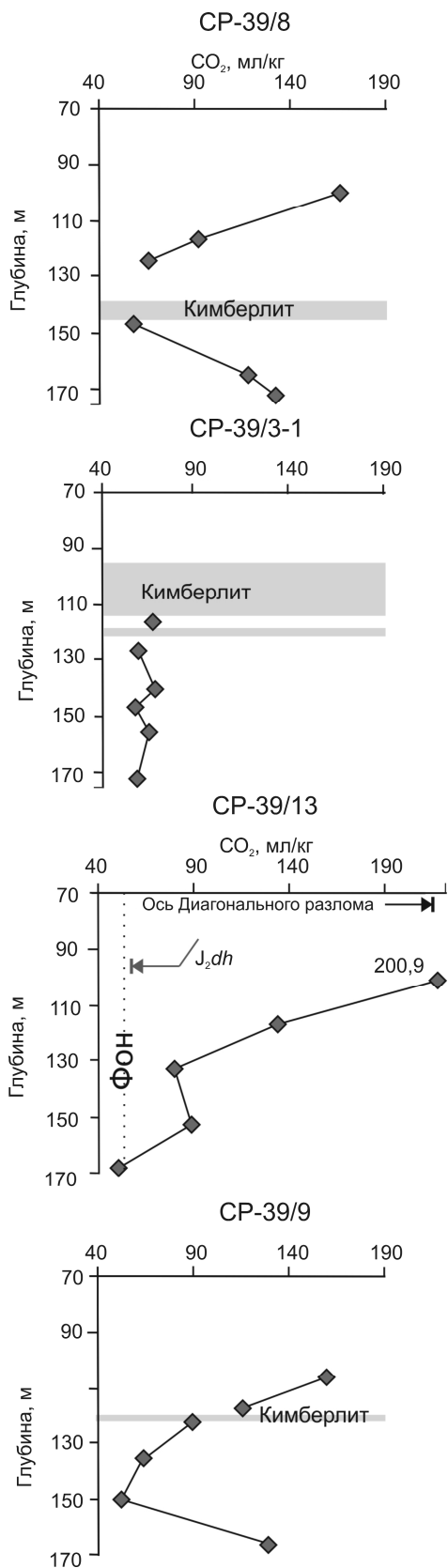


Рис. 6. Распределение содержаний CO₂ по скважинам

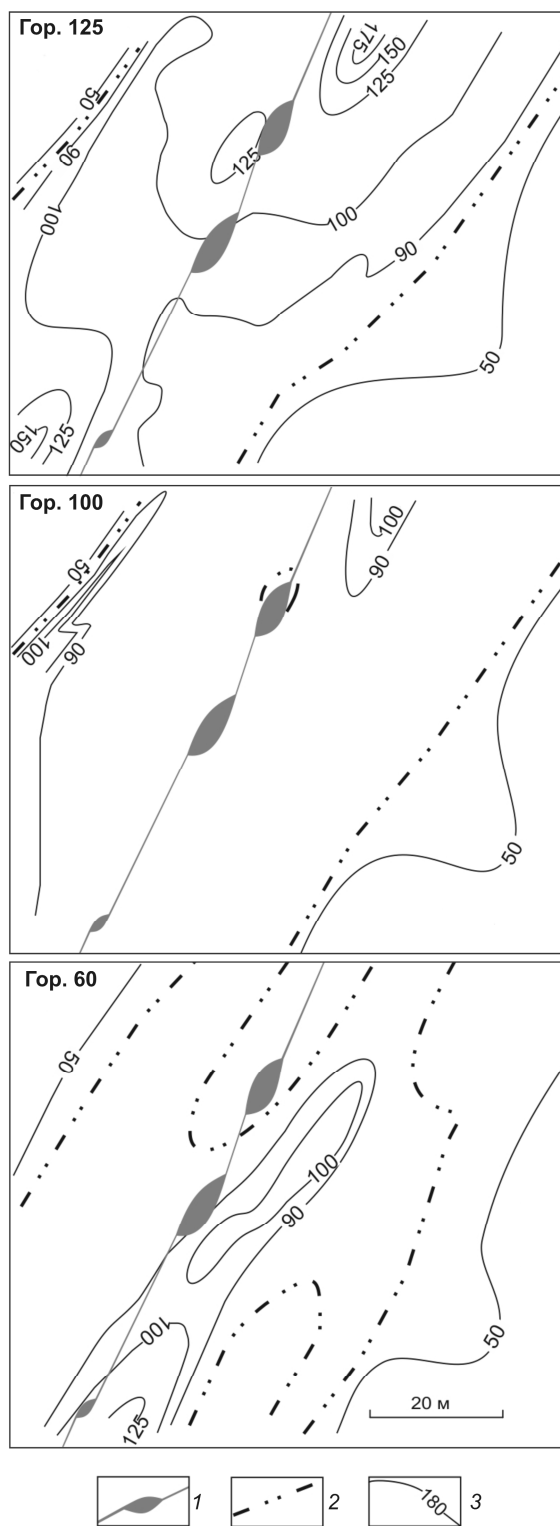


Рис. 7. Изолинии содержаний CO₂ на рудопроявлении Озерное по горизонтам:

1 — предполагаемая кимберлитовая жила и ее раздувы в проекции на горизонтальную плоскость; 2 — минимальное аномальное содержание CO₂ 66 мл/кг; 3 — изолинии содержаний окклюдированного CO₂, мл/кг

Озерное. О протяженности последнего говорит прежде временно, поскольку рудопоявление находится в стадии оценки.

Россыпной участок расположен в центральной части Накынского кимберлитового поля. На нем из-за редкой сети опробования и того, что опробовались лишь верхние 20 м палеозойской толщи не представляется возможным создание трехмерной модели распространения содержаний CO_2 . Большой разброс содержаний CO_2 в карбонатных породах на данном участке позволил выделить среди них, помимо фоновых, повышенные и аномальные. Пробы с аномально высокими концентрациями расположены в зонах Ботубинского и Дьяхтарского разломов, в которых локализованы дайки траппов и тела эруптивных брекчий базитов. Скважины, где в пробах отмечаются повышенные содержания углекислого газа, находятся в зоне Диагонального разлома или в местах со вскрытыми многочисленными гидротермальными прожилками кальцита и пирита. Напомним, фоновые значения (18–66 мг/г) характерны для участков, в которых не обнаружены проявления магматизма, тектонические нарушения и гидротермально преобразованные породы.

В результате проделанной работы получены первые данные по концентрационным ореолам углекислого газа вокруг кимберлитовой дайки Майского месторождения и кимберлитовых жил рудопоявления Озерное. Ширина ореолов и существенная разница в максимальных содержаниях соответствуют мощностям кимберлитовых тел. На обоих участках распределение содержаний CO_2 согласуется с рудовмещающими структурами и, прежде всего,

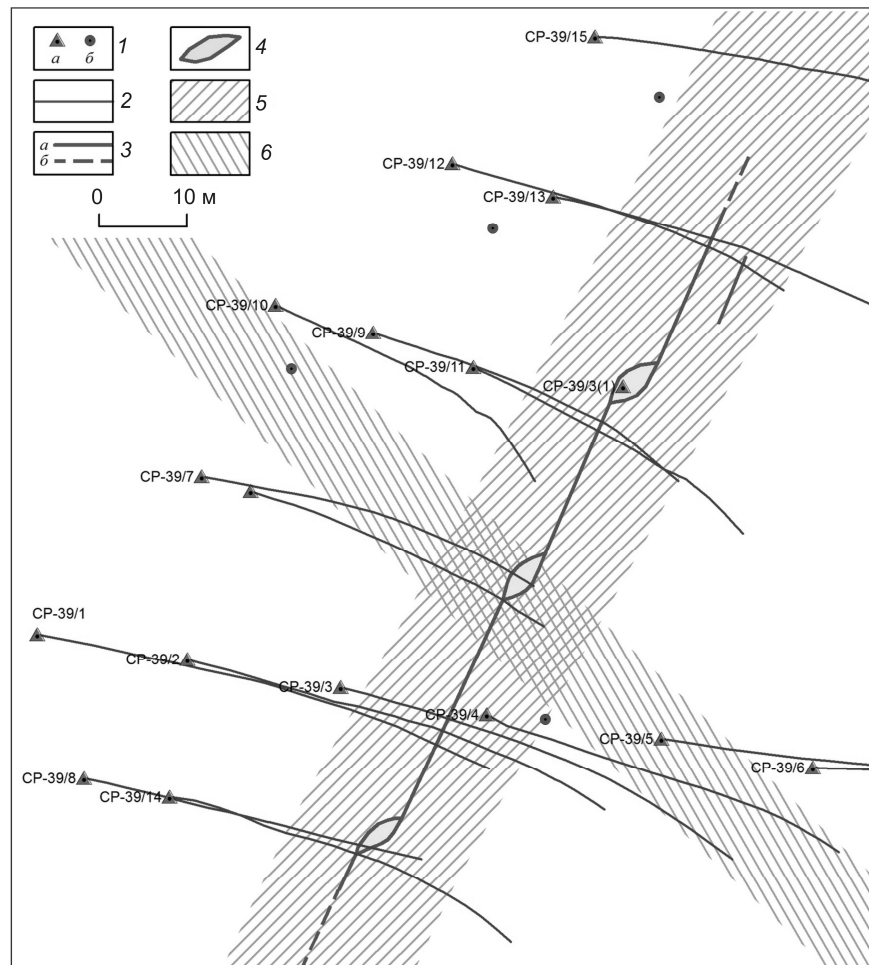


Рис. 8. Структурная позиция кимберлитов на северо-востоке участка Озерный:

1 — устья скважин (а — серии СР, б — прочих); 2 — горизонтальное проложение стволов наклонных скважин; предполагаемая модель строения кимберлитового тела; 3 — кимберлитовые жилы выделенные (а), предполагаемые (б), 4 — раздувы кимберлитов, выполненные сериями сближенных прожилков; зоны разломов: 5 — Диагонального, 6 — Поперечного

с Диагональным разломом. Строение ореолов сложное, прослеживается неравномерность концентраций CO_2 в плане и по разрезу. Содержания CO_2 снижаются на первых метрах экзоконтакта кимберлитов, что может быть связано с воздействием газа, нагретого до температуры $>450^\circ\text{C}$. Дальнейшее повышение содержаний CO_2 до максимальных значений и последующее снижение можно объяснить снижением температур углекислого газа на удалении от кимберлитового расплава. Неравномерность распределения газа по разрезу следует связать с присдвиговыми зонами локального сжатия и растяжения во время формирования кимберлитов.

На участке рудопоявления Озерное газовые ореолы фиксируются в северной и южной частях шва Диагонального разлома, вмещающего жилы кимберлитов, что дает дополнительное основание для прогноза кимберлитов по его простираению.

Аномальные и повышенные содержания CO_2 также установлены в зонах разломов, вмещающих дайки и эруптивные брекции основного состава и гидротермальную минерализацию. Вопрос специфичности ореолов, связанных с кимберлитами, требует дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т.* Геологические и минералого-геохимические признаки структур, контролирующих алмазонаосные кимберлиты Накынского поля Якутии // Руды и металлы. 2006. № 4. С. 59–66.
2. *Игнатов П.А., Новиков К.В., Толстов А.В., Разумов А.Н.* Морфология кимберлитов Майского месторождения в Накыньском поле Якутии по результатам компьютерного моделирования // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 62–66.
3. *Игнатов П.А., Шмонов А.М., Новиков К.В., Ковальчук О.Е.* Закономерности распределения окклюзированных газов в нижнепалеозойских карбонатных породах, вмещающих кимберлиты Накынского поля Якутии // Докл. XI международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 2013. Т. 1 (Секция S-V). С. 332.
4. *Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Толстов А.В.* Структурная позиция жильных проявлений кимберлитов и базитов на участке Озерный Накыньского поля // Мат-лы конференции «Молодые — наукам о Земле». М., 2012. С. 73.
5. *Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз) / А.А.Фролов, А.В.Лапин, А.В.Толстов и др. — М.: НИИ-Природа, 2005.*
6. *Маршинцев В.К.* Кимберлитовые породы Якутии. — Якутск: ЯГУ, 1995.
7. *Милашев В.А., Третьякова Ю.В.* Режим и факторы образования кимберлитов. — СПб.: ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», 2003.
8. *Особенности палеотектонического положения различных структурно-морфологических типов кимберлитовых тел Накыньского поля / П.А.Игнатов, К.Ю.Бушков, Я.И.Штейн и др. // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50). СПб., 2004. С. 151–154.*
9. *Особенности магматических формаций из Накыньского кимберлитового поля Якутской провинции / М.Д.Томшин, А.С.Фомин, В.П.Корнилова и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1678–1689.*
10. *Особенности газового поля кимберлитовых трубок / Л.С.Кондратов, Г.П.Кудрявцева, В.И.Старостин и др. // ДАН. 2005. Т. 404. № 6. С. 817–820.*
11. *Попивняк И.В., Мязь Н.И.* О возможности применения метода декрепитации в практике поисков скрытых кимберлитовых тел // Минералогический сборник Львовского ГУ. 1979. № 32/2.
12. *Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифта: состав, источники, геодинамика / А.И.Киселев, В.В.Ярмолюк, К.Н.Егоров и др. // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 626–648.*
13. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения кимберлитов мира. — М.: Недра, 1998.
14. *Черный С.Д., Сафьянников Ю.В., Яныгин Ю.Т., Шаталов В.И.* Особенности прогнозирования и поисков месторождений алмазов в Средне-Мархинском алмазоносном районе (Якутская алмазоносная провинция) // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь — Судак, 1999. С. 212–216.

УДК 549.091

© Н.Г.Барнов, 2014

ТИПЫ РУБИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПАМИРА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СНЕЖНОЕ

Н.Г.Барнов (МГГУ)

Рассмотрены геологическое строение, условия образования, залегание продуктивных зон рубина в мраморах и их размещение, изучены две продуктивные зоны и содержание в них рубина.

Ключевые слова: рубиноносные мраморы, продуктивная зона, напластование, гнейс, рубин, мрамор.

Барнов Николай Георгиевич, Barnov@inbox.ru

THE TYPES OF RUBY MINERALIZATION THE PAMIRS IN THE EXAMPLE SNEZHNOYE FIELD

N.G.Barnov

The geologic structure, conditions of formation and occurrence of productive zones ruby in marbles and their locations are indicated by two zones and content of ruby in them.

Key words: wears rubies marble, production zone, formation on the bed, gneiss, ruby, marble.

Рубиноносная залежь (Верхняя зона) месторождения Снежное характеризуется ярким цветом, разнообразием структур, широким набором минералов и большой изменчивостью этих параметров. Текстуры залежи также многообразны — выделяются сланцеватая, плейчатая, линзовидная, петельчатая, узловатая. Они обусловлены первично-осадочными неоднородностями, возникшими на стадии седиментации. В залежи преобладают слюды до 70%. Слюдитовая часть сложена изумрудно-зеленым фукситом, бесцветным мусковитом и светло-коричневым, золотистым флогопитом. Их количественные соотношения сильно изменяются как по простиранию, так и на глубину. Слюды имеют форму тонких, хорошо очерченных чешуек со средним размером 0,1–0,5 см, ориентированных по спайности параллельно слоистости мраморов. В значительных количествах, помимо других минералов, в интерстициях слюд отмечается кальцит. Менее распространены скаполит и плагиоклаз, образующие линзовидные межслюдные скопления до 2 см в поперечнике или самостоятельные хорошо обособленные порфиробласты. В составе слюдитов они распределены неравномерно и почти всегда содержат пойкилобластовые включения слюд, карбоната, рутила, пирита и др. Скаполит чаще всего присутствует в виде бесформенных выделений, но нередко встречается в форме длинно-призматических, иногда игольчатых, белых кристаллов с зеркальными гранями призмы и характерной продольной штриховкой, вытянутых вдоль сланцеватости слюдитов. Его состав варьирует от 25–40 до 80% мейонитовой молекулы. Кристаллы плагиоклаза (30–46% анортитовой молекулы) часто черного цвета, на гранях которых видны парал-

лельные линии полисинтетических двойников, вытянуты вдоль сланцеватости слюдитов. Как правило, они «забиты» включениями слюд, рутила, турмалина, циркона и других минералов, в шлифах имеют ячеистую, мозаичную структуру. Соседство скаполита с плагиоклазом автором не наблюдалось.

Самыми мелкими по размеру, по мнению автора, типоморфными являются минералы титана (рутил, сфен) и графит. Из титановых доминирует рутил, обычно образующий очень мелкие (сотые доли миллиметра) без граней изометричные или призматические кристаллы черного цвета (в срезах красновато-бурой окраски). В виде включений он содержится в крупных минералах, формируя участки пойкилобластовых структур, а также в графитовых «пленочных» выделениях размером 2×2×0,03 см.

Сфен встречается в форме порфиробласт и микроскопических выделений. Крупные конвертообразные мутные порфиробласты замещены полупрозрачными вытянутыми кристаллами рутила. В отдельных шлифах их количество достигает 25–30%. Изометричные без граней микроскопические выделения включены внутрь основных минералов. Сфен характеризуется высоким содержанием алюминия, что подчеркивает его связь с первично богатыми глиноземом осадками.

Графит представлен очень мелкими тонкими чешуйками в интерстициях породообразующих минералов. Возможно, «пылеобразное» вещество, наблюдаемое внутри рубина и других минералов, также относится к графиту. Очень тонкие пленки графита часто фиксируются на гранях рубина или в интерстициях слюд.

Акцессорные минералы залежи — турмалин, пирит, апатит, монацит, ксенотим, циркон.

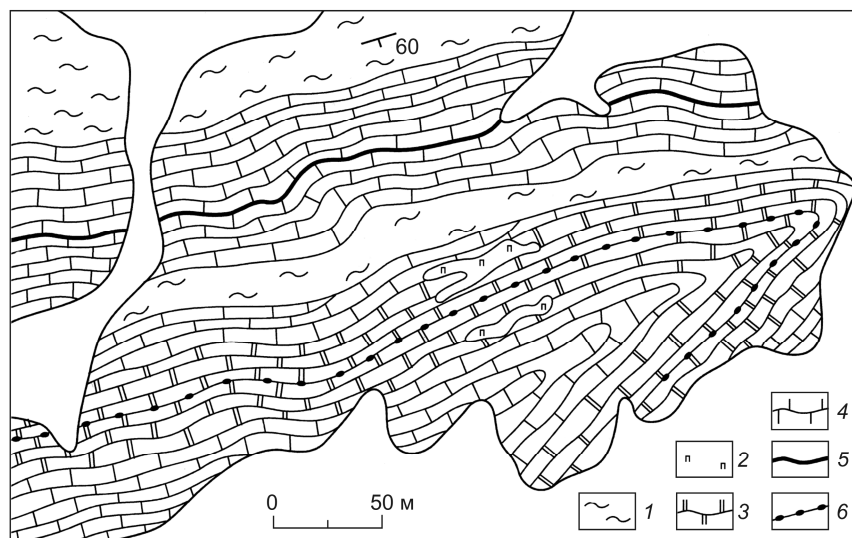


Рис. 1. Геологический план месторождения Снежное, с использованием материалов Э.А.Дмитриева [8]:

1 — кристаллические сланцы; 2 — пегматиты; мраморы: 3 — кальцитовые, 4 — доломитовые; рубиноносные продуктивные зоны: 5 — Верхняя, 6 — Нижняя

Рубин в контурах слюдитовой залежи распределяется неравномерно и составляя от 30 до 95% ее объема. Отмечаются практически мономинеральные участки мощностью 10–15 см, длиной 20–50 см, сложенные тесно сросшимися кристаллами рубина. По удлинению они ориентированы вдоль слоистости мраморов. Форма мономинеральных обособлений — линзы, желваки и короткие просечки, ограниченные вертикальными поверхностями пластов. Рубин образует ярко-красные различных оттенков кристаллы от 1 до 10 см и более по длинной оси. Их кристаллографические формы — гексагональные дипирамиды, гексагональные дипирамиды, осложненные пинакоидом, вытянутые гексагональные призмы, а также уплощенные кристаллы, возникшие за счет деформации и трансформации выше пере-

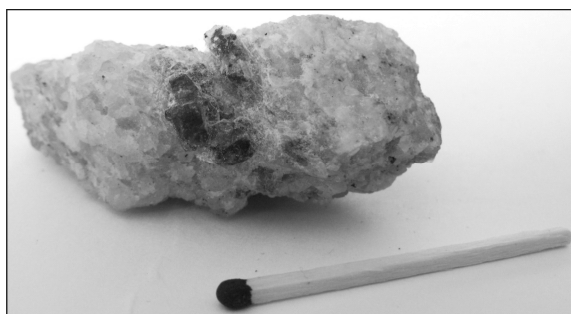


Рис. 2. Вкрапления «полукристаллов» рубина в мраморах (мономинеральный тип)

численных форм. Грани кристаллов часто покрыты тонкой черной органоминеральной (глинистой) пленкой толщиной в доли миллиметра.

При исследовании окраски рубинов нами установлено, что содержание Cr_2O_3 в пределах шлифа из розового рубина изменяется от 0,24 до 0,00 мас. %. Максимальное количество Cr_2O_3 в ярко-красных кристаллах, по нашим данным, достигает 1,52 мас. %.

Выделены два типа рубиновой минерализации. Рубины первого типа содержатся в полиминеральных линзовидных залежах слюдитов с рубином (Верхняя продуктивная зона, рис. 1). В них самоцвет не имеет

стыков с минералами мраморов (с кальцитом) и отделен от них массой силикатных минералов. Рубины второго типа представлены мономинеральным рубином, заключенным в мраморный матрикс (рис. 2). Обособления рубина встречаются в Верхней зоне, к Нижней — тяготеют рубины полиминерального типа.

Автор разделяет представления К.Т.Будановой [5] о первично-осадочной природе дометаморфического субстрата сарыджилгинской свиты и ее карбонатно-терригенном составе.

Источником вещества для образования рубиновой минерализации послужили высокоглиноземистые хром- и титансодержащие осадки, которые с учетом петрохимических особенностей, по мнению автора, отвечают бокситоподобным образованиям. Полициклический метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой (первый цикл), эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой (второй цикл) фаций преобразовали их в рубиноносные залежи. Автор считает, что метаморфизм практически не изменил первоначальный химический состав осадочных пород (таблица). Приведенные петрохимические данные позволяют отнести первичное вещество рубиноносных залежей к бокситоподобным образованиям. Следы знаков ряби, поверхности напластования и положение между ними залежей рубиновой минерализации, по составу соответствующих бокситам и бокситоподобным осадкам, а также сероводородный запах свидетельствуют в

Химический состав минералов из рубиноносных залежей

Компоненты	Фуксит		Мусковит		Флогопит			Скаполит	Плагиоклаз	Мусковит			Фуксит		Флогопит			Сфен
	1	2	3	4	5	6	7			8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	45,10	47,49	32,29	37,57	42,99	53,55	59,86	46,77	47,00	45,35	46,77	45,99	40,62	39,04	32,18			
TiO ₂	-	1,00	0,63	0,42	1,41	-	-	0,51	0,55	0,46	0,46	0,55	1,34	23,83	34,51			
Al ₂ O ₃	34,81	36,14	23,20	22,71	16,08	20,70	24,99	37,16	36,78	38,02	37,43	34,52	21,88	9,52	3,89			
Cr ₂ O ₃	2,50	-	-	3,20	-	-	-	-	-	-	0,43	2,29	0,40	0,31	-			
MgO	-	-	19,10	18,93	24,26	-	-	-	-	-	0,91	0,95	19,21	-	-			
FeO	2,13	-	3,00	2,74	0,48	-	-	-	-	-	-	-	3,58	-	-			
CaO	-	-	0,32	-	-	7,34	6,16	0,00	0,00	-	-	-	-	26,52	29,31			
Na ₂ O	0,50	-	-	-	-	8,94	8,14	0,56	0,32	0,64	2,07	1,29	-	-	-			
K ₂ O	10,09	11,07	11,60	11,31	11,58	0,66	-	11,42	11,67	10,92	9,57	11,70	10,96	-	-			
SO ₃	-	-	-	-	-	0,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Сумма	95,13	95,70	97,14	96,88	96,80	91,94	99,14	96,41	96,32	96,30	97,57	97,29	97,99	99,23	99,88			

Примечание. Анализы 1–6, по М.С.Дюфур и др., 2007; 7–15 — выполнены на микрозонде А.А.Литвиновым во ВСЕГЕИ из каменного материала автора.

пользу осадочной природы первичного дорубинового материала.

Из малых элементов в составе слюдитов в заметных количествах присутствуют выше кларка Ag в 10 раз, Li, Sr, Yb в 4 раза, Sc, Sn, U в 2,5 раза, Be, Ga, Ln, Ce, Pb, Th в 2 раза. На бокситовую природу изучаемых пород указывает наличие смеси базальтофильных (Cr, V, Ag, Ti) и гранитофильных (Li, Sn, U) элементов. Подтверждением богатого глиноземом первичного субстрата является также повышенное содержание Al в минералах рубиновой ассоциации.

Геологи, проводившие поисково-оценочные работы на месторождении Снежное, считали первичным веществом рубиноносных слюдитовых залежей жилы метасоматически измененных гранитов. Е.Я.Киевленко (2001) трактует залежи месторождения как эндоскарны, возникшие в результате десиликации алюмосиликатных пород в мраморах под воздействием наложенных гидротермальных растворов. Эти породы, по мнению Н.А.Крыловой и др. (1989), были представлены ранее образованными плагиоклазитами или прослоями высокоглиноземистых кристаллических сланцев (неопубликованные данные разведчика месторождения С.В.Свирида). Установлена температура образования рубина 450–500°C.

М.С.Дюфур и др. (2007) образование корунда и его парагенезисов связывают с метасоматической десиликацией терригенно-карбонатных пород или кристаллических сланцев. Условия корундообразования по их материалам следующие: T 600–650°, P 4–6 кбар при повышенной щелочности флюида. Рубиноносные залежи месторождения Э.А.Дмитриев рассматривает в качестве инфильтрационных метасоматитов [7], а Л.Н.Россовский (1987) — как результат метаморфогенно-метасоматического преобразования глинистого вещества в мраморах. Е.Н.Терехов и др. (1999) связывают генезис рубина с отложением алюминия эндогенными щелочными растворами, генерируемыми щелочными интрузиями.

Автор, развивая представления исследователей, изучающих месторождения рубина в соседних регионах (Л.Н.Россовский и др., 1982; Л.Н.Россовский, 1987; А.К.Литвиненко, 1990), источник вещества рубиновой залежи видит в стратифицированных осадочных образованиях, занимающих внутрипластовое положение в известняках. По составу и условиям возникновения они отождествляются с бокситоподобными осадками, существенные и генетические особенности которых рассмотрены А.К.Литвиненко (2009).

Отнесение бокситовых глин к материнскому веществу для формирования рубиноносных зале-

жей, по мнению автора, позволяет обосновать гипотезу образования рубина в результате изохимического метаморфизма. Главным основанием для этого служит отсутствие какой-либо зональности в содержащих самоцвет залежах, а также существование многофазной минеральной ассоциации рубиноносных залежей. Метаморфизм относится к региональному типу и проявляется в контурах месторождения и всей музкольской серии неоднократно.

Процессы метаморфизма затронули музкольскую серию, сарыджилгинскую свиту и, соответственно, вмещающие породы месторождения Снежное, по меньшей мере, два раза. Полицикличность метаморфизма определена радиологическим методом (А.И.Агеева и др., 1989; С.Н.Дмитриев, А.И.Агеева, 1976), по геологическим взаимоотношениям магматических комплексов (В.И.Буданов, 1993) и парагенетическим анализом минералов (К.Т.Буданова, 1991; А.К.Литвиненко, 1998).

Первый тектонометаморфический цикл — среднепротерозойский — (1900–1600 млн. лет) проявился регионально и равномерно видоизменил крупный блок земной коры (В.И.Буданов, К.Т.Буданова, 1981). Наиболее высокие температуры 750–780° и давления в 7–9 кбар приводятся для прогрессивной стадии цикла (М.С.Дюфур, А.Б.Котов, 1972; В.А.Глебовицкий и др., 1981). Рубиновая минерализация на основании геологических данных и парагенетического анализа может коррелироваться именно с первым циклом регионального метаморфизма.

Второй тектонометаморфический цикл — мезозойский (В.И.Буданов, 1993) или мезокайнозойский (К.Т.Буданова, 1991). Метаморфизм данного цикла относится к зональному динамотермальному типу (М.С.Дюфур и др., 1972) и наложен на докембрийские комплексы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В этот цикл метаморфизма не произошли кардинальные изменения в рубиновой минерализации. Оплавленный облик граней, высокая трещиноватость, уменьшение количества механических включений в краевых частях самоцвета свидетельствуют о воздействии цикла на качество рубиновой минерализации. На рубине он проявился в форме регенерации. Многие исследователи подчеркивали роль последней в становлении ювелирных качеств самоцветов региона. Она способствовала растворению и росту граней кристаллов, приданию им зеркального блеска, очищению краевых частей от механических включений, залечиванию трещин и, возможно, укрупнению зерен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Барнов Н.Г. Генетическая модель месторождения рубина Снежное (Центральный Памир) // Горный информационно-аналитический бюллетень МГГУ. 2010. № 4. С. 107–110.
2. Барнов Н.Г. Генетическая модель месторождения рубина Снежное (Центральный Памир) // Горный информационно-аналитический бюллетень МГГУ. 2010. № 7. С. 57–58.
3. Барнов Н.Г. Корунд как полезное ископаемое // Вопросы естествознания. 2010. Вып. 16. С. 222–225.
4. Бубнова М.А. Древние рудознатцы Памира. – Душанбе: Дониш, 1993.
5. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. – Душанбе: Дониш, 1991.
6. Геологическая карта Таджикской ССР м-ба 1:50 000. – Душанбе: Мингео СССР, 1984.
7. Дмитриев Э.А., Скригитель А.М. Минералогия ювелирных скаполитов Восточного Памира // Докл. АН Тадж.ССР. 1982. Т. 25. № 10. С. 6122.
8. Дмитриев Э.А. Гранитные пегматиты Восточного Памира и их перспективы на камнесамоцветное сырье // Изв. АН Тадж.ССР. Отд. физ.-мат.-хим. и геол. наук. 1983. № 3 (89). С. 48–57.
9. Дюфур М.С., Порицкий М.С., Котов Н.В. Метасоматиты Кукуртского месторождения ювелирного скаполита: Восточный Памир // Геология и геофизика. 1994. Т. 355. № 2. С. 91–94.
10. Жарков М.А. Закономерности размещения и условия образования эвапоритовых формаций // Высокомагнезиальное минеральное сырье. М., 1991. С. 61–77.
11. Золотарев А.А. Ювелирный скаполит с Восточного Памира и некоторые общие особенности конституции скаполитов // Зап. ВМО. 1993. Вып. 2. С. 75–79.
12. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / А.Иброхим, М.М.Мамад-вафоев, М.Д.Джанобилов. – Душанбе: Дониш, 1976.
13. Сердюченко Д.П. Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. – М.: Наука, 1985.
14. Bariand P., Poirot. The Larousse encyclopedia of precious gems. – New York, 1992.
15. Kunz G.F. The Curious lore of precious Stones. – Philadelphia, by J.B.Lippincott Company, 1913.

КРУПНООБЪЕМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ — ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ РУД

УДК 553.411 (571.51)

© Ю.И.Новожилов, А.М.Гаврилов, С.В.Яблокова, В.И.Арефьева, 2014

УНИКАЛЬНОЕ ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОЛИМПИАДА В ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ.

Ю.И.Новожилов, А.М.Гаврилов, С.В.Яблокова, В.И.Арефьева (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Дана разносторонняя характеристика месторождения; показана доминирующая роль в первичных рудах тонкодисперсного и субмикроскопического золота, в окисленных рудах свободного, легко извлекаемого первичного и вторичного золота. Приведены результаты изучения изотопного состава серы сульфидов со средними значениями $\delta^{34}\text{S}$, близкими к метеоритному стандарту. Установлен рифейский возраст двухэтапного оруденения в интервале $(794-615)\pm 15$ млн. лет. Предложена магматогенно-гидротермальная модель с глубинным, возможно, мантийно-коровым источником.

Ключевые слова: золото-сульфидное месторождение, стратиформное оруденение, вкрапленные руды, тонкодисперсное золото.

Новожилов Юрий Иванович, Гаврилов Алексей Михайлович, Яблокова Светлана Васильевна, Арефьева Вероника Ивановна, vosp@tsnigri.ru

THE UNIQUE AU-SULFIDE DEPOSIT OLYMPIADA IN NEOPROTEROZOIC TERRIGENOUS SEQUENCE

Yu.I.Novozhilov, A.M.Gavrilov, S.V.Yablokova, V.I.Aref'eva

Key features of a unique Olympiadinskoe gold deposit are presented: prevalence of fine and sub-microscopic gold in primary ores is demonstrated, whereas oxidized ore bears «free» readily extractable metal of endogenic as well as of supergenic origin. The S_{sulfide} isotope signature is similar to that of the meteorite standard. The two major mineralization-forming events lie within the $(794-615)\pm 15$ Ma age interval. A magmatogenic-hydrothermal genetic model is developed that employs a deep-seated mantle-crustal source.

Key words: Au-sulfide deposit, stratiform mineralization, impregnated ore, fine gold.

Олимпиадинское месторождение — один из наиболее крупных «черносланцевых» объектов на территории стран СНГ, относящихся к золото-сульфидно-мышьяковистой субформации. Подобные месторождения представлены обычно минерализованными зонами смятия и рассланцевания в углеродисто-терригенных толщах и характеризуются преимущественной ролью тонкодисперсного золота, тесно ассоциированного с арсенопиритом и мышьяковистым пиритом, образующим тонкую вкрапленность в дислоцированных породах.

Месторождение расположено в Северо-Енисейском районе Красноярского края Российской Федерации, в 80 км южнее г. Северо-Енисейск (и Советского рудника). На нем выделены два участка — Восточный (основной) и Западный, разведанные главным образом на основе бурения. На Западном участке пройдена штольня, из которой была отобрана промышленная технологическая проба первичных руд. По результатам работ установлены круп-

ные масштабы месторождения, причем более трети разведанных запасов золота сосредоточены в окисленных рудах коры выветривания. С 1985 г. ведется эксплуатация месторождения — в настоящее время самого крупного из действующих промышленных объектов в России.

Приводятся полученные при геологоразведочных работах авторские материалы, положенные в основу подсчета запасов.

Рудное поле, к которому принадлежит Олимпиадинское месторождение, находится в северо-восточной части докембрийской байкальской складчатой области Енисейского края в пределах Центрального антиклинория, или Центральной структурно-формационной зоны (СФЗ), характеризующейся миогеосинклинальным типом развития и сосредоточением наиболее крупных золоторудных проявлений. Простирающиеся в северо-западном направлении глубинные разломы ограничивают СФЗ субсогласно региональной складчатости. Как и другие объек-

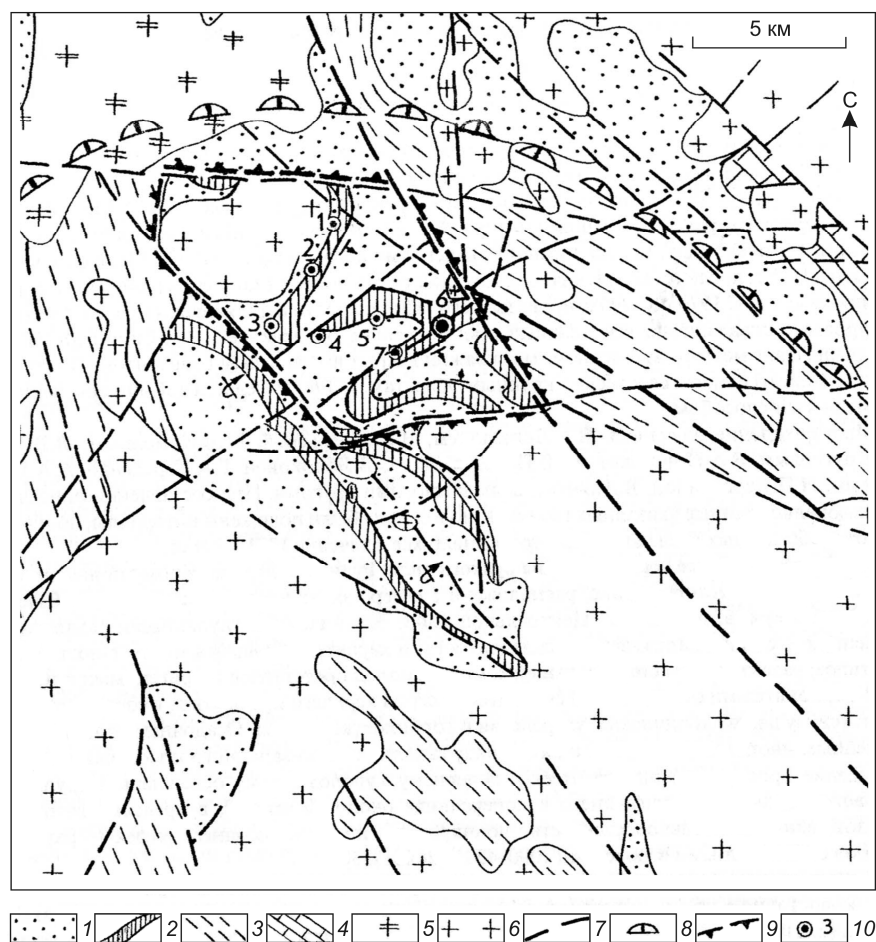


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Олимпиадинского рудного поля, использованы материалы Северной ГРЭ, 1985 г.:

осадочно-метаморфические комплексы: 1 — кварц-сланцевые сланцы, 2 — рудомещающий горизонт терригенно-карбонатных пород кординской свиты, 3 — кварц-хлоритовые, биотит-кварц-хлоритовые сланцы горбилковской свиты, 4 — карбонатные породы пенченгинской свиты; интрузивные формации: 5 — гранитных батолитов, 6 — магмагит-гнейсовая гранитная; 7 — разломы разных масштабов; 8 — граница магмагитной купольной структуры; 9 — граница рудофокусирующего блока особого развития (рудного поля); 10 — месторождения и рудопроявления золото-сульфидной формации: 1 — Высокое, 2 — Олень, 3 — Тырадинское, 4 — Промежуточное, 7 — Юго-Западное, 5, 6 — Олимпиадинское (5 — Западный, 6 — Восточный участки)

ты, относящиеся к золото-сульфидной формации, оно располагается в приосевой части СФЗ и контролируется суперпозиционными структурами, секущими региональное направление складчатости под углами 60–80°, фиксирующими самостоятельный этап развития территории.

Тектонический блок, к которому приурочено рудное поле, размещается в северо-восточном крыле крупной антиклинальной структуры третьего порядка, интенсивно дислоцированной в зоне пересечения крупного разлома северо-западного простирания разломами северо-восточного и субширотного направлений. Ветви этих разломов служат

границами блока, который по структуре и ряду других геологических особенностей отчетливо выделяется на региональном фоне (рис. 1). Практически со всех сторон рудное поле обрамляется выходами орогенных гранитоидных интрузий Татарско-Аяхтинского комплекса (850 млн. лет), в составе которого распространены натровые и калиевые биотитовые граниты, в меньшей степени сиениты и субщелочные гранитоиды; наиболее поздние фазы интрузий имеют возраст до 450 млн. лет [7]. На северо-западной периферии района расположен крупный массив гнейсогранитов наиболее древнего тейского магмагического комплекса (1000 млн. лет). Непосредственно в пределах тектонического блока практически отсутствуют жильные фации магмагических пород за исключением единичных маломощных даек лампрофиров.

Пространственно рудное поле тяготеет к крупному сводовому поднятию (~60 км в поперечнике), в пределах которого сосредоточено значительное количество позднеерифейских – раннепалеозойских

(1000–450 млн. лет) полихронных интрузий. Золотое оруденение относится к двум рудным формациям — золото-кварцевой и золото-сульфидной, занимающим различные позиции по отношению к основным элементам структуры складчатой области [10].

Комплекс осадочных пород представлен верхнепротерозойскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями сухопитской серии, в состав которой входят (снизу вверх) кординская, горбилковская и удерейская свиты общей мощностью ~3000 м. Месторождение размещается в отложениях кординской свиты, сложенной кварц-слан-

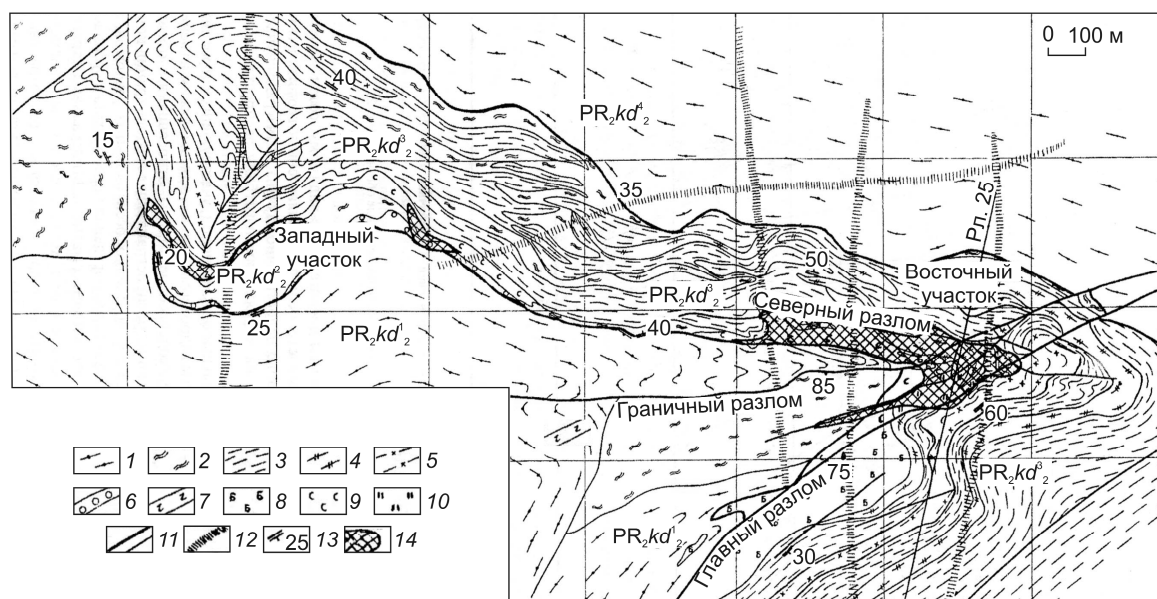


Рис. 2. Геологическая карта Олимпиадинского месторождения:

осадочно-метаморфические и ассоциированные с ними метасоматически измененные породы кординской свиты: 1 — толща кварц-слюдистых сланцев, Kd_2^1 , Kd_2^4 , рудовмещающий горизонт, Kd_3^2 , 2 — карбонат-биотит-мусковит-кварцевые сланцы, 3 — углеродистые слюдяно-кварцевые сланцы, 4 — углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы, 5 — углеродистые хлоритоидные сланцы; метасоматиты и метасоматически измененные породы: 6 — гранат-пироксен-амфибол-эпидотовые (скарноиды), 7 — карбонат-цоизит (клиноцоизит)-кварцевые, 8 — биотит-кварц-карбонатные, 9 — мусковит-кварц-карбонатные, 10 — углеродсодержащие кварц-карбонатные; 11 — разрывные нарушения; 12 — зоны трещиноватости, выделяемые по геофизическим данным; 13 — элементы залегания слоистости; 14 — рудные тела

дистыми сланцами. Определяющая особенность осадочного разреза — присутствие рудовмещающего горизонта пестрых по составу терригенно-карбонатных, в том числе углеродсодержащих, пород. К нему приурочены практически все золото-сульфидные проявления и месторождения рудного поля. Мощность горизонта заметно изменяется, достигая в раздувах замков крупных складок 300–350 м и сокращаясь до первых десятков метров на крыльях, иногда с выпадением из разрезов отдельных прослоев и даже целых пачек.

Осадочные породы претерпели полихронные метаморфические преобразования, включая прогрессивный метаморфизм биотитовой ступени зеленосланцевой фации, контактовое ороговикование в непосредственной близости от гранитоидных интрузий, скарнирование и разнотипные гидротермально-метасоматические изменения. В результате сложных многократно повторявшихся дислокационных преобразований преимущественно пластического типа в осадочных толщах образовалась система запрокинутых к северу гармоневидных суперпозиционных складок северо-восточного простирания, секущих региональную складчатость. При этом сформировалась сеть северо-восточных и

субширотных крутопадающих разломов, игравших впоследствии роль рудоподводящих и распределяющих каналов. Более поздние тектонические деформации кливажного типа проявились в смятии ранних структур, образовании пологой складчатости и сопряженных с ней локальных надвигов, гофрировании. Особенность рудного поля — распространение на его территории меловых площадных и линейных кор выветривания.

Олимпиадинское месторождение располагается в замке и прилегающих участках крыльев Медвежинской антиклинали, являющейся частью гармоневидной пликативной структуры. В ядре выходят породы нижней, подстилающей, толщи кварц-слюдистых сланцев, а крылья сложены пестрыми по составу и неоднородными по физико-механическим свойствам, часто переслаивающимися породами рудовмещающего горизонта (рис. 2, 3). Последний подразделяется на две основные литологические пачки.

Первая (нижняя) пачка слюдяно-кварц-карбонатных пород мощностью ~50 м представлена мусковит-кварц-карбонатными, биотит-кварц-карбонатными, мусковит-биотит-кварц-карбонатными сланцами с варьирующими количественными соот-

I. Химические анализы пород и руд Олимпиадского месторождения

Породы и руды	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	C _{опр}	Sb	Au, г/т
Мусковит-биотит-кварц-карбонатные сланцы	23	48,15	0,55	9,24	2,17	3,21	0,35	16,94	2,17	0,65	2,49	0,23	11,75	0,48	-	-	0,2
Углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы	11	57,07	1,01	18,88	2,22	7,06	0,05	1,13	1,84	1,20	3,77	0,12	0,12	1,84	1,19	-	-
Углеродисто-хлоритовидные сланцы	2	56,59	1,07	21,42	3,67	2,05	0,04	0,28	2,43	0,40	5,32	0,09	0,10	1,34	0,86	-	-
Углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы	3	40,39	0,44	8,00	2,81	0,95	0,17	20,88	1,26	0,49	1,67	0,12	17,77	2,12	1,62	-	-
То же, из скв. 455	3	48,9	0,52	10,06	7,6	7,6	0,12	12,45	1,98	0,25	1,79	0,1	8,6	2,23	-	-	-
Слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты	26	45,1	0,55	8,65	2,29	3,87	0,58	16,65	2,54	0,20	2,13	0,22	14,14	0,12	0,56	0,44	0,13
Карбонат-цивит(клиноцит)-кварцевые метасоматиты, Западный участок	7	60,11	0,35	14,62	3,50	3,23	0,12	6,18	1,90	1,04	2,63	0,15	2,90	0,48	-	-	-
Биотит-кварц-карбонатные метасоматиты	11	46,42	0,64	11,11	0,82	6,16	0,44	13,56	4,0	0,16	3,04	0,37	9,03	0,65	-	-	-
Мусковит-кварц-карбонатные метасоматиты	13	48,73	0,52	8,76	0,84	3,08	0,31	16,55	2,15	0,15	2,32	0,43	10,81	0,54	-	-	-
Углеродсодержащие кварц-карбонатные метасоматиты	3	31,61	0,24	6,57	2,31	0,95	0,14	26,98	2,17	0,26	1,52	0,16	22,98	0,98	0,61	-	-
То же, из скв. 455	3	38,3	0,08	2,13	1,61	1,61	0,17	27,61	2,84	0,06	0,39	0,09	23,51	0,61	-	1,27	3,3
Декарбонизированные кварц-карбонатные метасоматиты	2	42,5	0,25	4,94	3,89	3,89	0,54	23,26	1,28	0,12	1,07	1,17	19,01	1,03	-	-	5,95
<i>Первичные руды месторождения</i>																	
Забалансовые	48,5*	46,1	0,31	4,87	4,64	4,64	0,27	20,03	2,87	0,10	1,22	0,16	17,90	0,76	-	0,28	0,64
Бедные	307,4*	51,17	0,52	8,79	6,32	6,32	0,25	13,56	2,75	0,12	2,32	0,24	11,19	1,65	-	0,19	2,55
Рядовые	788,5*	49,2	0,46	7,83	5,84	5,84	0,32	15,67	2,53	0,12	1,99	0,21		1,54	-	0,27	5,0
Богатые	93,0*	47,2	0,40	7,09	5,08	6,08	0,43	17,06	2,38	0,12	1,40	0,17	14,03	1,60	-	0,66	16,5
<i>Кора выветривания</i>																	
По слабозолоносным слюдисто-кварц-карбонатным метасоматитам	3	65,27	0,93	13,23	8,67	1,17	0,72	0,35	1,66	0,60	3,19	0,27	0,24	0,05	-	-	0,47
Руды коры выветривания, технологическая проба Т-10	1	75,53	0,43	10,69	4,84	0,14	0,65	0,17	0,45	0,25	1,86	0,09	-	0,08	-	-	11,4

Примечания: * — длина интервалов сплошного опробования, м.

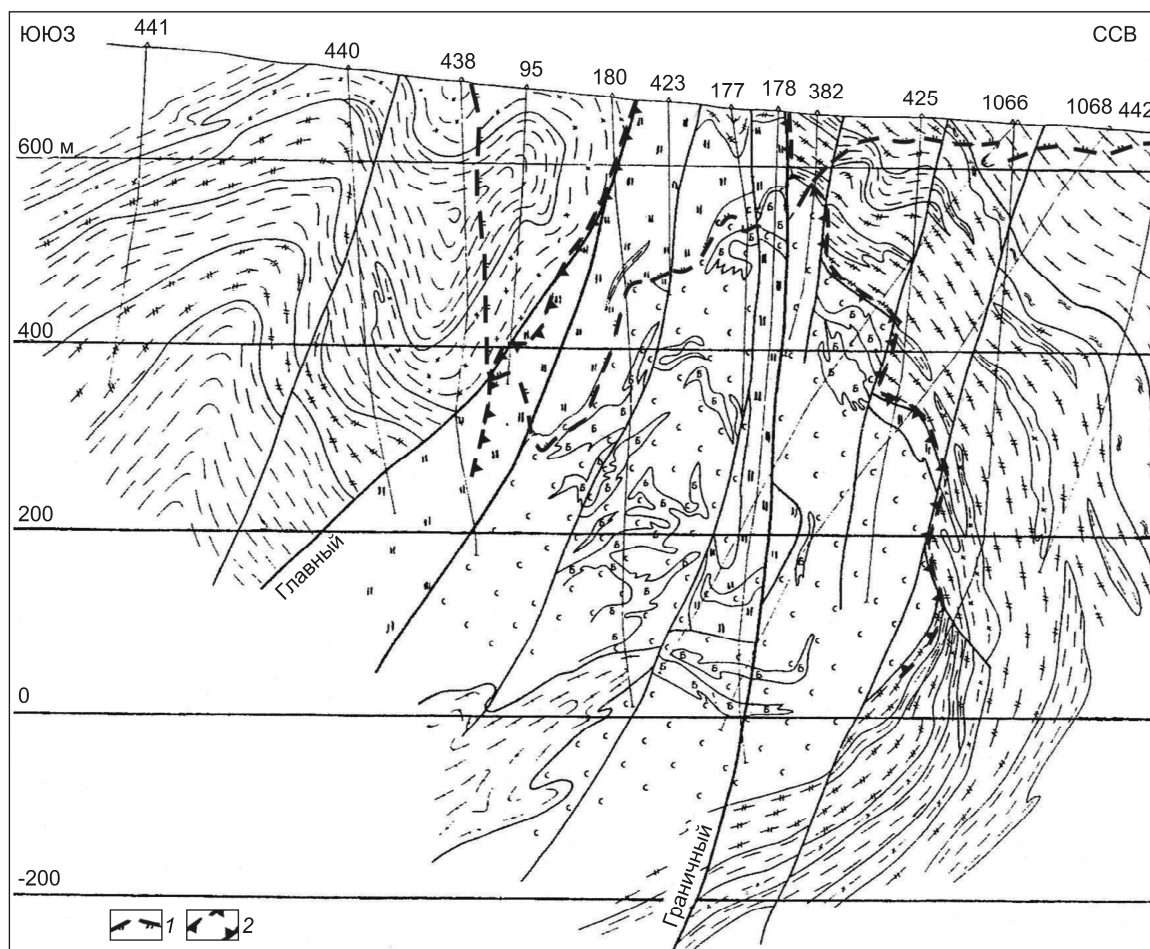


Рис. 3. Разрез через центральную часть Олимпиадинского месторождения, разведочная линия 25:

1 — граница коры выветривания; 2 — контур золоторудного тела; остальные усл. обозн. см. рис. 2

ношениями основных породообразующих минералов. Вторая (верхняя) пачка углеродсодержащих пород изменчива по составу. Это углеродистые мусковит-кварц-карбонатные, углеродистые слюди-карбонат-кварцевые, углеродисто-слюди-кварцевые иногда с гранатом и углеродисто-хлоритовидные сланцы, в которых количество углерода колеблется от 0,1 до 2,5–3%. Среди сланцев, особенно в западной части месторождения, постоянно отмечаются тонкие прослои и линзы полосчатых мраморизованных и доломитизированных известняков. Мощность пачки достигает 250 м. Химический состав основных типов пород месторождения приведен в табл. 1.

Основная рудовмещающая Медвежинская антиклиналь имеет восток–северо-восточное простирание с крутым (50–80°) погружением шарнира в восточных румбах. Ее юго-восточное крыло характеризуется относительно устойчивыми юго-восточ-

ными углами падения 35–60°. Северное же крыло, имея субширотное простирание, построено значительно сложнее за счет наложения поздней кливажной складчатости: на западном фланге месторождения оно постоянно меняет направление падения вследствие развития пологих лежащих складок, под углами 15–20° погружающихся к востоку. Размах их крыльев составляет десятки метров.

В восточной части месторождения амплитуда наложенных складок возрастает до сотен метров, по-видимому, в связи с увеличением мощности компетентных карбонатсодержащих слоев. В области замыкания Медвежинской антиклинали ее северное крыло от поверхности до глубин 500–600 м круто, под углами 60–85°, погружается в северном направлении, а на более глубоких горизонтах опрокидывается, меняя направление падения на южное (см. рис. 3). Образование наложенных лежащих складок генетически и во времени тесно сопряжено

с проявлением пологого (15–30°) кливажа, фиксирующего завершение этапа пластических деформаций территории рудного поля.

Важную роль в структуре месторождения играют разрывные нарушения. Большинство из них занимают осепродольное положение с крутыми 60–85° углами падения плоскостей как к северу, так и к югу и в ряде случаев приурочены к контактам разнородных по литологическим и физико-механическим свойствам толщам. Являясь преимущественно до-рудными структурами, заложившимися в процессе формирования гармоневидных складок, осепродольные разломы впоследствии на значительных интервалах были залечены рудоносными метасоматитами. На отдельных участках они сопровождаются брекчированием, повышенной трещиноватостью, фиксируя внутрирудные и пострудные подновления. К числу подобных долгоживущих разрывных структур относятся прежде всего Северный, Граничный и Главный разломы, существенно влияющие на размещение оруденения. Вертикальная и горизонтальная амплитуды смещения по осепродольным разломам достигают сотен метров. Помимо осепродольных, на месторождении геофизическими методами выявлены поперечные нарушения, роль которых недостаточно изучена, хотя в ряде случаев устанавливается определенное воздействие их на морфологию и глубину распространения коры выветривания.

Значительные объемы пород на месторождении в той или иной мере гидротермально-метасоматически преобразованы, наиболее интенсивно — карбонатсодержащие, встречающиеся в обеих литологических пачках рудовмещающего горизонта. Влияние литолого-структурных факторов определило преобладание субпластовых, обычно седловидных морфологических типов залежей метасоматитов вдоль границ контрастных по составу литологических разностей, осепродольных разломов и особенно в замковых частях складок. Минеральные парагенезисы измененных пород зависят от исходного состава замещаемого субстрата.

Метасоматиты подразделяются на три возрастные группы. Первая, ранняя, группа включает относительно высокотемпературные — грейзеновые, кварц-турмалиновые, скарноидные, кварц-полевошпат-клиноцоизит-биотитовые, сосредоточенные главным образом на западном фланге месторождения. Наблюдается их зональная связь с Тырадинской интрузией гранитоидов. Как правило, эти метасоматиты безрудны и лишь на контакте с более поздними рудоносными в них отмечается слабая золотоносность.

Ко второй группе относятся метасоматиты березитоидного типа, пространственно и во времени

тесно связанные с золоторудной минерализацией. Благодаря осветлению и некоторому увеличению крупности зерен, утрате сланцеватых и кливажных текстур березитиды идентифицируются визуально. В них темноцветные минералы замещены магнетитом-железистым хлоритом, полевые шпаты светлыми слюдами — мусковитом и серицитом, ильменит рутилом; возрастает содержание кварца и карбоната. От исходных пород в метасоматитах обычно сохраняется вкрапленность или прожилковые скопления зерен пирротина.

Слюдисто-кварц-карбонатные породы нижней пачки рудовмещающего горизонта в пределах рудоносных участков почти полностью преобразованы в метасоматиты, в которых в зависимости от состава замещаемых пород и интенсивности метасоматоза выделяются биотит-кварц-карбонатные (с реликтовым биотитом), мусковит(серицит)-кварц-карбонатные и переходные между ними разности, образующие сложные по морфологии контуры. Существенно мусковитовые (серицитовые) светлоцветные разности, отражающие наибольшую интенсивность гидротермальных изменений, преобладают со стороны северного крыла Медвежинской антиклинали, а биотитовые — южного. На западном фланге месторождения, кроме этих разностей, в замках складчатых структур распространены карбонатсодержащие цоизит(клиноцоизит)-кварцевые метасоматиты.

В низах верхней пачки рудовмещающего горизонта березитоидные изменения в мусковит-кварц-карбонат-углеродистых сланцах сопровождаются частичным, а иногда почти полным выносом углеродистого вещества (декарбонизация). Замещающие их тонкозернистые светло-серые кварц-карбонатные метасоматиты содержат примесь бесцветного хлорита и серицита. Химический состав метасоматитов приведен в табл. 1.

Наиболее поздние метасоматиты третьей группы проявлены в виде гнездовидного окварцевания и слабой серицитизации существенно карбонатных пород (джаспероидизация). В отличие от метасоматитов первых двух групп они локально развиты в участках позднерудной сурьмяной минерализации.

Золотое оруденение вкрапленное в метасоматитах ранних стадий и вкрапленно-прожилковое при развитии поздних минеральных ассоциаций. Промышленные руды месторождения и рудного поля в целом образуют субсогласные складчатости стратифицированные залежи в метасоматитах рудовмещающего горизонта. Геологические границы участков с золоторудной минерализацией определяются контурами развития мусковит-кварц-карбонатных и кварц-карбонатных углеродсодержащих

метасоматитов, а сурьмяной минерализации — преимущественно последних. Контуры промышленных руд и их сортов устанавливаются на основании опробования. Золоторудные залежи приурочены главным образом к замковым частям складчатых структур разного возраста и имеют седловидную форму с максимальной мощностью в области замыкания с постепенным выклиниванием на крыльях. Основное рудное тело, в котором сосредоточено ~90% запасов золотых руд, расположено в восточной части месторождения в замке рудовмещающей Медвежинской антиклинали и согласно с ним круто под углами 60–80° погружается к востоку. Общая протяженность рудного тела на поверхности в северном крыле складки составляет ~800 м, в южном — 600 м, мощность тела в замке складки достигает 400 м.

Золотое оруденение Западного участка месторождения локализовано в единой стратиформной залежи складкообразной формы, наследующей морфологию распространенных здесь лежачих складок. Наибольшая мощность залежей, оцениваемая в первые десятки метров, фиксируется в замках складок и убывает на крыльях до почти полного выклинивания. В зависимости от принимаемых кондиций залежь может рассматриваться как единое рудное тело или как два или три самостоятельных.

Сурьмяные рудные тела, сосредоточенные преимущественно в углеродсодержащих метасоматитах кварц-карбонатного состава, образуют стратиформные залежи в контурах золоторудных тел и лишь в крайней восточной части месторождения выходят за их пределы. Пространственное совмещение обуславливает появление комплексного золото-сульфидно-сурьмяного типа руд (рис. 4). Среди окисленных руд коры выветривания в апикальной части седловидной залежи Восточного участка отмечаются промышленные концентрации вольфрама (рис. 4, в).

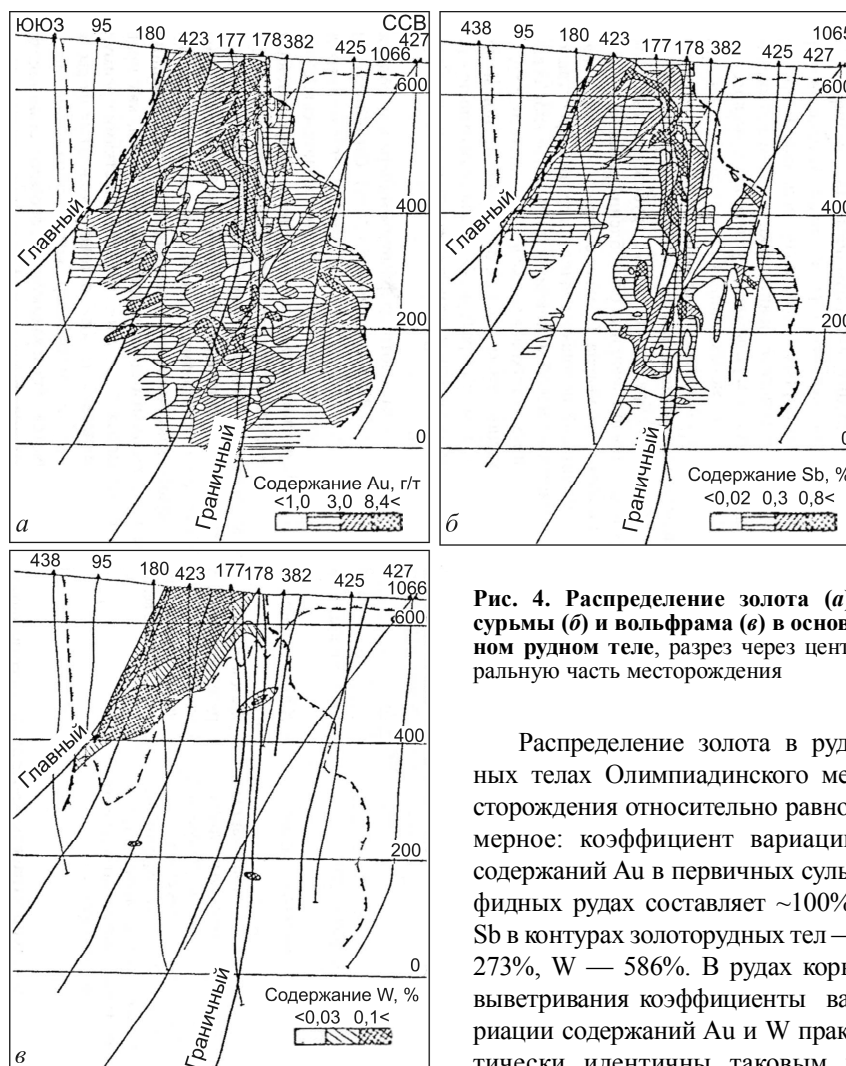


Рис. 4. Распределение золота (а), сурьмы (б) и вольфрама (в) в основном рудном теле, разрез через центральную часть месторождения

Распределение золота в рудных телах Олимпиадинского месторождения относительно равномерное: коэффициент вариации содержаний Au в первичных сульфидных рудах составляет ~100%, Sb в контурах золоторудных тел — 273%, W — 586%. В рудах коры выветривания коэффициенты вариации содержаний Au и W практически идентичны таковым в первичных рудах — 99% и 447%, а сурьмы снижаются до 118%.

Первичные руды — метасоматически измененные породы, минерализованные сульфидами, среднее содержание которых 2–5%. Преобладают вкрапленные и вкрапленно-полосчатые текстуры руд, слабо проявлены — прожилковые, брекчиевые и пересечения; структуры в основном тонко-метакристаллические. Минеральный состав руд приведен в табл. 2.

Основная породная матрица вкрапленных руд сложена в среднем карбонатами (33–40%) — железистым кальцитом и реже доломитом, кварцем (31–33%), слюдами (13–18%) — серицитом, мусковитом, биотитом. В качестве примесей встречаются хлориты, углеродистое вещество (керит), а в рудах Западного участка также цоизит и клиноцоизит. Преобладают пирротин-арсенопиритовые руды с почти постоянной примесью пирита. Часто встречаются руды существенно сурьмяного (бертьерит-антимонитового) и смешанного типов.

2. Минеральный состав первичных вкрапленных сульфидных руд Олимпиадинского месторождения

Распространенность	Минералы	
	рудные	нерудные
Основные	Пирротин, арсенопирит	Кальцит, кварц, мусковит, серицит
Второстепенные	Пирит, антимонит, бертьерит	Хлориты, цоизит, клиноцоизит
Примеси	Халькопирит, сфалерит, марказит, тетраэдрит, самородная сурьма, гудмундит, ульманит, джемсонит, буланжерит, халькостибит, самородное золото, аурустибит, галенит, шеелит, маккинавит, валериит, пентландит, магнетит, ильменит, киноварь	Железистый доломит-анкерит, рутил, тремолит, плагиоклаз, альбит, гранат, диопсид, актинолит, сфен, циркон, микроклин, флюорит, барит, углеродистое вещество

Рудные минералы. Наиболее распространены пирротин и арсенопирит. Их количественные соотношения в рудах сильно и закономерно варьируют. В рядовых и, особенно, в бедных рудах пирротин обычно преобладает, как и в породах за пределами рудоносных участков. В маркирующем «продуктивном» горизонте наибольшие его содержания отмечены в углеродсодержащих сланцах. Наряду с мелко- и тонковкрапленными выделениями, более крупнозернистые агрегаты пирротина часто концентрируются в полосах шириной от первых миллиметров до 5–7 см, сплошные грубозернистые его скопления локализованы в краевых частях линзовидных обособлений будинированного раннего метаморфогенного крупнокристаллического кварца. Среднее содержание пирротина в рудах 1,5–3%. По данным магнитной порошкографии в большинстве случаев он представлен тесными срастаниями зерен магнитной моноклинной и немагнитной гексагональной модификаций. В пирротинах безрудных участков, а также рудных

интервалов Западного участка возрастает относительная роль немагнитной модификации, что связано, по-видимому, с существованием температурной зональности относительно крупного гранитоидного массива в северо-западной периферии рудного поля. Пирротин постоянно обрастает и замещается арсенопиритом, в котором часто сохраняются многочисленные реликтовые его микровключения.

Арсенопирит — основной золотосодержащий минерал. В рудах его содержание варьирует от первых десятых до 4–5% (в среднем 0,5–0,7%). Он образует преимущественно тонкую и мелкую, относительно равномерную вкрапленность с размером зерен от тысячных до десятых долей миллиметра, значительно реже, чем пирротин, концентрируется в полоски с более грубозернистой структурой агрегатов.

Среди разнообразных морфологических выделений арсенопирита условно выделены четыре разновидности: 1) тонкоигльчатая, 2) мелко- и сред-

3. Содержание Au в рудных минералах Олимпиадинского месторождения по данным атомно-абсорбционного и нейтронно-активационного анализов, г/т

Минерал	Восточный участок	Западный участок	В целом по месторождению
Арсенопирит тонкоигльчатый	$\frac{40,6-1843}{36}$ (353)	$\frac{103-507}{8}$ (254)	$\frac{40,6-1843}{44}$ (335)
Арсенопирит мелко- и среднекристаллический до грубозернистого	$\frac{1,8-148}{25}$ (31,2)	$\frac{4,3-13,5}{2}$ (8,9)	$\frac{1,8-148}{27}$ (29,6)
Пирротин	$\frac{0,03-69,8}{87}$ (9,4)	$\frac{0,12-28,7}{31}$ (7,8)	$\frac{0,3-69,8}{118}$ (9,0)
Пирит	$\frac{0,03-78}{52}$ (9,7)		
Антимонит (и бертьерит)	$\frac{0,2-200}{25}$ (1,6)		

Примечание. В числителе — колебания содержаний, в знаменателе — число проб, в скобках — средние содержания.

4. Изотопный состав серы сульфидов Олимпиадинского месторождения

Характеристика сульфидов	Число анализов	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{ср.}}$, ‰	Дисперсия $\delta^{34}\text{S}$, ‰
Пирротин в углистых сланцах верхнего слоя рудовмещающего горизонта	9	-16,5 \pm 2,6	-4,9	5,9
Пирротин в слюдисто-кварц-карбонатных породах рудного тела	10	+2,6 \pm 11,1	+5,1	1,6
Пирротин в подстилающих рудное тело кварц-слюдистых сланцах	6	+2,4 \pm 11,1	+6,5	1,7
Тонкоигольчатый арсенопирит в слюдисто-кварц-карбонатных породах рудного тела	6	+4,1 \pm 6,4	+5,05	0,4
Антимонит (бертьерит) в слюдисто-кварц-карбонатных породах и углеродсодержащих кварц-карбонатных метасоматитах рудного тела	4	+1,9 \pm 7,7	+4,7	1,4

некристаллическая изометричного короткопризматического и удлиненно-призматического габитуса, 3) грубопризматическая (>2,5 мм в поперечнике), 4) тонкокристаллическая агрегатная, часто образующая псевдоморфозы по пирротину. За исключением грубопризматической разновидности, нередко локализованной в жилках и прожилках раннего крупнокристаллического кварца, остальные разновидности арсенопирита часто встречаются совместно, хотя и обнаруживают закономерности в пространственном распределении. Повышенные содержания Au установлены в участках с преимущественным развитием наиболее тонкокристаллических форм (1 и 4). В менее золотоносных участках арсенопирит мелко- и среднекристаллический. Наиболее высокие содержания Au (в среднем 335 г/т) устанавливаются в тонкоигольчатом арсенопирите (табл. 3).

В рудоносных участках широко развита поздняя сурьмяная, бертьерит-антимонитовая минерализация, которая наиболее интенсивно проявлена в слабоуглеродистых кварц-карбонатных метасоматитах. Антимонит и бертьерит присутствуют в рудах непостоянно, образуя, наряду с мелко- и тонковкрапленными выделениями, метасоматические прожилки, согласные с полосчатостью и секущие, концентрирующиеся в локальные штокверковые зоны. Кроме того, они встречаются в виде сплошных грубозернистых скоплений в контактовых частях кварцевых будин или в цементе кварцевой брекчии. В наиболее обогащенных золотом участках часто отмечается пространственное совмещение максимумов сурьмяной и более ранней арсенопиритовой минерализации. Среднее содержание основных сурьмяных минералов в рудах 0,3–0,4%. С антимонитом ассоциируют примеси других минералов сурьмы: ульманита, гудмундита, самородной сурьмы, блеклой руды, ауростибита, халькостибита, джемсонита, а также пирротина поздней

генерации. Основная часть сурьмяного оруденения сосредоточена в самой восточной части месторождения, где выделяются крупные тела с содержанием Sb 0,6–2%, местами выходящие за пределы контуров золоторудных тел. По запасам сурьмы Олимпиадинское месторождение относится к крупным объектам. В качестве примеси иногда в сопоставимых количествах с пирротинином и арсенопиритом в рудах содержится мышьяк содержащий пирит, в том числе в комплексных золото-сульфидно-сурьмяных.

В разрезе через основное рудное тело Восточного участка в сульфидах с учетом особенностей их распространения изучен изотопный состав серы (табл. 4). Все сульфиды, за исключением пирротина в углистых сланцах самой верхней части разреза, характеризуются однородным составом серы со средним значением $\delta^{34}\text{S}$, близким к метеоритному стандарту. Особенно высокая однородность состава серы устанавливается для тонкоигольчатого арсенопирита — основного индикатора рудообразующего процесса. Это может свидетельствовать о гомогенном (по сере) источнике рудообразующих растворов, в качестве которого обычно рассматривается магматический очаг. Пирротин в углистых сланцах отличается большим разбросом значений $\delta^{34}\text{S}$ облегченной серы, характерной для серы осадочно-биогенного происхождения [5]. Приуроченность тонких пунктирных вкрапленных выделений пирротина к трещинам кливажа в углистых сланцах указывает на его образование в процессе динамометаморфизма.

Золото — ведущий ценный компонент первичных руд — распределено в рудных телах относительно равномерно при средних содержаниях 4–5 г/т. Подавляющая его часть ассоциирована с сульфидами. Макроскопически видимое золото выявляется относительно редко, под микроскопом самородное золото наблюдается в единичных и кучных

выделениях размером от 1–2 до 8–10 мкм в поперечнике. Наиболее часто выделения золота отмечаются в арсенопирите, в том числе на контакте с породой или с включениями пирротина. Характерны также парагенезисы золота с сурьмяными минералами — антимонитом, бертьеритом, гудмундитом, блеклой рудой.

Специальные исследования золотоносного тонкоигльчатого арсенопирита (с содержанием Au в пробах от 190 до 1840 г/т) на сканирующем электронном микроскопе JSM-35 GF (Jeol, Япония) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализатора AN-10000 (LINK ANALYTICAL, Англия) не позволили обнаружить в нем субмикроскопические (<0,5 мкм) включения золота, которые были установлены нами ранее в арсенопирите ряда других месторождений данного формационного типа [3].

С использованием метода мессбауровской спектроскопии получены данные в пользу металлического состояния субмикроскопического и «невидимого» золота в арсенопирите, возможно, в виде кластеров диаметром не более нескольких нанометров [8]. По результатам технологических испытаний доля тонкодисперсного золота, не извлекающегося при цианировании тонкоизмельченной руды, составляет 30–48%. Количество крупного золота, извлекаемого при амальгамации, варьирует от 8,6 до 27%, а более тонкого цианируемого золота в сростках, главным образом в сульфидах, составляет 22–37%. Небольшая часть весьма тонкого золота находится также в состоянии тончайшего распыления в силикатной части руды.

Самородное золото в большинстве случаев (>90%) высокопробное и весьма высокопробное (910–997‰) с повышенным и высоким содержанием Hg (от 0,2 до 5,3%). Наиболее высокие концентрации Hg (до 13 мас. %) отмечаются в золоте сурьмяных парагенезисов. Проба такого золота колеблется в более широких пределах — наряду с доминирующим весьма высокопробным встречается сравнительно низкопробное (757–647‰), в том числе с пятнисто-зональным изменением пробы в сторону ее уменьшения в краевых частях золотин.

Кроме самородного золота, присутствует ауристибит (AuSb_2), ассоциирующий с поздней сурьмяной минерализацией. Этот сравнительно редкий минерал золота образует неправильные и субидiomорфные зерна размером от первых сотых до нескольких десятых долей миллиметра, в том числе сростания с самородным золотом — каемки ауристибита на самородном золоте и в более редких случаях, наоборот. При окислении он разлагается с образованием тонкой смеси эмульсионно-губчатого

золота и оксидов сурьмы. Минеральные парагенезисы ауристибита по составу и характеру сростаний во многом подобны описанным в литературе для золото-антимонитовых месторождений Восточной Якутии [14]. Состав ауристибита соответствует теоретической формуле, в некоторых случаях в нем установлена примесь Ni до 2,5%. Роль этого минерала в общем балансе золота в рудах обычно незначительна.

Ассоциированность с арсенопиритом и преимущественно тонкодисперсное состояние золота в первичных рудах обуславливают их упорные технологические свойства. Промышленная переработка таких руд в течение длительного времени представляла большую техническую и экологическую проблему. На основании проведенных в ЦНИГРИ лабораторных и полупромышленных испытаний впервые в нашей стране разработана высокоэкологичная биогидрометаллургическая технология переработки упорных золото-сульфидно-мышьяковистых руд, основанная на бактериальном разложении золотоносных сульфидных концентратов с последующим сорбционным цианированием кеков выщелачивания [12].

На месторождении проведено определение абсолютного возраста пяти образцов крупночешуйчатого мусковита из оторочек дорудного метаморфогенно-сегрегационного жильного кварца, пород рудовмещающего горизонта и подстилающих кварц-сланцев. Исследования, выполненные К-Аг методом в лаборатории СВКНИИ (руководитель А.П.Миров), показали значения 880, 890, 860, 877 и 842 млн. лет (два первых образца принадлежали авторам, остальные В.А.Поперкову). Среднее значение из этих определений 870 ± 35 млн. лет близко к абсолютному возрасту гранитоидов Татарско-Аяхтинского комплекса (850 ± 50 млн. лет, по М.И.Волобуеву) [2]. Судя по геологическим наблюдениям, рассматриваемые кварцевые жилы образовались при формировании гармонеvidной складчатости рудного поля.

Для датирования рудоносных минеральных комплексов использовался изохронный Rb-Sr метод (лаборатория ИМГРЭ, аналитик Ю.А.Костицын). Изотопный состав Sr и концентрации Sr и Rb определялись в различных плотностных фракциях серицит(мусковит)-кварц-карбонатных метасоматитов, тесно ассоциированных с ранней продуктивной золото-арсенопиритовой минерализацией, и в кварц-серицитовых метасоматитах позднего продуктивного бертьерит-антимонитового минерального комплекса (рис. 5). Полученные изохроны 794 ± 15 млн. лет для ранних метасоматитов и 615 ± 15 млн. лет для поздних отвечают зрелому орогену и его завершающей стадии в Енисейской складчатой области. Они

указывают на огромный временной перерыв (179 млн. лет) между основными стадиями рудообразования. Достоверность полученных данных, помимо лабораторных проверок внутреннего контроля анализа, подтверждается также близкими результатами определения абсолютного возраста гидрослюда, связанной с антимонитовой минерализацией другого золото-сульфидного месторождения — Удерейского, расположенного в соседнем Южно-Енисейском районе [4].

Золотоносные линейные коры выветривания мел-палеогенового возраста приурочены к дислоцированным зонам контактов рудоносных терригенных и терригенно-карбонатных толщ. Наиболее развиты они на восточном фланге месторождения вдоль зоны Главного разлома, проникая на глубину 360–400 м. Корообразование характеризуется гидрослюдисто-каолинитовым профилем выветривания с преимущественным распространением зон дезинтеграции и начальных глинистых (гидрослюдистых) изменений, сопровождающихся выносом легкорастворимых карбонатов и снижением в этой связи объемной массы пород в 1,5 раза.

Окисленные руды представлены глинисто-алевритовыми с редкими (3–12%) менее выветрелыми обломками, пестроцветными (буро-коричневые, желто-коричневые, малиново-красные, голубовато-серые) пористыми рыхлыми образованиями, почти всегда сохраняющими текстурный рисунок исходных пород. Нижняя граница кор выветривания в большинстве случаев резкая без значительной переходной зоны.

Содержание Au в окисленных рудах в среднем в 1,5–2 раза больше, чем в рядовых первичных (см. табл. 1). По-видимому, это обусловлено не только выщелачиванием растворимых минералов, но и первичным гипогенным обогащением верхних горизонтов рудных тел.

Минеральный состав окисленных руд детально описан нами ранее [15]. В них преобладают кварц (65–80%) и гидратированные калиевые слюды (14–35%); количество глинистых минералов (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит) в среднем не превышает 6%. Рудные минералы (простые и сложные оксиды, гидроксиды железа, марганца, сурьмы, а также вольфраматы и фосфаты) составляют в среднем 5%. Наблюдаются как в дисперсной форме, так и в виде обломочных псевдоморфных и натечных образований.

Золото в окисленных рудах в отличие от первичных свободное, легко извлекаемое цианированием. Основная его часть (88%) сосредоточена в классе -0,04 мм, где преобладают частицы размером 1–10 мкм, а более крупные выделения размером

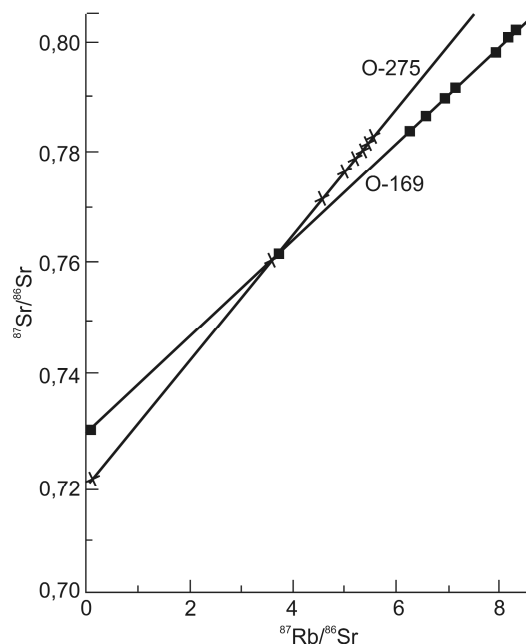


Рис. 5. Изохронная диаграмма для плотностных фракций образцов, месторождение Олимпиада:

O-275 — метасоматит слюдисто-кварц-карбонатного состава, сопровождающий ранний золото-сульфидный минеральный комплекс, $T 792 \pm 7$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,71923 \pm 9$); O-169 — метасоматит кварц-серицитового состава, сопровождающий поздний кварц-антимонитовый минеральный комплекс, $T 615 \pm 16$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,7278 \pm 16$)

250–500 мкм и единичные частицы 1–1,5 мм составляют 6–12%. Золото преимущественно высокопробное: 74% частиц имеют пробу 970–1000, 25% — 920–970, 1% — от 650 до 860‰, Характерно наличие в нем примеси ртути (до 9,5 мас. %).

Выделяются два генетических типа золота — остаточное (первичное) и вторичное (новообразованное). Остаточное золото со следами механической деформации и частичного гипергенного преобразования сохраняет сходство с золотом первичных руд. Оно часто встречается среди более крупных обломочных частиц породы. Комковидные или комковидно-губчатые его выделения высвобождаются при окислении минералов бертьерит-антимонитовой ассоциации, а изометричные массивные комковидные частицы монокристалльного или двойникового строения связаны, очевидно, с более ранними продуктивными комплексами. Для остаточного золота характерно неоднородное распределение ртути и серебра, вариации его пробы от 800 до 1000‰. Остаточное тонкодисперсное золото, рассеянное в глинистых продуктах выветривания, представлено «островковыми» пленками (от 1 до 10 мкм), нарастающими на зерна кварца и скручи-

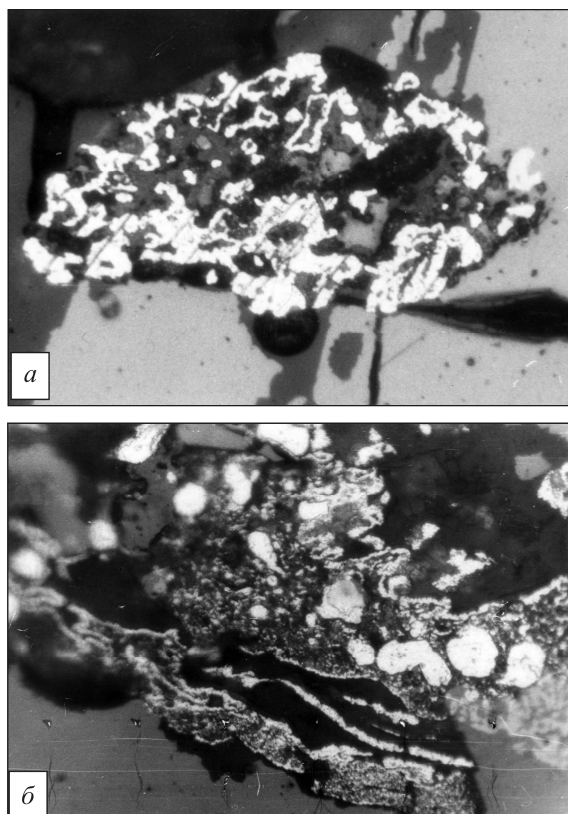


Рис. 6. Вторичное золото:

а — эмульсионно-губчатые выделения в сростании с оксидами сурьмы, полированный шлиф, ув. 130; *б* — эмульсионное, перекристаллизованное нитевидное и глобулярное золото в сростании с кальций- и железосодержащими оксидами сурьмы, полированный шлиф, ув. 500

вающимися в трубочки при отслаивании от субстрата в зоне гипергенеза.

Количественно преобладающее в окисленных рудах вторичное золото отличается от остаточного более высокой пробой (981–1000‰) и отсутствием примеси ртути. По размерам оно не превышает 0,1–0,15 мм, концентрируясь в классе 0,01–0,001 мм, наблюдается в виде тонкогубчатых, пленочных, сгустковидных выделений пористой, агрегатной, колломорфной текстуры в ассоциации с гипергенными и глинистыми минералами. С оксидами сурьмы золото образует тончайшие (<0,1 мкм) эмульсионные нитевидные, петельчатые, губчатые колломорфные сростания, свидетельствующие об образовании его в результате разложения ауристита, который на верхних горизонтах месторождения, подвергшихся окислению, встречается значительно чаще, чем среди неокисленных руд (рис. 6). С дальнейшей твердофазной перекристаллизацией этого золота связано образование нитевидных уплощенных кристаллов с круговым поперечным сечением

и глобулярных (доли микрометра) частиц [1]. Глобулярные (1–2 мкм) и пластинчатые кристаллы (5–15 мкм) обычно ассоциируют с метаколлоидными почками трипугиита [8].

Помимо золота, в окисленных золотоносных рудах присутствует вольфрамовая минерализация, слабо проявленная в первичных рудах. Основная масса вольфрама в них концентрируется в классе <0,044 мм и связана как с собственными минералами вольфрама, представленными тонкодисперсными шеелитом и гидротунгститом, тесно ассоциированными со слюдами и пленками оксидов железа и марганца, так и рассеянной его формой в оксидах сурьмы, марганца, железа. Наиболее высокие его концентрации характерны для железо-сурьмяных оксидов ряда трипугиит – шафарцикит (до 12 мас. %). Подобные взаимосвязи вольфрама и сурьмы позволяют говорить об их изоморфизме. Тонкодисперсность собственных минералов вольфрама в сочетании с рассеянной изоморфной формой вхождения в оксиды сурьмы и железа предопределяет сложность извлечения его традиционными для этого сырья методами обогащения.

Природа оруденения Олимпиадинского месторождения, несмотря на его хорошую изученность, остается дискуссионной. Л.В.Ли и др. [11] полагают, что источником рудного вещества были крупные баголитовые палингенные интрузии Татарско-Аяхтинского комплекса, в 3–5-километровой экзоконтактовой зоне которых сосредоточено большинство месторождений Енисейского края, в том числе и Олимпиадинское. В пользу данного предположения ими привлекается наличие зональности гидротермальных образований относительно Тырадинского гранитоидного массива, расположенного в западной части рудного поля. Однако, как показали последующие исследования, в том числе и авторов, такая зональность устанавливается только для наиболее ранних метасоматических и жильных, в том числе золотоносных образований (грейзенов, скарнов, кварцевых и кварц-турмалиновых жил с сульфидами), скорее всего, генетически не связанных с собственно золото-сульфидным оруденением месторождения, которое такой изменчивости не обнаруживает. Прямой связи золото-сульфидного оруденения с Тырадинской интрузией противоречит выявленная большая длительность формирования руд, составляющая 179 млн. лет. В течение этого периода образовалась не только Тырадинская интрузия, но и ряд других, более молодых последовательно формировавшихся интрузий. Другая, альтернативная предыдущей, гидротермально-метаморфогенная модель формирования оруденения предполагает образование месторождения вследст-

вие процессов зонального локального динамотермального метаморфизма [13], в различные стадии которого из вмещающих пород под воздействием растворов глубинного происхождения извлекалось, перераспределялось и концентрировалось (до промышленного уровня) рудное вещество. Подчеркиваются приуроченность оруденения к линейным зонам смятия, отсутствие пространственной связи и зональности оруденения относительно интрузий, слабое развитие околорудных гидротермальных изменений. Умозрительность и трудная доказуемость этой концепции очевидны.

Для решения дискуссионных вопросов генезиса золоторудных месторождений вообще и Олимпиадинского, в частности, рассмотрим данные по генезису оруденения на других месторождениях этого же формационного типа. Показана наиболее устойчивая связь золото-сульфидных месторождений не с крупными батолитоподобными интрузиями гранитоидов, а с пестрым по составу позднеорогенным дифференцированным комплексом малых интрузий диорит-гранодиоритовой формации, включая дайки лампрофиров, образование которых по В.А.Жарикову обусловлено мантийными выплавками [6]. Золото-сульфидные месторождения широко распространены в складчатых областях мио-(мезо)геосинклинального типа, реже в эвгеосинклиналях и областях тектономагматической активизации. Они формировались в широком возрастном диапазоне от докембрия до альпийского времени в толщах разной формационной принадлежности. Несмотря на различные конкретные геологические обстановки, характеризуются удивительно постоянными минералого-геохимическими и структурно-текстурными особенностями руд, общей последовательностью формирования продуктивной минерализации, что позволяет предполагать во всех случаях однотипный глубинный, вероятно, мантийный, источник растворов и рудного вещества. Связь оруденения с магматизмом, по-видимому, парагенетическая. На возможный глубинный источник руд могут указывать также близкий к метеоритному стандарту изотопный состав серы сульфидов продуктивной ассоциации и присутствие ртутной минерализации, подкоровое происхождение которой достаточно убедительно обосновывается рядом исследователей [9].

В мел-палеогеновое время в связи с тектонической стабилизацией территории и затуханием эрозийных процессов происходила ее пенеппенизация с образованием глубоко проникающих линейных кор выветривания, захватывающих рудные тела месторождения. В окисленных гипергенных условиях осуществлялась лишь незначительная миг-

рация золота внутри рудных тел без существенного его перераспределения.

Олимпиадинское месторождение является наиболее крупным среди других месторождений золото-сульфидно-мышьяковистой субформации, от которых оно отличается сочетанием следующих особенностей:

стратиформным характером оруденения, локализованного в пестром по литологическому составу стратиграфическом горизонте в однородной толще кварц-слюдистых сланцев;

древним, рифейским, возрастом оруденения, сформировавшегося в интервале 794–615±15 млн. лет;

развитием имеющих самостоятельное промышленное значение глубоко проникающих рудных кор выветривания, в которых технологически упорные первичные золото-сульфидные руды преобразованы в легкообогащаемые окисленные с повышенными концентрациями золота;

присутствием в первичных рудах весьма крупных запасов сурьмы, а в окисленных — промышленных концентраций вольфрама.

В отличие от преобладающего в регионе золото-кварцевого оруденения золото-сульфидное оруденение Олимпиадинского месторождения контролируется суперпозиционными структурами, наложенными на региональные разрывно-складчатые сооружения. Проведенное исследование позволяет сделать вывод о его формировании в ходе мощных процессов тектонической активизации, а также о глубинном, возможно, мантийно-коровом источнике рудно-магматической системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р.А., Козырева Н.А., Дейнекина Л.М. Морфология «неизвлекаемого» золота в корах выветривания и россыпях // ДАН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 711–714.
2. Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский край // Геохронология СССР. М., 1973. Т. 1. С. 189–202.
3. Гаврилов А.М., Плешаков А.П., Бернштейн П.С., Сандомирская С.М. Субмикроскопическое золото в сульфидах некоторых месторождений вкрапленных руд // Советская геология. 1982. № 8. С. 81–86.
4. Генезис Удерецкого золото-сурьмяного месторождения в Енисейском крае / Э.Г.Дистанов, А.Т.Стеблева, А.А.Оболенский и др. // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 19–28.
5. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. – М.: Наука, 1974.
6. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. 1987. № 6. С. 3–14.

7. *Злобин В.А., Пономарева А.П.* Особенности проявления магматической деятельности в золотоносных районах Енисейского края // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 36–46.
8. *Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь)* / А.Д.Генкин, В.А.Лопатин, Р.А.Савельев и др. // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 2. С. 111–136.
9. *Озерова Н.А.* Ртуть и эндогенное рудообразование. – М.: Наука, 1986.
10. *Олимпиадинское месторождение* / Ю.И.Новожилов, А.А.Стороженко, А.М.Гаврилов, С.В.Яблокова и др. // Золоторудные месторождения СССР. М., 1986. Т. 3. С. 126–146.
11. *О проявлении золотого оруденения над провесом кровли гранитоидной интрузии в Енисейском крае* / Л.В.Ли, Г.П.Круглов, О.И.Шохина и др. // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск, 1984. С. 53–58.
12. *Седельникова Г.В.* Технология переработки минерального сырья благородных и цветных металлов XXI века: проблемы и тенденции // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 109–110.
13. *Середенко Г.А.* Генетические особенности развития золотого оруденения Енисейского края // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск, 1985. С. 53–58.
14. *Условия нахождения и образования аурустибита* / Г.Н.Гамянин, Некрасов, Ю.Я.Жданов и др. // Зап. ВМО. 1984. Т. 113. № 2. С. 196–205.
15. *Яблокова С.В., Коновалова М.С., Сандомирская С.М.* Минералогия золотоносной коры выветривания на месторождении прожилково-вкрапленных сульфидных руд в терригенно-карбонатных толщах докембрия // Тр. ЦНИГРИ. М., 1986. Вып. 208. С. 10–19.

УДК 553.411 (571.53)

Г.Б.Ганжа, Э.А.Развозжаева, 2014

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ВЕРНИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ**Г.Б.Ганжа (ФГУП «ЦНИГРИ»), Э.А.Развозжаева (Институт геохимии СО РАН, Иркутск)**

Исследовано распределение рассеянного органического вещества (РОВ) в осадочной рудовмещающей толще Вернинского золоторудного месторождения, установлена зависимость его состава и содержания от интенсивности пликативных деформаций. Приведены общая характеристика РОВ в разных зонах дислокационного метаморфизма и результаты комплексного изучения компонентов органического вещества (битумоиды, кероген). Все фракции битумоидов содержат золото. Главными аккумуляторами металла являются асфальтеновые кислоты и асфальтены. В битумоидах и керогене присутствуют легкоподвижные формы золота — свободное ультрамелкое и химически связанное, которые транспортируются в составе углеводородных флюидов из зон повышенных напряжений в области разгрузки. Золотосодержащие битумоиды представляют собой один из источников металла при формировании продуктивной золото-сульфидной минерализации.

Ключевые слова: Бодайбинский синклиниорий, углеродистая карбонатно-терригенная толща, органическое вещество, кероген, битумоиды, асфальтены, золото.

Ганжа Галина Борисовна, metallogeny@tsnigri.ru, Развозжаева Элла Алексеевна

ORGANIC SUBSTANCE IN SEDIMENTARY ROCKS OF VERNINSKOYE GOLD DEPOSIT, PATOM UPLANDS**G.B.Ganzha, E.A.Razvozhayeva**

Volume pattern of scattered carbonaceous substance has been investigated throughout the sedimentary ore-hosting sequence at Verninskoye gold deposit. Data showed the relationship between plicative dislocations intensity and CS concentration and forms. The overall CS features have been described in different dislocation metamorphic zones and results of complex study of organic substances component parts (bitumen, kerogen) have been shown. All bitumen separates contain gold. The principal gold concentrators are asphaltene acids and asphaltene. There are light-flowing gold forms in bitumen and kerogene: the finely-dispersed free and chemical bounded forms. Those were transported in hydrocarbon fluids from high stressed zones to unloading areas. Gold-containing bitumen were one of the metal sources when productive gold-sulphide mineralization has been formed.

Key words: Bodaibo synclinorium, carbonaceous carbonate-terrigenous sequence, carbonaceous substance, kerogene, bitumen, asphaltene, gold.

Несмотря на большое внимание, которое уделяется осадочным отложениям, обогащенным углеродом и рудными металлами, органическое вещество остается наименее изученным компонентом рудовмещающих толщ. Известны пространственная связь многих рудных объектов с областями развития углеродистых формаций, а также присутствие в рудах углеводородных соединений в составе газовой фазы и битумов. Примером могут быть золото-сульфидные месторождения Бодайбинского района (Сухой Лог, Вернинское и др.), сосредоточенные в локальных зонах углеродсодержащей толщи с наиболее высоким содержанием $C_{орг}$. Выяснение причин совмещения аномальных концентраций углеродистого вещества и золота — одно из условий решения проблем рудообразования и прогнозирования важнейших видов минерального сырья.

В последние годы в литературе широко дискутируются вопросы о роли соединений углерода в формировании промышленных концентраций золота. Авторами выявлена связь рассеянного органического вещества осадочных толщ, вмещающих

месторождения золота, с пликативными деформациями и рудогенезом. Объектом комплексных исследований послужило Вернинское золоторудное месторождение, расположенное в хорошо известном Бодайбинском рудно-россыпном районе Патомского нагорья.

Изучение геологического строения данного региона и закономерностей размещения в нем золотой минерализации связано с именами многих геологов (В.А.Обручев, 1926; Т.М.Дембо, 1953; Ю.П.Казакевич, Т.П.Жаднова, 1956; С.Д.Шер, 1961; И.К.Рундквист, 1992 и др.). В 60–80-е годы XX в. в углеродистых осадочных толщах были открыты и разведаны коренные месторождения золота — Сухой Лог, Вернинское, Невское, Высочайшее и многочисленные рудопоявления. Все они локализованы в рифей-вендских углеродистых карбонатно-терригенных и терригенных толщах (рис. 1), сформированных в относительно глубоко Бодайбинском бассейне на окраине Сибирской платформы в обстановке континентального рифтогенеза [6].

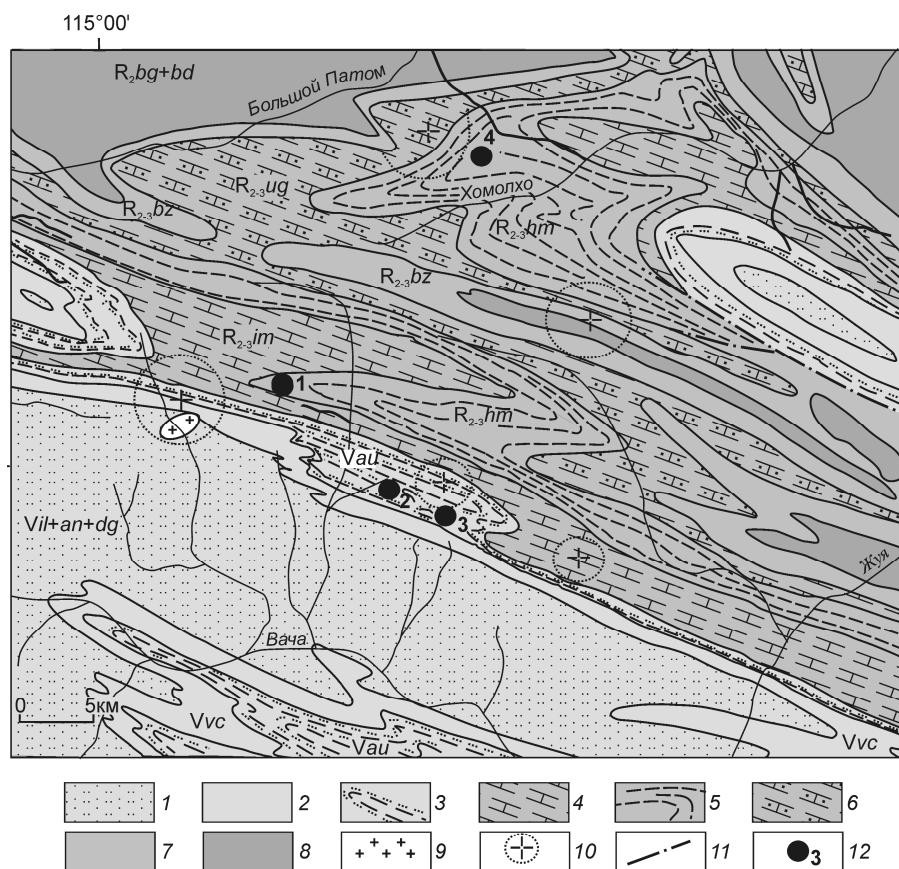


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта центральной части Патомского нагорья, по материалам Ю.П.Казакевич, С.Д.Шера и др., 1971 [9]:

вендские свиты: 1 — илигирская, догалдынская, анангрская (песчаники аркозовые, полимиктовые, реже граувакковые, прослой сланцев, гравелиты), 2 — вачская (сланцы с прослоями кварцевых песчаников), 3 — аунакитская (сланцы, алевролиты, прослой кварцевых песчаников, часто известковистых, известняки); средне-верхнерифейские свиты: 4 — имняхская (известняки, алевролиты, сланцы, песчаники), 5 — хомолхинская (сланцы, алевролиты с редкими прослоями песчаников), 6 — угаханская (известняки с редкими прослоями сланцев и песчаников), 7 — бужуйхтинская (песчаники, сланцы); среднерифейские: 8 — бугорихтинская, бодайбокская (песчаники полимиктовые с прослоями сланцев, в верхней части — известняки с прослоями сланцев); 9 — гранитоиды конкудер-мамаканского комплекса; 10 — контуры не вскрытых гранитоидных массивов (по геофизическим данным); 11 — тектонические нарушения; 12 — золото-сульфидные месторождения (1 — Сухой Лог, 2 — Вернинское, 3 — Невское, 4 — Высочайшее)

Важный этап в истории развития осадочных отложений этого бассейна — процессы складчатости в венд-кембрийское время, в результате которой породы были смяты в субширотные линейные складки различной морфологии — от широких синклиналей с пологим залеганием слоев до тесно сжатых антиклиналей [4, 19]. В результате на месте Бодайбинского бассейна образовался одноименный синклиний. Складкообразование, сопровождавшееся перекристаллизацией аутигенных минералов и изменением структуры пород, привело к перегруппировке органического вещества и его дест-

рукции. В итоге образовались газообразные, жидкие углеводороды и другие соединения углерода, способные концентрировать и транспортировать металлы на значительные расстояния и в благоприятных структурных условиях участвовать в формировании рудных залежей. Геодинамические особенности пластических деформаций, проявляющиеся в чередовании областей выжимания и нагнетания разного порядка, способствовали трансформации рассеянного органического вещества и направленной миграции металлоносных углеродистых комплексов.

В Бодайбинском синклинии известные месторождения золото-сульфидной формации приурочены к зонам наиболее интенсивной складчатости, осложняющим крылья крупных синклинальных структур (рис. 2). Одна из таких структур сопровождается Вернинско-Невской зоной смятия мощностью до 3–4 км, протяженностью в десятки километров. Она контролирует распространение прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации Вернинского и Невского месторождений. Зона представлена серией кулисообразно чередующихся антиклиналей и синклиналей, картируемых по маркирующим горизонтам известняков. Самая главная из них Вернинская антиклиналь, сильно сжатая и опрокинута на юг под углами 35–40°, осложнена более пологими антиклинальными складками — Северной и Южной, мелкой складчатостью, гофрировкой, кливажем и будинажем, а также субширотными разрывами, сопровождающимися серией оперяющих трещин.

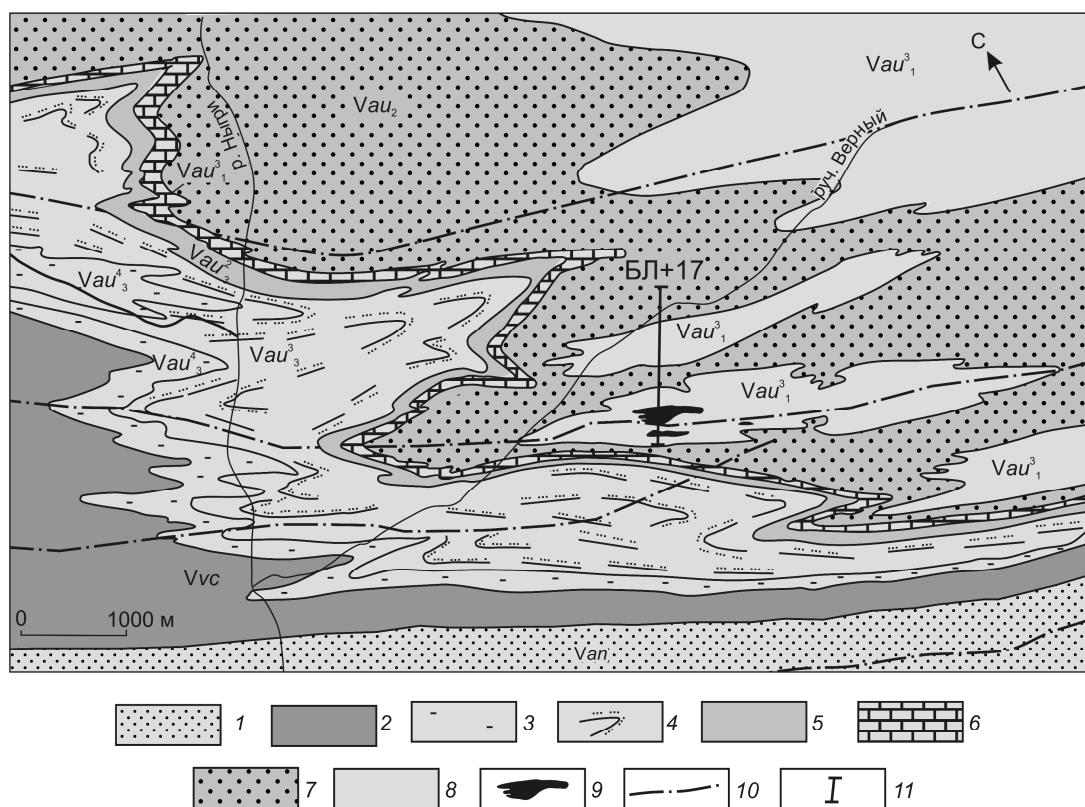


Рис. 2. Литолого-структурная карта западного фланга Вернинско-Невского рудного поля, по данным Кропоткинской ГПИ:

вендские свиты: 1 — анангская (песчаники полимиктовые и аркозовые, прослои сланцев), 2 — вачская (сланцы, прослои песчаников); пачки верхней подсвиты аунакитской свиты: 3 — четвертая (слабоизвестковистые сланцы, алевролиты, тонкие прослои песчаников), 4 — третья (грубое переслаивание кварцевых песчаников, известковистых сланцев, алевролитов), 5 — вторая (известковистые сланцы с редкими прослоями песчаников), 6 — первая (известняки, известковистые сланцы, реже песчаники); 7 — средняя подсвита аунакитской свиты (сланцы, алевролиты, тонкие прослои известковистых песчаников); 8 — нижняя подсвита аунакитской свиты (переслаивание сланцев, алевролитов, песчаников, известковистых пород, горизонт известняка); 9 — рудные залежи; 10 — тектонические нарушения; 11 — линия разреза

Месторождение Вернинское расположено в центральной части одноименной антиклинали, сложенной осадочными породами аунакитской свиты вендского возраста (рис. 3). В свите мощностью 900–950 м, представленной переслаивающимися филлитовидными сланцами, алевролитами, песчаниками, известковистыми породами и известняками, выделены три подсвиты. В нижней, наиболее мощной, преобладают кварцевые песчаники, часто известковистые, с прослоями сланцев; средняя сложена преимущественно сланцами с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников и известняков, верхняя — карбонатными породами с прослоями сланцев и песчаников. Отложения нижней и средней подсвит характеризуются тонкой слоистостью и ритмичным характером переслаивания осадочных пород. В слоистых пачках этих подсвит вблизи контакта с известняками в нормальном и опрокину-

том крыльях антиклинали, а также в ее приосевой части выделено несколько рудных залежей, согласных с напластованием пород.

Особенностями рудовмещающей толщи являются повышенное содержание и неравномерное распределение РОВ, а также широкое распространение в углеродистых тонкозернистых породах сингенетичного пирита. Содержание $C_{орг}$ в осадочных породах аунакитской свиты варьирует от десятых долей процента до 3,7% и зависит как от литофациальных условий формирования осадка, так и от степени вторичных преобразований. Основную массу РОВ составляет нерастворимое углеродистое вещество, присутствующее в виде тонко рассеянной и высокодисперсной вкрапленности до прожилковидных скоплений в песчаниках, линзовидно-полосчатых выделений в известняках, чешуйча-

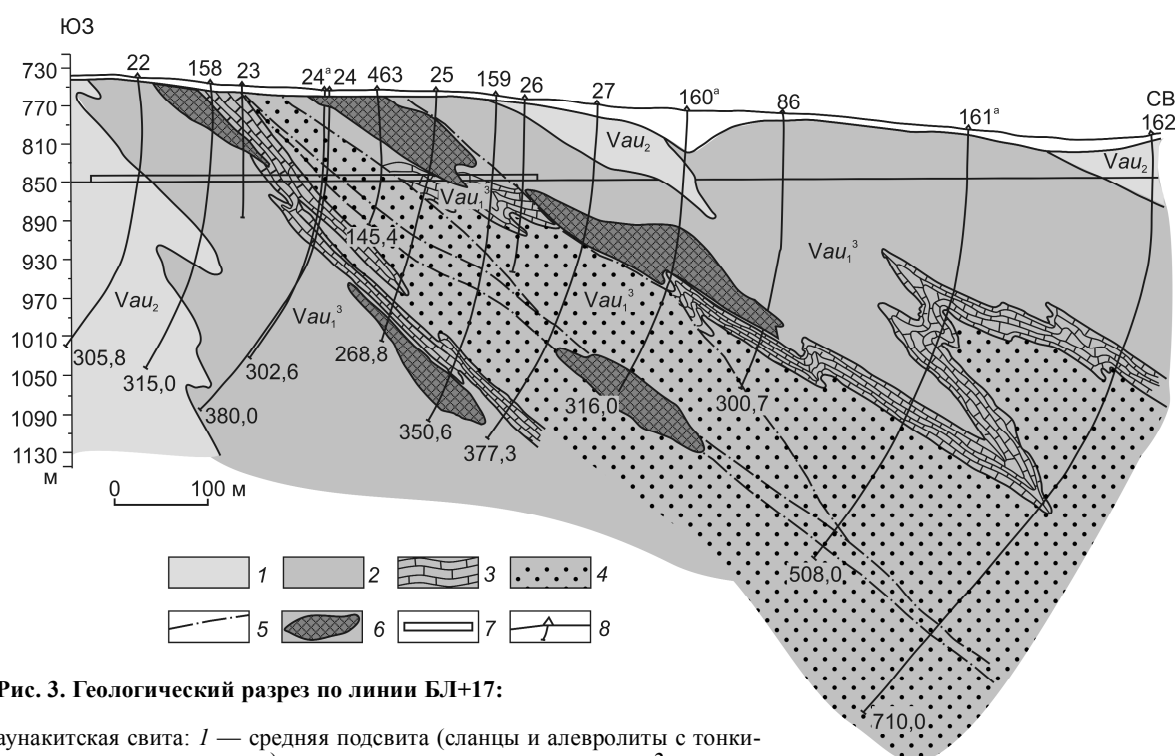


Рис. 3. Геологический разрез по линии БЛ17:

аунакитская свита: 1 — средняя подсвита (сланцы и алевролиты с тонкими прослоями песчаников); нижняя подсвита, верхняя пачка: 2 — переслаивание сланцев, слабоизвестковистых алевролитов, кварцевых песчаников, известковистых песчаников; 3 — известняки с тонкими прослоями известковистых сланцев, 4 — кварцевые и известковистые песчаники, алевролиты; 5 — тектонические нарушения; 6 — рудные залежи; 7 — горизонт штольни; 8 — буровые скважины

тых, линзовидных и шнуровидных сгустков в сланцах и алевролитах.

Выделения органического вещества как рассеянные, так и сегрегационные насыщены пылевидным глобулярным пиритом, количество которого зависит от содержания $C_{орг}$ в породе. Это подтверждается высоким положительным коэффициентом корреляции (0,65 в 26 пробах) между концентрациями органического углерода и сульфидной серы. Количество тонкозернистого пирита в высокоуглеродистых сланцах достигает 1–3, иногда 5%. Он образует рассеянную вкрапленность, сгустки и послойные скопления. С участками распространения глобулярного пирита в углеродистых осадочных комплексах аунакитской свиты связаны аномальные содержания золота, составляющие десятые доли грамм на 1 т. Такие участки наиболее характерны для антиклинальных замыканий складчатой структуры.

Степень золотонности тонкого пирита, определенная путем расчета по содержанию золота и

сульфидной серы во вмещающих породах, в среднем составила 26 г/т (Е.А.Зверева, 1984). Исследования отдельных зерен раннего пирита на электронном сканирующем микроскопе* подтвердили его высокую золотонность. В качестве примесей установлены также Ag, As, Ni и Co. При этом золото и другие микроэлементы распределяются в пределах глобулей крайне неравномерно. В центральных частях глобулярных выделений обнаружено максимальное содержание золота (607–790 г/т, среднее 698 г/т), As 0,076, Ni 0,049 мас. %; Ag и Co присутствуют в количествах ниже чувствительности метода (<0,0001%). В краевой части зерен золото практически отсутствует (<1 г/т), а содержание Ag увеличивается до 22,1 г/т, As до 0,253 мас. %.

Высокая золотонность глобулярного пирита, сопоставимая с содержаниями золота в пиритах современных субмаринных колчеданных построек [11], послойный характер распределения в рудовмещающей толще и тесная ассоциация с РОВ свидетельствуют о формировании тонкозернистого

* Исследования выполнялись на электронном микроанализаторе СХА-773 в Центре импортного оборудования ИГФМ Украинской национальной АН (оператор А.С.Иванов).

I. Содержание $C_{орг}$ в осадочных породах аунакитской свиты, слагающих Вернинско-Невскую зону смятия

Породы	Южная антиклиналь	Опрокинутое крыло	Осевая зона Вернинской антиклинали	Нормальное крыло	Северная антиклиналь
Глинистые сланцы	1,30/15	0,75/8	1,35/9	1,21/27	1,32/5
Алевролиты	1,18/22	0,52/10	1,25/10	0,93/17	1,20/7
Песчаники	0,43/7	0,25/3	0,58/28	0,52/17	0,50/4
Известняки	0,41/8	0,20/12	0,44/11	0,40/5	0,40/3
Подсвиты, пачки	au_2+au_3	au_1^3	au_1^3	au_1^3	au_1^3

Примечание. В числителе — содержание $C_{орг}$, %, в знаменателе — число анализов.

пирита из гидротермальных растворов на стадии седиментации. Гидротермально-осадочное происхождение тонкозернистого послойного пирита подтверждают результаты изотопных исследований, которые показали интервалы вариации $\delta^{34}S$ от +7 до +10‰ [8].

В пределах Вернинско-Невской зоны смятия отмечено усиление интенсивности метаморфических преобразований рудовмещающей толщи от оси главной антиклинали к флангам. Структурные изменения наиболее отчетливо прослеживаются в прослоях и горизонтах песчаников аунакитской свиты. Псаммитовые мелко-среднезернистые кварцевые песчаники с кварц-карбонатным контактовым, поровым, иногда базальным типом цементации распространены в осевой части антиклинали; на крыльях складки они сменяются кварцито-песчаниками, а за пределами складчатой структуры — кварцитами. В этом же направлении возрастает степень мраморизации известняков — от мелкозернистых, местами с реликтами оолитовой структуры, до мраморов.

Сингенетичные сульфиды, широко развитые в углеродистых сланцах, образуют последовательный морфогенетический ряд от оси антиклинали к флангам зоны: рассеянная и послойная пылевидная вкрапленность глобулярного пирита в осевой зоне → линзовидные («глазковые») выделения и прослои тонкокристаллического пирита на крыльях складки → мелколинзовидные выделения и прослои пирротина на флангах складчатой структуры и за ее пределами. Перекристаллизация сингенетичного пирита сопровождалась значительным снижением концентрации ряда элементов-примесей. В мелколинзовидных и послойных выделениях пирита и пирротина выявлены содержания Au и Ag ниже порога чувствительности анализа (<1 г/т),

концентрация As уменьшается до 0,019% в «глазковом» пирите и до 0,001% в пирротине.

Неравномерный динамометаморфизм углеродистой толщи, связанный с чередованием областей пластического выжимания и нагнетания разных размеров порядков, сопровождался изменением состава и содержания органического вещества. В поле переменных напряжений РОВ подвергалось карбонизации разной интенсивности. В осевой наименее метаморфизованной части антиклинали углеродистая фракция представлена преимущественно керитом и антраксолитом, на крыльях складки — шунгитом (П.В.Иншин, 1982)*. Изотопные исследования ОВ вмещающих пород и руд, проведенные в 2012 г. С.Г.Кряжевым, подтверждают, что выделенный битумный ряд керит-антраксолит-шунгит наследует осадочную природу морской органики. Наблюдаемые вариации значений изотопного состава $C_{орг}$ находятся в интервале от -18,0 до -22,4‰, среднее значение -20,1‰.

За пределами зоны смятия в породах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, примесь углеродистого материала по данным рентгеноструктурных и термографических исследований преобразована до графита слабоупорядоченной формы [1]. Наблюдаемая трансформация РОВ сопровождалась закономерным уменьшением содержания $C_{орг}$ во всех породах аунакитской свиты, более интенсивным в опрокинутом крыле главной антиклинали (табл. 1).

В пределах складчатой структуры выделена блок-пластина слабометаморфизованных пород мощностью около 700–800 м. Она приурочена к осевой части Вернинской антиклинали и характеризуется чередованием пород со сланцеватыми и

* Битумологические исследования проведены в МГУ и ГЕОХИ.

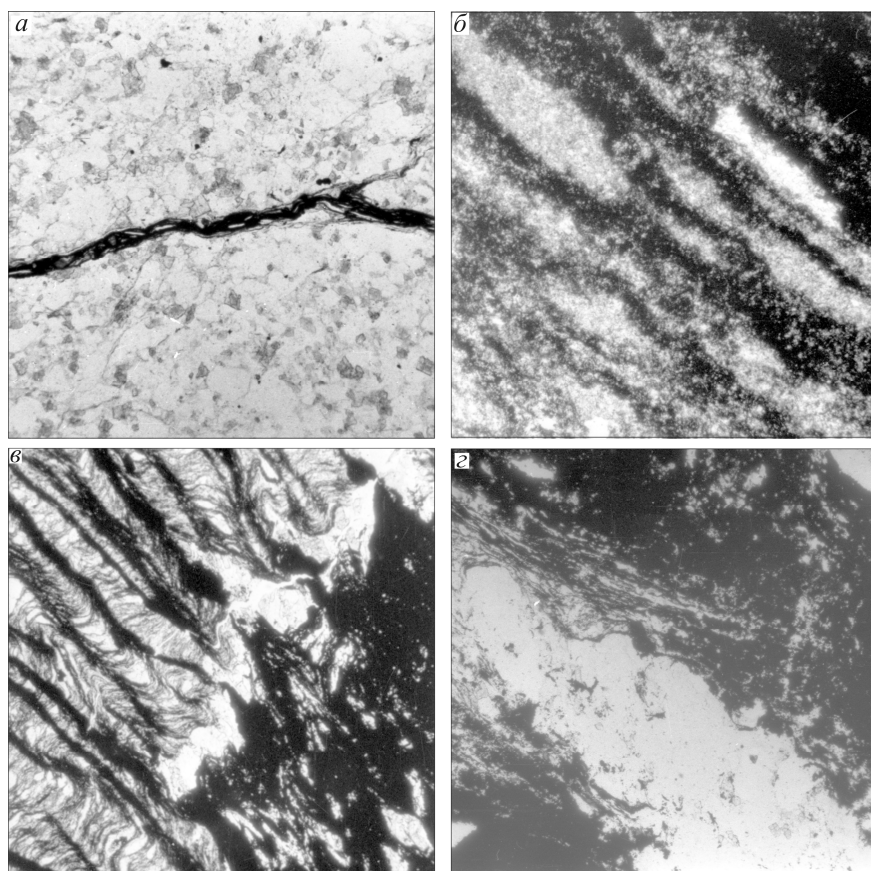


Рис. 4. Перераспределение РОВ в условиях пликативных деформаций осадочных пород аунакитской свиты:

a — прожилковидные скопления ОБ в мелкозернистом песчанике; *б* — линзовидно-полосчатые сегрегации в известняках; *в*, *г* — чешуйчатые, прожилковидные, линзовидные сегрегации ОБ и кварца в сланцах; ув. 32

неясно сланцеватыми текстурами, повышенным средним содержанием $C_{\text{орг}}$, а также высокой эффективной пористостью пород, особенно песчаников. Максимальная пористость свойственна песчаникам верхнего рудовмещающего горизонта ($P_{\text{эф}} = 3,01\text{--}3,35\%$) и уменьшается вниз по разрезу: к средним ($2,68\text{--}2,76\%$) и нижним ($0,87\text{--}1,29\%$) горизонтам [17]. С глубиной в осадочных породах намечается тенденция к уменьшению количества $C_{\text{орг}}$ и керита в составе битумов. В верхней части рудовмещающей толщи, в том числе и в рудах, керит резко преобладает над всеми разновидностями ОБ. Антиклинали складки более высокого порядка также фиксируются снижением интенсивности динамометаморфизма и повышением содержания $C_{\text{орг}}$.

В осевой зоне антиклинали, представляющей мощную зону нагнетания, широко проявлены гофрировка, будинаж, кливаж течения, которые сопро-

вождались локальным перераспределением тонкорассеянного ОБ и породообразующих минералов с образованием сегрегаций углеродистого и кварц-углеродистого составов в виде гнезд, линз и прожилков мощностью до первых десятых долей миллиметра (рис. 4). С этими деформациями связана высокая дисперсия содержаний $C_{\text{орг}}$ от 0,4 до 3,7% в сланцах, от 0,2 до 1,1% в песчаниках.

Области выжимания отличаются преимущественно плоскопараллельным залеганием слоев, отчетливой сланцеватостью осадочных пород, уменьшением концентрации $C_{\text{орг}}$ в 1,5–2 раза и равномерным распределением органического вещества вдоль кливажных трещин. Эффективная пористость песчаников на крыльях Вернинской антиклинали снижается до 0,63–0,77%. Судя по интенсивности преобразования осадочных пород и содержанию органиче-

ского углерода, наибольшее сжатие поперек сланцеватости испытали породы опрокинутого крыла антиклинали. Карбонизация РОВ в зонах повышенных стрессовых напряжений сопровождалась генерацией газообразных и жидких углеводородов, гетерогенных комплексов, H_2O , H_2S и формированием водно-углеводородных флюидов. Синхронно с деструкцией РОВ установлены перекристаллизация породообразующих минералов и сингенетичного пирита, перераспределение и вынос золота, которое могло экстрагироваться углеводородными флюидами и транспортироваться в области нагнетания.

Золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация сконцентрирована в осевой зоне Вернинской антиклинали, выделяющейся относительно повышенным содержанием углерода во всех породах аунакитской свиты. Однако влияние органического вещества на распределение продуктивной ассоциации сульфидов не выявлено. Наиболее

благоприятны для формирования пирит-арсенипиритовой ассоциации слабоуглеродистые, но наиболее проницаемые прослои и горизонты псаммитовых песчаников. Для вкрапленных метакристаллов сульфидов, особенно пирита, характерны видимые выделения золота размером в сотые доли миллиметра. Кроме свободного золота, в рудах присутствует трудноизвлекаемое, связанное с гидротермально-осадочным пиритом, в меньшей степени с органическим веществом. Сингенетичный пирит образует тонкую вкрапленность как в углеродистом веществе, так и в метакристаллах продуктивной ассоциации. По данным анализа технологических проб ФГУП «ЦНИГРИ» упорное золото составляет 9–25% (И.Д.Фридман и др., 1979).

Органическое вещество, находящееся в рудах и вмещающих породах, имеет сложный фракционно-групповой состав. Его изучение по классической схеме [7] показало, что оно состоит из тонкорассеянного нерастворимого углеродистого вещества (керогена) и незначительного количества битумоидов — хлороформенных (ХБ) и спирто-бензольных (СББ). По данным В.А.Виленкина [13], суммарное содержание битумоидов увеличивается по направлению к рудной зоне примерно в 1,5 раза, при этом относительное содержание хлороформенного битумоида снижается, а спирто-бензольного возрастает в 3,5–4,5 раза. В рассеянном органическом веществе из околорудной зоны установлена концентрация ХБ 0,7%, СББ 0,2%, в рудной зоне соответственно 0,42–0,57% и 0,66–0,94%.

В Институте геохимии СО РАН им. В.И.Вернадского (г. Иркутск) проведено комплексное исследование компонентов РОВ, наиболее обогащенных золотом — спирто-бензольных битумоидов. О содержании золота в различных фракциях битумоида можно судить по данным анализов пробы, отобранной на контакте с рудной залежью (карьер, нормальное крыло антиклинали), представленной углеродистыми алевритами и сланцами с содержанием $C_{орг}$ 1,2% и Au 0,6 г/т. Содержание спирто-бензольных битумоидов в исходной породе не превышает 0,0038%.

Результаты анализа показали, что в битумоиде (СББ) присутствуют две формы золота: химически связанное (фильтрат) и свободное, амальгамируемое и осевшее на фильтре с осадком сульфида ртути. Золото в осадке может присутствовать в виде восстановленных форм коллоидных высокодисперсных частиц [18]. Кроме того, свободная форма металла в битумоидах может существовать в виде ультрадисперсных кластерных частиц [5, 10]. В спирто-бензольном битумоиде из сланцев золоторудного Вернинского месторождения преобладает свободное

2. Групповой состав спирто-бензольного битумоида и содержание золота во фракциях

Фракции, %		Au, г/т
Углеводороды	41,00	0,04
Бензольные смолы	17,22	0,12
Спирто-бензольные смолы	22,10	0,28
Асфальтеновые кислоты	12,03	0,91
Асфальтены	6,05	3,15

золото, отделяющееся от экстракта и переходящее в осадок.

Все выделенные фракции битумоида содержат золото, но наибольшей золотоносностью отличаются асфальтены и асфальтеновые кислоты (табл. 2), на долю которых приходится не более 20% битумоида. Концентрация золота определялась методом атомной абсорбции на атомно-абсорбционном спектрофотометре Perkin-Elmer-603 с атомизатором НУА-500. Чувствительность метода $5 \cdot 10^{-7}$ мкг/мл [3].

Извлечение нерастворимого углеродистого вещества осуществлялось из предварительно дебитуминизированных углеродистых сланцев [16]. В результате последовательных операций получен ряд концентратов (табл. 3). В первых четырех концентратах отмечается увеличение содержания углерода и золота, в следующих продуктах флотации — содержание металла снижается.

Последний концентрат ($C_{орг}$ 43%) был подвергнут кислотной обработке с целью дальнейшего обогащения, т.е. получения более высокоуглеродистого вещества. Однако концентрацию углерода не удалось повысить. В данном концентрате, кроме углерода и золота, зафиксированы железо в количестве около 30% и мышьяк 0,25%. Это подтверждает, что нерастворимое органическое вещество представляет собой устойчивую ассоциацию углерода, сульфидов и золота. Подобного рода ассоциации выявлены также в рудах месторождения Сухой Лог [2, 14], что свидетельствует о связи углерода, сульфидов и золота на стадии седиментации.

3. Содержание углерода и золота в концентратах НУВ

Продукт	C, мас. %	Au, г/т
Исходная проба	1,20	0,60
Концентраты:		
1	5,12	2,41
2	8,48	4,12
3	18,71	6,05
4	23,35	5,15
5	29,11	2,98
6	39,96	0,55
7	43,00	0,68

Из сказанного можно заключить, что определяемое золото, накапливающееся при обогащении, связано с глобулярным пиритом, покрытым пленкой ОВ, которая предохраняет его от кислотной деструкции [12]. При дальнейшей кислотной обработке концентрата ($C_{\text{орг}}$ 29,11%) металл высвобождается в виде ультратонких легкоподвижных частиц, способных выделяться из сульфидов и легко перемещаться.

Таким образом, в битумоидах Вернинского месторождения установлены две формы золота — свободное и химически связанное, которое образует с растворимой компонентой ОВ прочные связи. Из этого следует, что подвижные компоненты битумов способны концентрировать и транспортировать металл из зон повышенных напряжений в области разгрузки.

Полученные в результате проведенных исследований данные позволили сделать следующие выводы:

с процессами складчатости и метаморфизма углеродистых осадочных толщ Бодайбинского бассейна по времени сопряжена активная миграция золота в составе растворимых компонентов РОВ. На направление миграции флюидных потоков и концентрацию золотосодержащих битумоидов существенно влияло сочетание литологических и деформационных факторов. Решающий фактор миграции золота в составе углеродсодержащих компонентов — разница напряжений в областях выжимания и нагнетания; органическое вещество в осадочных породах Вернинского месторождения представлено широким спектром нафтидов — от керита до графита. Их концентрация, состав и характер распределения контролируются складчатостью;

наиболее интенсивная трансформация РОВ в областях выжимания сопровождалась образованием водно-углеводородных флюидов. Одновременно с дебитуминизацией ОВ происходили перекристаллизация осадочных пород и глобулярного пирита, высвобождение золота и экстрагирование его метаморфогенными растворами;

наличие золота в составе многих фракций РОВ свидетельствует о существенной роли органических веществ в концентрировании и миграции рудного вещества. Наиболее активными транспортерами высокодисперсного восстановленного и химически связанного золота являются фракции битумоидов, обогащенные кислородом (асфальтены, асфальтеновые кислоты). Высокая растворимость золота в асфальтенах доказана экспериментально в СНИИГГиМС [15]. В этой битумоидной фракции концентрация металла может достигать нескольких десятков и сотен грамм на 1 т;

продуктивные золото-сульфидные залежи, сформировавшиеся в эпоху позднего палеозоя, являются результатом взаимодействия гидротермальных растворов с битуминозными осадочными породами, обогащенными золотом. Золото, связанное с растворимыми и нерастворимыми компонентами ОВ, может быть одним из потенциальных источников металла. Исходя из метаморфогенно-гидротермальной концепции, битумоиды органического вещества Вернинского месторождения можно рассматривать как реликты водно-углеводородных флюидов, транспортировавших золото к месту разгрузки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.Л., Коткин В.В., Иванов С.И. О природе органического вещества в метаморфических сланцах Бодайбинского района // Геология и геофизика. 1976. № 9. С. 135–138.
2. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) / Э.А.Развозжаева, В.Ю.Прокофьев, А.М.Спиридонов и др. // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 2. С. 116–124.
3. Валл Г.А., Воропаева Е.В. Прямое атомно-абсорбционное определение металлических примесей в растворимых органических веществах // Региональная конференция. Аналитика Сибири – 86. Тез. докл. Новосибирск, 1986. Ч. 1. С. 44.
4. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба / М.И.Кузьмин, В.В.Ярмолюк, А.И.Спиридонов и др. // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 6. С. 793–797.
5. Губин С.П. Химия кластеров. Достижения и перспективы // Журнал Всесоюзного геохимического общества. 1987. Т. 3. № 1. С. 3–11.
6. Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. № 3. С. 43–61.
7. Корчагина Ю.П., Четверякова С.П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. – М.: Недра. 1976.
8. Кряжев С.Г., Ганжа Г.Б., Двуреченская С.С. Парагенезисы золота с сульфидами в черных сланцах Сухоложского рудного района // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Мат-лы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию Н.В.Перовской. М., 2010. Т. 1. С. 298–300.
9. Ленский золотоносный район / Ю.П.Казакевич, С.Д.Шер, Т.П.Жаднова и др. – М.: Недра. 1971. Т. 1.
10. Летников Ф.А. К проблеме синергетики геологических систем // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 1. С. 34–37.
11. Невидимое золото в сульфидах субмаринных колчеданных построек / Н.С.Бортников, Л.Кабри, И.В.Викентьев и др. // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 3. С. 228–240.

12. *Новые данные по платиносности золотых руд месторождения Сухой Лог (Ленский золоторудный район, Россия) / В.В.Дистлер, М.А.Юдовская, Э.А.Развозжаева и др. // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 4. С. 524–527.*
13. *Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе / В.Л.Русинов, О.В.Русинова, С.Г.Кряжев и др. // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–45.*
14. *Парагенетические отношения пирита, углерода и золота на месторождении Сухой Лог и типоморфизм поверхности пирита / В.Л.Таусон, В.К.Немеров, Э.А.Развозжаева и др. // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 4. С. 528–532.*
15. *Попова М.В., Шаламов И.В. Золото в нефтях и нефтематеринских породах (на примере Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции) // Природные битумы и тяжелые нефти: Мат-лы Международной научно-практической конференции к столетию со дня рождения В.А.Успенского. СПб., 2006. С. 458–472.*
16. *Развозжаева Э.А. Метод извлечения нерастворимого органического вещества из метаморфических пород докембрия // Литология и полезные ископаемые, 1978. № 6. С. 144–145.*
17. *Царев В.В. Геологические условия образования месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации (Северное Прибайкалье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 1984.*
18. *Царькова Л.А., Бирюкова М.В., Лазарева Е.В., Перцов Н.В. К методике фракционирования морских осадков шельфовой зоны для определения в них тонкодисперсного золота // Геохимия. 1993. № 6. С. 879–881.*
19. *Шашорин Б.Н., Толкачев А.Е., Афанасьева Р.Н. Покровно-складчатые деформации и золотоносность Ходоканского рудного поля // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 17–22.*

ДИСКУССИИ

УДК 553.81.06 (571.56)

© Ю.М.Фомин, 2014

ГЕНЕЗИС ПОПИГАЙСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ СТРУКТУРЫ

Ю.М.Фомин (Госцентр «Природа»)

Показана предполагаемая последовательность геологических преобразований, приведших к появлению алмазонасной структуры в бассейне р. Попигай. Высказывается предположение, что основной причиной этих преобразований является активизация Восточно-Сибирского суперплюма.

Ключевые слово: суперплюм, магматический очаг, зона трещиноватости, котловина.

Фомин Юрий Михайлович, FominYu2011@yandex.ru

GENESIS OF POPIGAI DIAMOND STRUCTURE

Yu.M.Fomin

An anticipated sequence of geological transformations that have resulted in generation of a diamond structure in the basin of the Popigai river has been shown. There is a hypothesis that the major reason of these transformations is activation of the East Syberian superplume.

Key words: superplume, magma chamber, zone of rock fracture, depression.

На севере Сибирской платформы с начала кайнозоя формировались вулканотектонические структуры. Одна из них — Попигайская — обнаружена

В.Д.Кожевиным в 1946 г. на северо-востоке Анабарского щита в бассейне среднего течения р. Попигай [2]. Она приурочена к северной окраине Восточно-Сибирского литосферного плюма-вулканогена [5] (рис. 1). Размер ее поперечника оценивается разными авторами от 75 до 80 км. Подсчитано также, что окружающее плато приподнято над днищем структуры на 200 м [1, 2].

В породах, слагающих рассматриваемую структуру, был выявлен новый генетический тип алмазов, представляющих собой сростки состава графит-чаоит-кубический алмаз-лондэлеит, содержание которых достигает нескольких сотен карат на 1 м³ породы [3]. Такие особенности вызвали повышенный интерес к проблеме генезиса и особенностям геологического строения данного объекта. Так, В.Л.Массайтисом в 1980 г. выдвинута астроблемная гипотеза, базировавшаяся на наличии в зернах минералов признаков специфических динамических преобразований, которые трактовались как результат ударного воздействия космического тела [2]. Однако в 1982 г. А.И.Трухалевым показано, что признаки ударного метаморфизма возникают и при вулканических извержениях вследствие взрывов в подводящих каналах [4].

В ходе исследований, проведенных группой геологов ЦНИГРИ в 1985 г., установлено, что формирование Попигайской структуры длилось >36 млн. лет: от рубежа мела и палеогена до начала олигоцена [1]. На первом этапе процесса, т.е. на протяжении 20 млн. лет, в данном районе земной

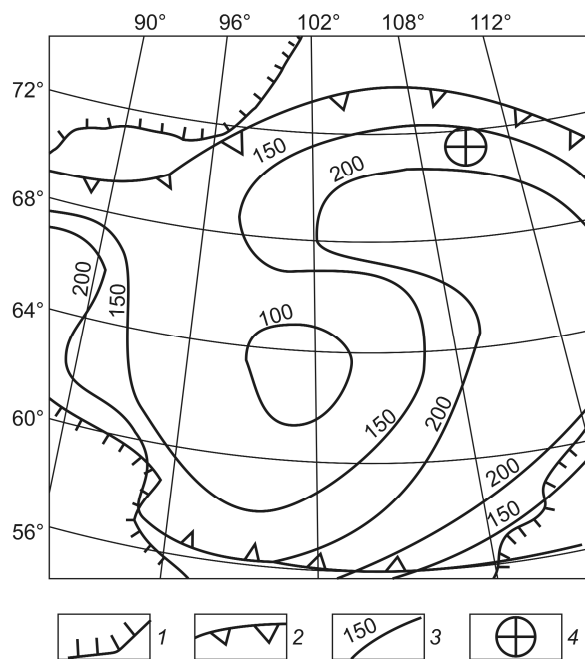


Рис. 1. Расположение Попигайской структуры в пределах Восточно-Сибирского плюма-вулканогена:

1 — граница Сибирской платформы; 2 — предполагаемая граница плюма-вулканогена; 3 — глубина подошвы астеносферы, км; 4 — Попигайская структура

коры формировался магматический очаг в виде «линзы из раскаленной газовой-жидкой взвеси» [1]. Естественно, возникает вопрос: что служило источником тепловой энергии, поступавшей к очагу столь длительное время? По нашему мнению, им могла быть только верхняя астеносфера, подстилающая литосферу, разогретая, как известно, до 1500°C. В районе Попигайской структуры (71,5° с.ш., 111,0° в.д.) ее кровля залегает на глубине ~150 км от дневной поверхности [5] (см. рис. 1). Соответственно, расстояние от кровли верхней астеносферы до очага, появившегося в коре, составляет не менее 100–120 км. Поэтому тепловая энергия к очагу могла поступать только при условии существования очень крупных разрывных структур, рассекавших литосферу от самой ее подошвы. Таким образом, появлению очага должно было предшествовать образование сквозьлитосферных разломов. Проникая в толщу коры, последние, по всей видимости, расщеплялись на линейно вытянутые и параллельные друг другу серии мелких трещин, что на дневной поверхности находит отражение в резких однонаправленных поворотах водотоков. В толще коры они могли пересекаться с разломами, появлявшимися в процессе роста куполовидного поднятия, происходившего благодаря «мощному давлению летучих и флюидизированного материала в очаге» [1]. Узлы подобных пересечений, безусловно, становились «ослабленными» участками коры, где могли создаваться подводящие каналы для выхода из очага вулканогенного материала.

Рост куполовидного поднятия свидетельствует о том, что давление летучих в очаге со временем увеличивалось. Вероятно, это обуславливалось прогрессирующей активизацией поступления летучих из недр мантии. К середине эоцена давление достигло критической величины и вызвало прорыв вулканогенного материала через ослабленные участки в коре на дневную поверхность, что стало началом второго этапа формирования Попигайской структуры. Именно с этого времени последовали мощные поверхностные эксплозии, которые продолжались 16 млн. лет [1]. В результате на поверхности накопилась толща вулканогенного материала мощностью до 1,5–1,7 км [2]. В основном она состоит из плотных брекчий со стекловато-глинистым цементом — так называемых зювитов и пластообразных тел афанитового облика — тагамитов [1, 3].

В начале олигоцена вулканическая деятельность прекратилась [1] и наступил третий, заключительный, этап формирования Попигайской структуры, который продолжается до настоящего времени. Накопление на дневной поверхности вулканогенного материала означало опустошение его

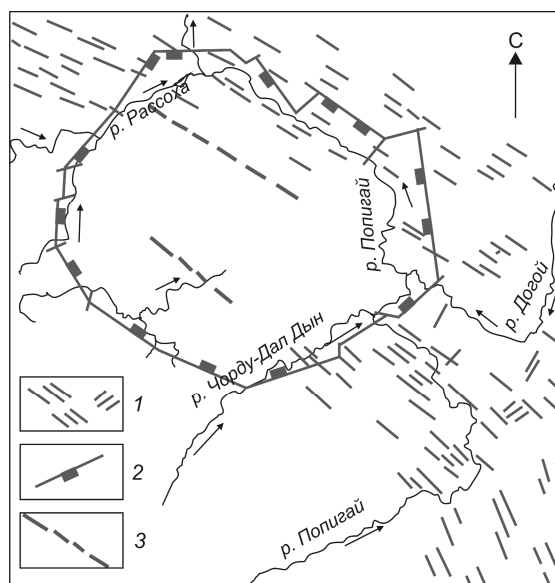


Рис. 2. Расположение Попигайской структуры относительно зоны трещиноватости сквозьлитосферного разлома, м-б 1:1 000 000:

1 — зона трещиноватости; 2 — разломы просадки надочагового участка коры; 3 — предполагаемый разлом

подземного вместилища, что, вероятно, и привело к просадке данного (надочагового) участка земной коры, а на поверхности — к образованию котловины. К этому времени, очевидно, приурочено появление здесь гидросети. В котловину со всех сторон устремились ручьи и небольшие речки. Кроме того, изменив свое первоначальное течение, сюда направились и такие крупные водотоки, как реки Попигай, Догой и др. (рис. 2).

Известно, что гидросеть — наиболее чуткий индикатор даже самых незначительных вертикальных движений. Поэтому изучение ее особенностей может дать информацию, существенно дополняющую представление о тектоническом строении территории. Проведенный нами анализ гидросети, развитой в пределах Попигайской структуры и прилегающей к ней территории, позволил установить, что данный объект приурочен к зоне трещиноватости шириной 60 км, которая прослежена в юго-восточном направлении более чем на 300 км, вплоть до верховьев р. Малой Куанамки. Здесь нами выявлена структура, по форме и размерам сопоставимая с Попигайской. В отличие от последней она — положительная, вероятно, вследствие роста этого надочагового куполовидного поднятия над формирующимся в настоящее время в толще коры магматическим очагом. Фрагмент данной зоны показан на рис. 2. Параметры зоны указывают на то, что она

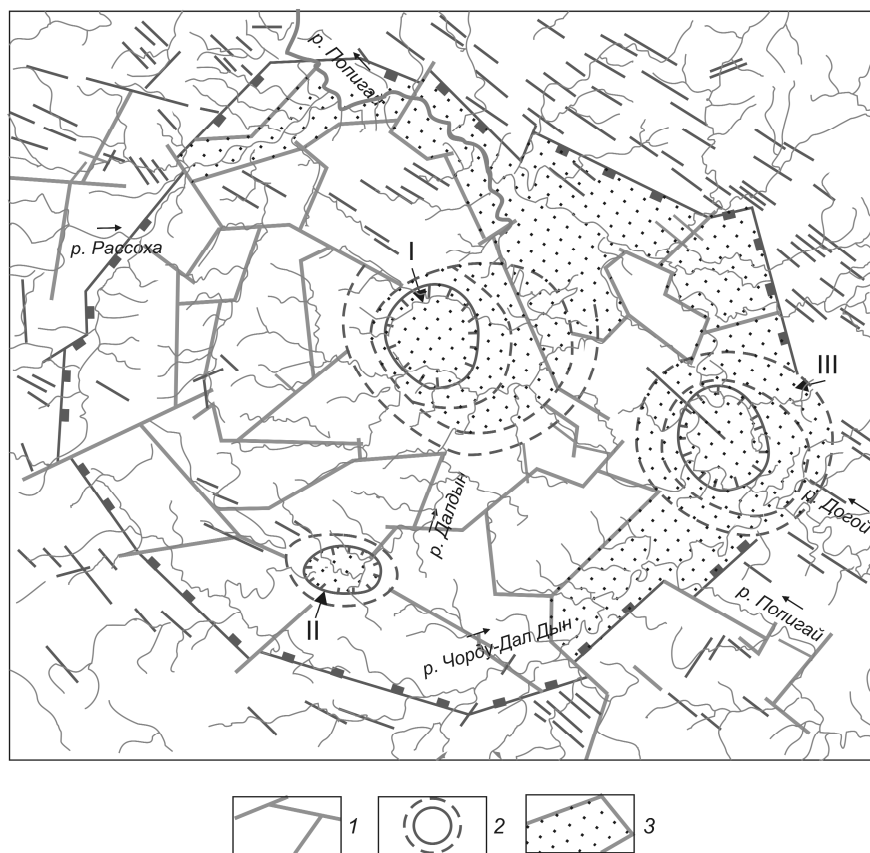


Рис. 3. Структура Попига́йской структуры, м-б 1:800 000:

1 — межблоковые разломы; 2 — реликты предполагаемых палеовулканов; 3 — блоки, испытывающие опускание; остальные усл. обозн. см рис. 2

является производной крупного, вероятно, сквозьлитосферного разлома. Сказанное позволяет уверенно предполагать причинно-следственную связь между разрывными процессами в литосфере и образованием Попига́йской структуры. Возможное наличие сквозьлитосферного разлома также допускает вероятность поступления по нему в указанный очаг веществ, выносимых из глубин мантии Восточно-Сибирским суперплюмом. В частности, из геосферы D'' им могли привноситься атомы углерода, необходимые для образования кристаллов алмаза [7]. Однако поступающие атомы углерода попадали в очаг, который находился в коре с иными *PT*-условиями, чем в кимберлитовых очагах, формирующихся на значительно больших глубинах. Этим, по-видимому, и объясняется известное своеобразие состава попига́йских алмазов.

Кроме того, в пределах котловины обнаружены признаки трех палеовулканических аппаратов (рис. 3, I, II, III), действовавших на втором этапе формирования Попига́йской структуры. Данные образова-

ния имеют форму уплощенных воронок. В их центральной части, возможно, находился подводный канал. Вокруг центральной части отмечаются реликты раструба ступенчатого строения. Воронковидная форма этих образований распознается по центростремительной ориентировке ручьев, а «ступени» раструбов — по резким изгибам водотоков (рис. 4; см. рис. 3). Территории данных объектов отличаются сильной обводненностью. Здесь находится большое количество озер и заболоченных участков. Пересекающие их крупные водотоки изобилуют меандрами.

По гидросети отдешифрованы также и разрывные нарушения, по которым происходила просадка надочагового участка коры (см. рис. 3). Это позволило уточнить представление о параметрах и форме котловины. Она имеет почти прямоугольную форму, несколько вытянутую с юго-востока на северо-запад. Ее ширина 65 км, длина 75 км. Субпрямоугольная форма котловины подчеркнута расположением по ее окраинам наиболее крупных водотоков (см. рис. 2).

В течение третьего этапа в результате постепенной, по всей видимости, неравномерной просадки отдельных участков надочаговой территории изменился геоморфологический облик структуры. К настоящему времени толща пород внутри котловины оказалась разбита на блоки различной формы и размеров и со своим характером гидросети. Особого внимания заслуживают блоки, расположенные на северной, восточной и юго-восточной окраинах котловины, занимающие самое низкое гипсометрическое положение. По их территории протекают наиболее крупные водотоки: р. Попига́й и ее левые притоки — реки Рассоха и Чорду-Дал Дын (см. рис. 3). Наблюдается высокая обводненность — множество небольших озер, заболоченных участков. Руслу протекающих здесь крупных водотоков часто петлеобразно изгибаются, нередки ста-

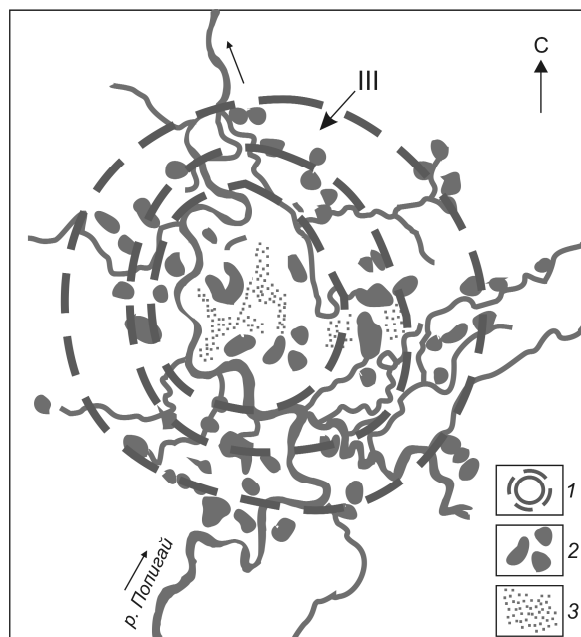


Рис. 4. Структура предполагаемого палеовулкана (III):

1 — границы («ступени») раструба; 2 — озера; 3 — заболоченные участки

рицы, островки и косы. Все это указывает на опускание блоков в настоящее время.

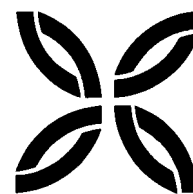
Таким образом, нам представляется следующая последовательность геологических преобразований, в результате которых сформировалась алмазносная структура в бассейне р. Попигай. В самом начале кайнозойской эры в Анабарском регионе активизировался Восточно-Сибирский суперплюм, что вызвало нарушение теплового баланса в верхней астеносфере, и в ней начались «взрывные» про-

цессы [6]. В результате одного из них в районе бассейна р. Попигай деформировалась жесткая оболочка Земли с образованием крупного сквозьлитосферного разлома. По возникшему в литосфере «каналу» к коре, где стал формироваться магматический очаг, устремился «поток» тепловой энергии из верхней астеносферы, а также химических элементов из глубин мантии, привносимых суперплюмом. В частности, из геосферы D' в изобилии стали поступать летучие, включая углерод, необходимый для образования алмаза. Процесс алмазообразования в указанном очаге длился 20 млн. лет. Этим, вероятно, объясняется богатейшее содержание данного минерала в изверженных породах, находящихся в Попигайской котловине.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. *Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ* / В.И.Ваганов, П.Ф.Иванкин, П.Н.Кропоткин и др. — М.: Недра, 1985.
2. *Геология астроблем* / В.Л.Массайтис, А.Н.Дангилин, М.С.Мащак и др. — М.: Недра, 1980.
3. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Историческая минерагения. Т. 2. Воронеж: ВГУ, 2007.
4. *Трухалев А.И.* Признаки ударного метаморфизма в ксенолитах из вулканогенных образований Норильского района // Советская геология. 1982. № 8. С. 94–97.
5. *Фомин Ю.М.* Восточно-Сибирский литосферный плюм-вулканоген // <http://www.proza.ru> 2011/02/18/1151.
6. *Фомин Ю.М.* Верхняя астеносфера — источник тепла и природных катаклизмов Земли. <http://www.proza.ru/> 2011/04/26/1272.
7. *Фомин Ю.М.* Развитие Земли и кимберлитовый магматизм // Руды и металлы. 2013. № 1. С. 74–79.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



7 мая 2014 г. исполнилось 85 лет доктору технических наук, профессору, главному научному сотруднику РГТУ, почетному президенту Ассоциации геологических организаций, директору Института геолого-экономических проблем, вице-президенту РАЕН, члену Высшего горного совета России **Евгению Александровичу Козловскому**.

После окончания в 1948 г. Минского артиллерийского училища и в 1953 г. МГРИ Е.А.Козловский начал трудовую деятельность в геологических организациях Дальнего Востока. Сначала он был рабочим, затем заведовал буровыми работами и стал главным инженером Гаринской экспедиции (Амурская область), гидрогеологической экспедиции, главным инженером и начальником Комсомольской экспедиции (Хабаровский край), заместителем начальника геологического отдела Дальневосточного территориального геологического управления. При его непосредственном участии в Хабаровском крае был открыт и в рекордные сроки подготовлен к промышленному освоению Комсомольский оловорудный район. За большой вклад в реше-

ние этой проблемы в числе других геологов Е.А.Козловскому присуждена Ленинская премия. На основании материалов проведенных исследований он защитил в МГРИ кандидатскую диссертацию.

В 1965 г. Е.А.Козловский назначен на должность начальника Технического управления Министерства геологии РСФСР, а в 1970 г. утвержден членом коллегии Министерства. Одновременно заканчивает Академию народного хозяйства при Совмине СССР и Институт вычислительной техники и математических методов при МГУ. По результатам исследований в 1973 г. защитил докторскую диссертацию.

В 1974 г. Е.А.Козловский назначен заместителем министра геологии СССР, а в декабре 1975 г. министром геологии СССР, в должности которого он проработал почти 15 лет. За эти годы укрепилась система стратегического исследования недр, усилилось обеспечение экономики страны различными видами минерального сырья; на первое место была выдвинута научно-производственная сфера деятельности. Геолог в стране получил признание, финансирование и уверенность в том, что он нужен государству. Особенно высоко проявились гражданская позиция Евгения Александровича, государственный подход к решению проблем геологии, минерально-сырьевой базы страны, творческая разноплановость в осуществлении научных, технических, производственных и социальных проблем. В значительной мере благодаря ему геология стала одной из важнейших отраслей народного хозяйства страны. Неслучайно в этот период состоялись крупнейшие геологические открытия месторождений нефти и газа в Западной и Восточной Сибири, алмазов в Архангельской области, цветных, редких, благородных металлов, уранового сырья и других полезных ископаемых на территории СССР.

С именем Е.А.Козловского связаны не только широкое развитие геологоразведочных работ, укрепление минерально-сырьевой базы СССР и крупномасштабные открытия различных видов минерального сырья. Он организовал бурение Кольской сверхглубокой скважины (мировой рекорд) и систематические исследования глубинного строения недр, систему «Космос – воздух – земля – скважина», разработку моделирования геологоразведочных процессов и др.

В научной деятельности Е.А.Козловского можно выделить три главных направления: минерально-сырьевые ресурсы СССР и мира; методика и технология разведки полезных ископаемых; геологические проблемы окружающей среды. Им создана научная школа, положившая начало новым подходам к системе управления, в том числе технологическими процессами и разведкой месторождений на основе геолого-экономического моделирования. Этим вопросам посвящены монографии «Кибернетические системы в разведочном бурении» (1985), «Геолого-экономическая модель: новые принципы разведки и организации работ» (1989), «Управление геологоразведочным производством. Кибернетический аспект» (1990) и др.

Е.А.Козловский был научным руководителем международного проекта ЮНЕП/ЮНЕСКО/СССР «Охрана литосферы как компонента окружающей среды». Под его руководством подготовлена двухтомная монография «Гидрогеологические основы охраны подземных вод», в составлении которой участвовали ученые СССР, Франции, США, ЧССР, ВНР, Греции и Нидерландов. Будучи президентом XXVII сессии

Международного геологического конгресса, провел огромную работу по подготовке и проведению этого крупнейшего форума геологов мира.

Е.А.Козловский осуществляет большую научно-редакторскую деятельность. Он — главный редактор многотомных изданий «Геология СССР», «Горная энциклопедия» (в пяти томах), монографии «Кольская сверхглубокая», «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» (в десяти томах), Справочника инженера по разведочному бурению (в двух томах) и др. Значительное внимание уделяет подготовке научных кадров. Под его руководством защищено тридцать кандидатских и пять докторских диссертаций. Он — первооткрыватель ряда месторождений, автор открытий и более 40 изобретений. Активно участвует в научно-практической деятельности на государственном уровне.

В конце 80-х годов Е.А.Козловский организует в МГРИ новую кафедру оптимизации геологоразведочных процессов. Долгие годы он — член Ученого совета МГРИ–РГГРУ. В 80–90-е годы издает труды «Россия: минерально-сырьевая политика и национальная безопасность», «Минерально-сырьевая база топливно-энергетического комплекса России» (соавторы В.З.Гарипов, В.С.Литвиненко), «Российская угольная энциклопедия» в трех томах, «Дальний Восток — зона притяжения», «Глубинные исследования недр Земли». В 2010–2012 гг. вышла из печати Российская геологическая энциклопедия в трех томах. В настоящее время завершает большую монографию «Минерально-сырьевые ресурсы в экономике мира и России».

Е.А.Козловский, авторитетнейший геолог-исследователь, избран академиком МАМР, Международной академии наук информатизационных процессов и технологий, почетным доктором ряда отечественных и зарубежных университетов. Он — обладатель многочисленных отечественных и зарубежных наград (семи орденов, 30 медалей), почетных званий (Герой Социалистического труда, «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР», «Заслуженный геолог России», лауреат Ленинской и Государственных премий, «Почетный разведчик недр», «Почетный нефтяник», «Почетный работник газовой промышленности», «Почетный работник угольной промышленности», «Человек года» (2012 г.) и «Легенда горной промышленности» (2013 г.)). Опубликовал более 600 научных работ, в том числе 40 монографий и книг.

Будучи крупным государственным деятелем, Е.А.Козловский был и остается обязательным и демократичным, готовым всегда принять и выслушать любого. Его жизненная позиция — яркий пример служения Делу и Отечеству!

Долгих Вам лет жизни, дорогой Евгений Александрович! Счастья и дальнейших успехов!

*Министерство образования РФ
Министерство природных ресурсов и экологии
Российская академия естественных наук
Российский геологический холдинг «Росгеология»
Ассоциация геологических организаций
Российский государственный геологоразведочный университет
Санкт-Петербургский национальный минерально-сырьевой университет «Горный»
Институт геолого-экономических проблем
Центральный геологоразведочный институт цветных и благородных металлов*



К 100-ЛЕТИЮ ЮЛИИ ПЕТРОВНЫ КАЗАКЕВИЧ (1914–1984)



29 мая 2014 г. исполнилось 100 лет со дня рождения Юлии Петровны Казакевич — крупнейшего специалиста в области геологии россыпей, доктора геолого-минералогических наук, кавалера ордена Трудового Красного Знамени.

Юлия Петровна была высокообразованным и всесторонне эрудированным специалистом в вопросах металлогении рудно-россыпных проявлений Сибири. После окончания в 1938 г. Томского Политехнического института участвовала в Государственной геологической съемке в Канско-Ачинском районе и Кузнецком Алатау, специализировалась на изучении золотых россыпей, их поисках и разведке в рудно-россыпных районах Алтая и Кузнецкого Алатау.

В 1950 г. Ю.П.Казакевич пришла в ЦНИГРИ опытным специалистом и проработала в институте 34 года, посвятив из них более 20 лет изучению закономерностей образования и распределения россыпных месторождений в Байкальской горной области, прежде всего в Ленском золотоносном районе. Руководила крупным коллективом геологов и геофизиков, занимавшихся прогнозированием и поисками россыпных месторождений золота. Под ее научным руководством и при непосредственном участии было открыто несколько россыпных месторождений. Ею разработана комплексная методика поисков россыпей, основанная на специализированной геолого-геоморфологической съемке, при проведении которой большое внимание уделялось металлогеническим, морфоструктурным, геоморфологическим исследованиям, палеогеоморфологическим реконструкциям, закономерностям распределения коренных источников питания россыпей, установлению их рудно-формационных типов и масштабов проявления, типоморфизму золота. Она была членом секции россыпных месторождений Научного совета по рудообразованию отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР.

Под руководством Ю.П.Казакевич созданы карты прогноза россыпных месторождений Ленского района разного масштаба. Ею опубликованы работы «Стратиграфия центральной части Патомско-Витимского нагорья» (1956), «Месторождение россыпного золота р. Маракан» (1958), «Геологическое строение и закономерности размещения золотоносности Ленского золотоносного района» (1966), монография «Ленский золотоносный район» (1971, 1972). В 1967 г. она защитила докторскую диссертацию.

В 70-е годы прошлого века Ю.П.Казакевич осуществляла научное руководство поисковыми работами на золото в районах Средне-Витимской горной страны, Северо-Муйского хребта, Северо-Байкальского нагорья, а также в Богдаринском районе Бурятии, на севере Читинской области. Долгое время она была куратором по золоту Иркутской области и Бурятии.

Под руководством Ю.П.Казакевич создан комплект карт россыпной золотоносности территории, прилегающей к трассе БАМ, которым до сих пор пользуются специалисты.

Важное значение имеет ее работа по изучению закономерностей формирования погребенных россыпей, которым посвящена монография «Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота» (1972). Эта работа не потеряла своей актуальности и может быть востребована при возобновлении интереса к сложным типам россыпей в Амурской области, Хабаровском, Приморском краях и в других регионах РФ в связи с возможностью использования новых инновационных технологий при их разведке и эксплуатации.

Много внимания уделяла Ю.П.Казакевич аспирантам, под ее руководством защитили кандидатские диссертации пятеро сотрудников ЦНИГРИ, несколько геологов из сибирских НИИ и производственных организаций. Юлия Петровна — автор более 150 научных работ, в том числе ряда монографий.

Ю.П.Казакевич всегда была готова прийти на помощь сотрудникам, попавшим в трудное положение или в беду. Ее коллеги отмечали неоднократные проявления личного мужества Юлии Петровны при возникновении сложных ситуаций в труднодоступных горных районах Сибири.

Светлая память о Юлии Петровне навсегда сохранится в сердцах геологов, ее имя неразрывно связано с ЦНИГРИ.