

ISSN 0016-7770

Том 65, Номер 2

Март - Апрель 2023



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам
генезиса рудных месторождений.

www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 65, номер 2, 2023

Эпитермальное Au–Ag-месторождение Биркачан в Кедонском среднепалеозойском вулканическом поясе (Северо-Восток России) <i>А. В. Волков, Н. Е. Савва, В. Ю. Прокофьев, Б. И. Ишков, К. Ю. Мурашов, А. А. Доломанова-Тополь, Н. В. Сидорова</i>	111
Поисково-ориентированная методика численного прогнозирования редкометалльных россыпей ближнего сноса на примере Ловозерского россыпного района <i>Р. М. Чефранов, А. В. Лаломов, А. В. Чефранова</i>	138
Тектонофизические критерии прогноза мощностей жильно-прожилковых тел глубоких горизонтов зоны “Надвиговая” (Бадранское рудное поле, Республика Саха, Якутия) <i>Ю. Л. Ребецкий, В. Н. Войтенко</i>	152
Рудовмещающие нарушения транспрессионно-коллизийной тектоники Верхояно-Колымского складчатого пояса (структурные следствия геодинамической модели) <i>Ю. С. Савчук, А. В. Волков, В. В. Аристов, К. Ю. Мурашов</i>	179

УДК 553.411:553.21/24

ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ Au–Ag-МЕСТОРОЖДЕНИЕ БИРКАЧАН В КЕДОНСКОМ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2022 г. А. В. Волков^{а, *}, Н. Е. Савва^б, В. Ю. Прокофьев^а, Б. И. Ишков^с,
К. Ю. Мурашов^а, А. А. Долманова-Тополь^а, Н. В. Сидорова^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
ул. Портовая, 16, Магадан, 685010 Россия

^сЗАО “Омолонская золоторудная компания”, ул. Транспортная, 1, Магадан, 685000 Россия

*e-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 25.04.2021 г.

После доработки 20.10.2021 г.

Принята к публикации 31.10.2021 г.

Месторождение Биркачан в среднепалеозойском Кедонском вулканическом поясе (КВП) – уникальное на Северо-Востоке России своими штокверковыми эпиптермальными Au–Ag-рудами. Месторождение расположено в северо-восточной части Гурникской вулканотектонической депрессии, в Кедонском сегменте КВП. Месторождение локализовано в лежащем боку крупного субширотного надвига, благодаря которому в юрско-раннемеловое время оно было перекрыто породами аллохтона и поэтому оказалось слабо эродировано, на что указывают сохранившиеся фрагменты аргиллизитовой шляпы. Рудовмещающая гурникская толща сложена туфами и лавами кислого состава с прослоями игнимбритов. Главная рудоносная зона месторождения Биркачан длиной по простиранию 4.5 км, шириной 200–300 м, состоит из нескольких кулисообразно расположенных жильных зон северо-восточного простирания, падающих на юго-восток под углами 55°–70°. Большая часть рудных тел – линейные штокверки. На глубоких горизонтах обнаружены единичные, линзовидные богатые рудные тела, представленные минерализованными брекчиями. В разрезе система рудных тел месторождения Биркачан образует веерообразную структуру. Основные текстуры руд – прожилково-вкрапленная, брекчиевая и ритмично-полосчатая. Руды по сравнению с верхней континентальной корой обогащены довольно узким спектром элементов (Au, Ag, Sb, As, Mo, W, Li) и бедны редкоземельными элементами, среди которых преобладают легкие лантаноиды. Сульфидность руд 0.1–0.5%. Среди жильных минералов в рудах преобладают кварц, серицит и сидерит. Среди рудных минералов доминирует пирит, реже отмечаются блеклые руды, самородное золото и халькопирит, минералы ряда: акантит–Se-акантит–науманнит, пирсеит и Se-пирсеит. Среднее значение пробности самородного золота – 643‰. Параметры минералообразующих растворов соответствуют типичным среднетемпературным флюидам эпиптермальных низкосульфидизированных месторождений: температура гомогенизации 93–291°C, концентрация солей 0.2–7.0 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида 0.71–0.99 г/см³. Основные показатели состава флюида: CO₂/CH₄ = 15.8–23.6, Na/K = 2.3–4.3, а K/Rb = 2007. Перспективы увеличения запасов Au и Ag связаны с дальнейшим изучением и разведкой флангов и глубоких горизонтов месторождения.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Омолонский террейн, Кедонский палеозойский вулканический пояс, эпиптермальное Au–Ag-месторождение Биркачан, геологическое строение, минералогия, геохимия, флюидные включения

DOI: 10.31857/S0016777022060065, **EDN:** GAKUPO

ВВЕДЕНИЕ

Внутри Омолонского кратонного террейна на Северо-Востоке России известен доаккреционный Кедонский вулканический пояс, большая часть которого сформировалась в среднем палеозое на континентальной коре (Шпикерман, 1998;

Горячев и др., 2017). В 90-х годах прошлого века КВП привлек особое внимание, благодаря открытию в нем крупного эпиптермального Au–Ag-месторождения Кубака – одного из самых богатых в мире (Волков и др., 2011). В 1999 г. в 40 км севернее Кубаки, благодаря поисковому бескерновому бурению перекрытой четвертичными от-

ложениями (мощностью 5–30 м) рудоносной структуры, Омолонская золоторудная компания (ОЗРК) выявила второе в КВП, крупное Au–Ag-месторождение Биркачан. В отличие от многих известных эпитермальных месторождений Северо-Востока России, промышленные рудные тела месторождения Биркачан представлены не только продуктивными кварцевыми жилами, но и штокверковыми залежами.

Месторождение Биркачан расположено в Северо-Эвенском районе Магаданской области на левобережье р. Омолон, в 43 км к северу от Кубакинского ГОКа и в 327 км от п. Эвенск (фиг. 1). Запасы и ресурсы месторождения, по данным ОЗРК (2010 г.), составили 63 т, со средним содержанием золота в рудных телах – 2.4 г/т и около 280 т серебра (10.7 г/т). С конца 2009 г. месторождение разрабатывается; в 2019 г. было добыто ~ 4.0 т золота: около 2.3 т – карьерами и 1.7 т из подземного рудника; средние содержания составили 1.4 (открытая добыча) и 10.6 г/т, (подземная) (“Полиметалл”, Годовой отчет, 2019¹). Ресурсный потенциал месторождения, по данным авторской оценки, более 100 т золота. Ввод в эксплуатацию месторождения Биркачан (2009 г.) позволил сохранить на десятилетие работоспособность одного из крупных горнорудных предприятий в Магаданской области – Кубакинского ГОКа.

Несмотря на длительную историю изучения месторождения Биркачан, минералого-геохимические особенности руд, состав минералообразующего флюида и его природа современными аналитическими методами были исследованы недостаточно (Наталенко и др., 2002; Наталенко, 2003). Чтобы уточнить представления о генезисе месторождения Биркачан, нами проведено изучение геолого-структурных, минералого-геохимических особенностей руд, а также микротермометрические исследования флюидных включений в продуктивном кварце на современной аппаратуре. Отметим, что изучение состава и параметров рудообразующих флюидов с целью установления их природы на протяжении многих десятиков лет остается одной из центральных проблем в теории эндогенного рудообразования (Бортников, 2006; и др.). Рассмотренная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки эпитермальных Au–Ag-месторождений в КВП.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Раздел “Геология месторождения” подготовлен в ИГЕМ РАН, на основе обобщения фондовых и опубликованных материалов и авторских построений. В СВКНИИ ДВО РАН выполнено

исследование вещественного состава руд (изучены многочисленные аншлифы на микроскопе Axioplan Imaging). Составы рудных минералов определялись с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с приставкой INCA Oxford Instruments (аналитики Е.М. Горячева, Т.В. Субботникова, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан и И.А. Брызгалов, МГУ им. М.В. Ломоносова), а также на сканирующем электронном микроскопе (JSM-5610LV, Япония) (СЭМ) с энергодисперсионным аналитическим спектрометром (INCA-Energy 450, Великобритания) (ЭДС) в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН (аналитик Л.А. Левицкая). Аналитические линии и эталоны (Camebax, СВКНИИ ДВО РАН): AsL_α – эталон – FeAsS (43.49 – As; 34.97 – Fe; 21.54 – S); CuK_α – эталон – CuFeS (34.5 – Cu; 30.5 – Fe; 34.5 – S); FeK_α – эталон – FeS₂ (46.55 – Fe); PbM_α – эталон – PbS (86.6 – Pb); SbL_α – эталон – Sb₂S₃ (71.38 – Sb); SeK_α – эталон – PbSe (27.6 – Se); ZnK_α – эталон – ZnS (67.1 – Zn); AgL_α – эталоны – сплавы различного состава. Режим проведения анализов “Camebax” (МГУ): CuK_α – эталон – CuFeS (34.5 – Cu; 30.5 – Fe; 34.5 – S); FeK_α – эталон – FeS₂ (46.55 – Fe); PbM_α – эталон – PbS (86.6 – Pb); SbL_α – эталон – Sb₂S₃ (71.38 – Sb); SeK_α – эталон – PbSe (27.6 – Se); TeL_α – эталон – Bi₂Te₃ (52.2 – Bi; 47.8 – Te); HgL_α – эталон – HgS (Hg – 86.2; S – 13.8); AgL_α – эталоны – сплавы различного состава. В ИГЕМ РАН анализ осуществлялся по стандартной процедуре PhyRoZ, при ускоряющем напряжении пучка электронов 25 kV, угле отбора излучения – 450, с помощью SDD детектора INCAX-sight с разрешением <133 эВ.

Определение концентрации породообразующих и отдельных примесных элементов в рудах выполнено методом рентгенфлуоресцентного анализа в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород. Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС, обеспечивающей получение результатов по ОСТ РФ 41-08-205-04 (аналитик А.И. Якушев). Измерения микроэлементов (ICP-MS) проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II (аналитик Я.В. Бычкова). Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн. %. Золото в пробах определялось методом атомно-абсорбционной спектрометрии с

¹ www.polymetalinternational.com



Фиг. 1. Положение месторождения Биркачан в Омолонском “хабе” ПАО “Полиметалл”.

электротермической атомизацией на спектрометре “Spectr AA220Z” (аналитик В.А. Сычкова).

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проводилось в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы Linkam (Англия), установленного на микроскопе Olympus BX51 (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера. Химический состав флюида, захваченного во включениях, оценивался по результатам измерений фазовых переходов и превращений, происходив-

ших при нагревании и охлаждении препаратов. Точность измерений температуры составляет $\pm 0.2^\circ\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+20^\circ\text{C}$ и понижается при более высоких и низких температурах. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений, оценивался по результатам измерения температур плавления эвтектики (Борисенко, 1977). Суммарная концентрация солей в двухфазовых флюидных включениях оценивалась по температурам плавления льда на основе экспериментальных данных для системы $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (Bodnar, Vityk, 1994). Оценки

концентраций солей и плотностей флюида проводились с использованием программы "FLINCOR" (Brown, 1989).

Валовый анализ состава флюидов включений был выполнен из навесок 0.5 г класса $-0.5 + 0.25$ мм мономинеральных фракций кварца в ЦНИГРИ (аналитик — Ю.В. Васюта) по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2006). Включения в кварце вскрывали термически при 500°C , в сфалерите — при 350°C . Методом газовой хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-100) определяли количество воды для расчета концентраций элементов в гидротермальном растворе. Анализировались также углекислота, метан и углеводороды. После приготовления водных вытяжек в растворе методом ионной хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-3006, чувствительность 0.01 мг/л) определяли Cl , SO_4 и F , методом ICP MS (масс-спектрометр Elan-6100) — K , Na , Ca , Mg и другие элементы.

ПОЛОЖЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Месторождение Биркачан расположено в северо-восточной части Гурникской вулканотектонической депрессии, в Кедонском сегменте КВП (фиг. 2) и локализовано в узле пересечения субмеридиональной зоны меловой тектономагматической активизации и регионального рудоконтролирующего разлома северо-восточной ориентировки (Волков и др., 2014).

КВП перекрывает на Омолонском кратонном террейне породы архейско-раннепротерозойского фундамента и фанерозойского (до девонского) осадочного чехла. КВП состоит из многочисленных обширных полей среднепалеозойских кислых магматических пород. КВП слагают субаэральные покровные образования и синхронные им субвулканические и экструзивные массивы; его возрастной диапазон охватывает девон и низы раннего карбона (Гагиева, 2014; Горячев и др., 2017). Общая площадь, занимаемая среднепалеозойскими вулканиками, составляет около 40000 км^2 (40% от территории Омолонского террейна). Характерная особенность КВП — отсутствие крупных батолитоподобных интрузивов (Егоров, 2004).

По мнению В.Н. Егорова (2004), КВП представляет собой фрагмент ($400 \times 80\text{--}130 \text{ км}$) Циркумсибирского окраинно-континентального пояса. Однако палеорекострукции, выполненные В.И. Шпикерманом (1998), показывают, что КВП мог сформироваться на окраине Омолонско-Охотского микроконтинента, отколовшегося от Сибирской плиты. На это указывают фрагменты пояса, сохранившиеся, кроме Омолонского, в пределах Охотского кратонного террейна и на Шантарских островах (Шпикерман, 1998).

Суммарная мощность вулканических покровов наиболее крупного Кедонского сегмента КВП (фиг. 2) достигает $1500\text{--}2000 \text{ м}$ в центральной части, сокращаясь к окраинным частям до $500\text{--}1200 \text{ м}$. Вулканики залегают на подстилающих толщах с резким угловым несогласием и слагают моноклинали с углами наклона слоев не более $5^{\circ}\text{--}15^{\circ}$. Возраст вулкаников кедонского комплекса определен радиологическими методами ($\text{Rb}\text{--}\text{Sr}$ анализ: $334\text{--}377$ млн лет) и сравнительно редкими находками органических остатков (живетские брахиоподы и конодонты, фаменские и раннекаменноугольные конодонты и флора (Егоров, Шерстобитов, 2000).

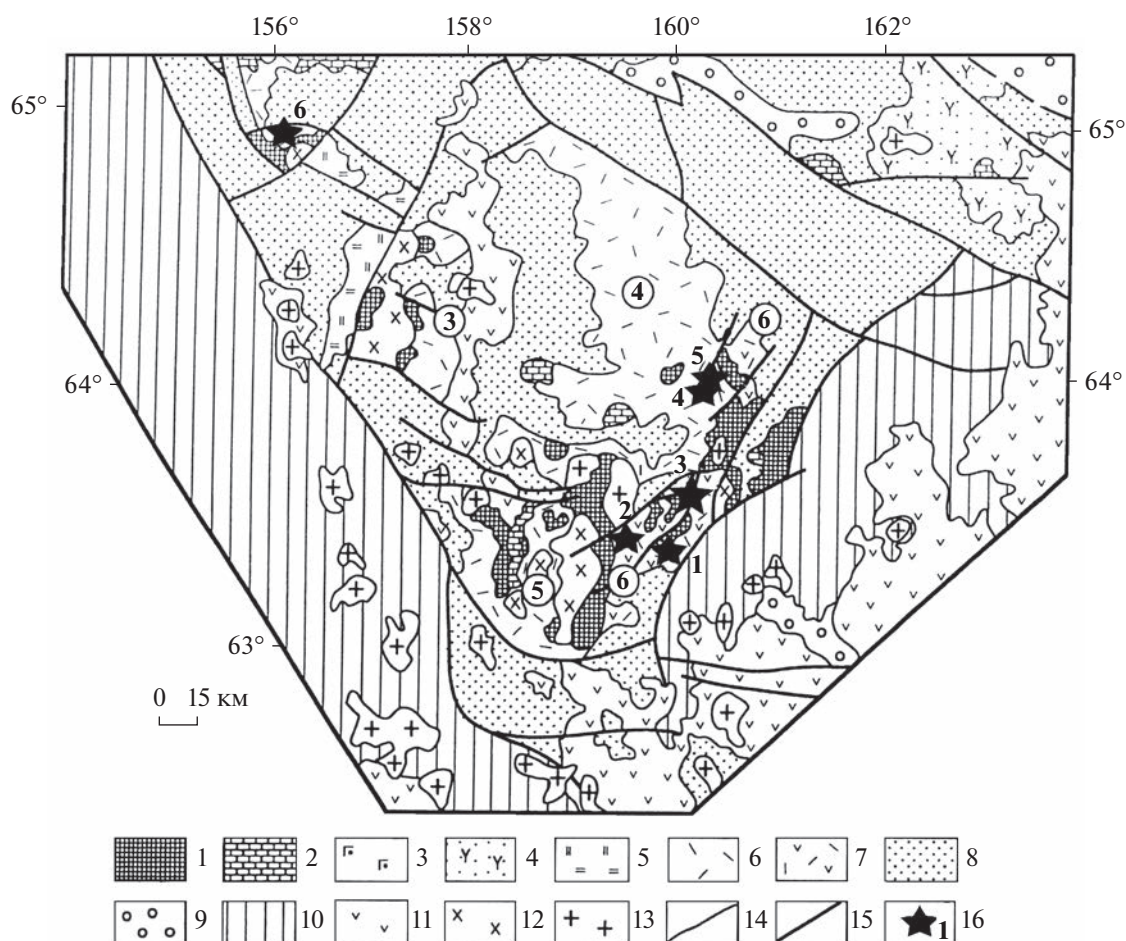
Кедонская серия в целом характеризуется значительным преобладанием пород риолитового и трахириолитового состава (65–80% ее объема), в меньшем количестве присутствуют дациты, трахиандезиты и трахиты (около 35%), редко — трахибазальты и базальты (не более 15%) (Гагиева, 2014). Базальты и трахибазальты кедонской серии по содержанию петрогенных элементов в целом сопоставимы с толеитовыми базальтами рифтовых зон и областей внутриплитного магматизма (Гагиева, 2014).

В КВП формировались рудные месторождения типичные для окраинно-континентальных и островодужных вулканоплутонических поясов (Сидоров, Волков, 2006). В их размещении отмечаются элементы латеральной зональности (в современных координатах) от $\text{Cu}\text{--}\text{Mo}$ -порфирового на востоке, через $\text{Au}\text{--}\text{Ag}$ -эпитермальные к золотоносным джаспероидам на западе (Шпикерман, 1998). Важная металлогеническая особенность КВП — отсутствие оловорудных месторождений, широко развитых в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (ОЧВП).

$\text{Au}\text{--}\text{Ag}$ -минерализация в КВП представлена двумя типами: существенно золотым ($\text{Au}/\text{Ag} = 1 : 1\text{--}1 : 5$; Кубака, Биркачан, Бургали и др.) и золото-серебряным ($\text{Au}/\text{Ag} = 1 : 10\text{--}1 : 50$; Ольча, Юный и др.). В КВП количественно преобладают низкосульфидизированные эпитермальные месторождения (Волков и др., 2016; Горячев и др., 2017).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Границы рудного поля месторождения Биркачан определяются контурами тектонического блока в надинтрузивной зоне скрытого гранитоидного массива (Наталенко и др., 2002). Месторождение локализовано в лежащем боку крупного субширотного надвига (фиг. 3, 4). В современном структурном плане рудное поле представляет собой фрагмент тектонической пластины, ограниченной с юга Биркачанским надвигом (фиг. 3), с



Фиг. 2. Размещение изученных месторождений и рудопоявлений в пределах КВП на Омолонском кратонном террейне. Тектоническая схема по (Гагиева, 2014), дополненная.

1 – выступы дорифейского фундамента; 2–9 – чехол: 2–3 – нижний структурный ярус: 2 – осадочные отложения (рифей–ордовик), 3 – вулканогенно-осадочные образования (кембрий, визуальнинская и сезамская свиты), 4–7 – средний структурный ярус (девон): 4 – Намындыкано-Моланджинская структурно-фациальная зона, вулканогенно-осадочные образования (верхняя юра–нижний мел); 5–7 – Юкагирская структурно-фациальная зона, субаэральные вулканогенные образования (кедонская серия): 5 – трахиандезитобазальты-трахириолиты, 6 – преимущественно лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, дацитов, 7 – лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, андезиты, трахиандезиты; 8–9 – верхний структурный ярус: 8 – осадочные отложения (нижний карбон–средняя юра), 9 – осадочные и вулканогенные образования (верхняя юра–нижний мел); 10 – структуры складчатого обрамления массива; 11 – меловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 12–13 – интрузивные комплексы: 12 – палеозойские, 13 – раннемеловые; 14 – геологические границы; 15 – разломы; 16 – Au–Ag-месторождения и рудопоявления: 1 – Кубака, 2 – Магнитный, 3 – Биркачан, 4 – Бургали, 5 – Южное Бургали, 6 – Ольча.

Цифры в кружках: 1–5 – вулканические ареалы КВП: 1 – Токур-Юряхский, 2 – Рассошинский, 3 – Абкитский, 4 – Кедонский, 5 – Ольдянинско-Коаргычанский; 6 – Амандыканская вулканическая зона.

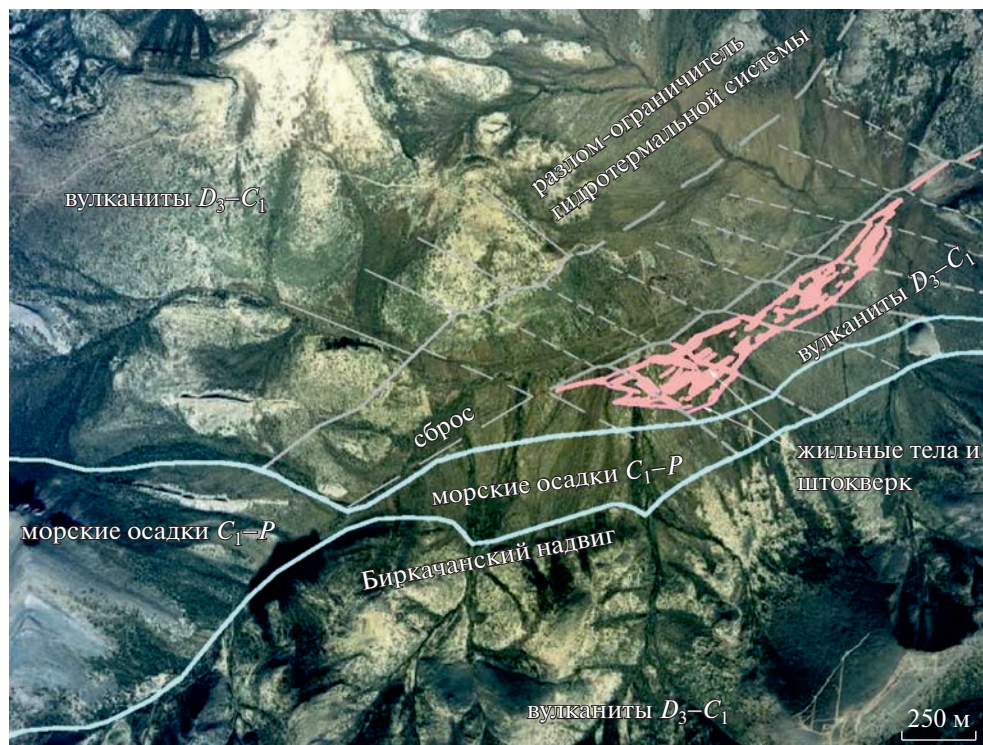
севера сбросом, проходящим под долиной р. Верхний Биркачан, с запада рудное поле не имеет четких границ, оно постепенно погружается под перекрывающие раннекаменноугольные отложения (фиг. 4). Значительная часть рудного поля перекрыта четвертичными аллювиальными отложениями мощностью 5–30 м (фиг. 3–5).

Месторождение приурочено к изгибу рудо-контролирующего разлома – сброса северо-восточного простирания с опущенным южным крылом, в пределах которого размещается основ-

ная масса руды (фиг. 5). При правостороннем сдвиге сформировалась линзообразная область растяжения, в которой локализованы рудные тела. Рудовмещающие породы представлены, главным образом, вулканогенно-осадочным разрезом гурникской толщи, включающим субвулканические тела и дайки риолитов.

Вмещающие породы

В строении рудного поля месторождения Биркачан принимают участие вулканы очакчан-



Фиг. 3. Схема дешифрирования аэрофотоснимка поверхности месторождения Биркачан.

ской, кубакинской, гурникской толщ и бургалийской свиты кедонской серии, которые перекрываются углисто-глинистыми сланцами корбинской свиты и верхнепермской толщей (фиг. 4). В пределах рудного поля вулканогенно-осадочные породы слагают моноклираль с пологим падением слоев на юго-юго-запад.

Очакчанская толща представлена в основном игнимбритами риолитов и риодацитов, а также их кристалло-кластическими туфами. Мощность толщи варьирует в интервале 250–350 м. Очакчанская толща с угловым и стратиграфическим несогласием залегает либо на докембрийских образованиях, либо на раннепалеозойских интрузивах (Егоров и др., 2013).

Кубакинская толща сложена дацитами, андезитом-дацитами, андезитами и их туфами; со структурным несогласием залегает на вулканитах очакчанской толщи или более древних образованиях и перекрывается породами гурникской толщи. Мощность варьирует от 300 до 700 м. Изотопный Rb–Sr возраст пород среднего состава кубакинской толщи составляет 332.1 млн лет (Егоров и др., 2013).

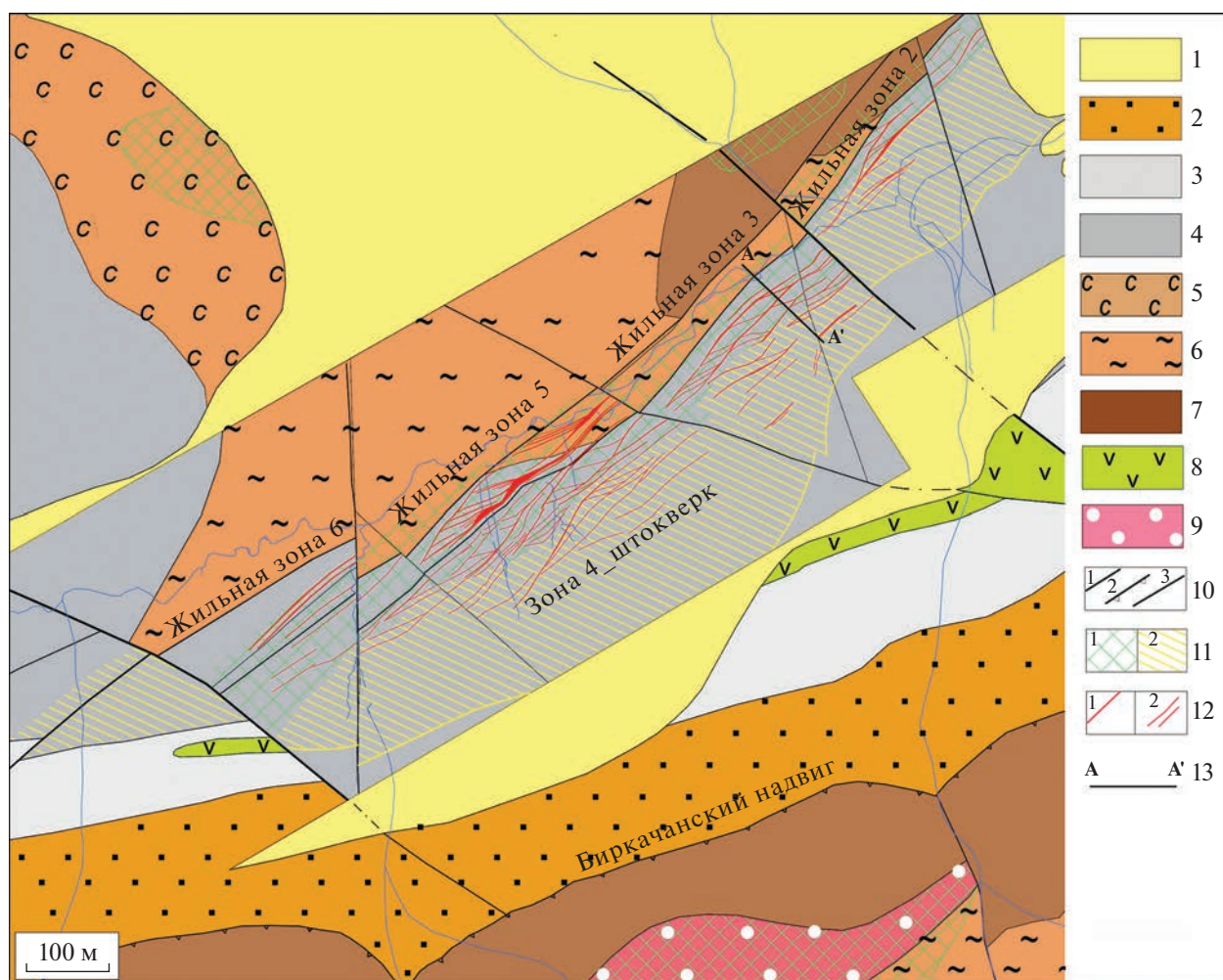
Гурникская толща со структурным несогласием залегает на отложениях очакчанской и кубакинской толщ и также с несогласием перекрывается образованиями бургалийской толщи или корбинской свиты (Егоров и др., 2013). Толща

сложена преимущественно вулканогенно-осадочными породами, туфами и лавами кислого состава с прослоями умереннокислых игнимбритов. Ее максимальная мощность не превышает 500 м.

Бургалийская свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, а также лавами и туфами риолитов. Гальки в конгломератах представлены обычно вулканитами кедонской серии. Свита с несогласием залегает на отложениях кубакинской или гурникской толщ и несогласно перекрывается породами корбинской свиты. Мощность отложений свиты в пределах Гурникской депрессии – 340–360 м.

Корбинская свита сложена в основном углисто-глинистыми и глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями серых алевролитов. Мощность свиты изменяется от первых десятков до 200 м.

Верхнепермская толща состоит из известковистых битуминозных алевролитов, песчаников с незначительным количеством известняков. Мощность толщи 70–100 м. Породы толщи трансгрессивно залегают на углисто-глинистых сланцах корбинской свиты (Егоров и др., 2013).



Фиг. 4. Геологическая карта месторождения Биркачан (по материалам ОЗРК, 2016 г., модифицирована).

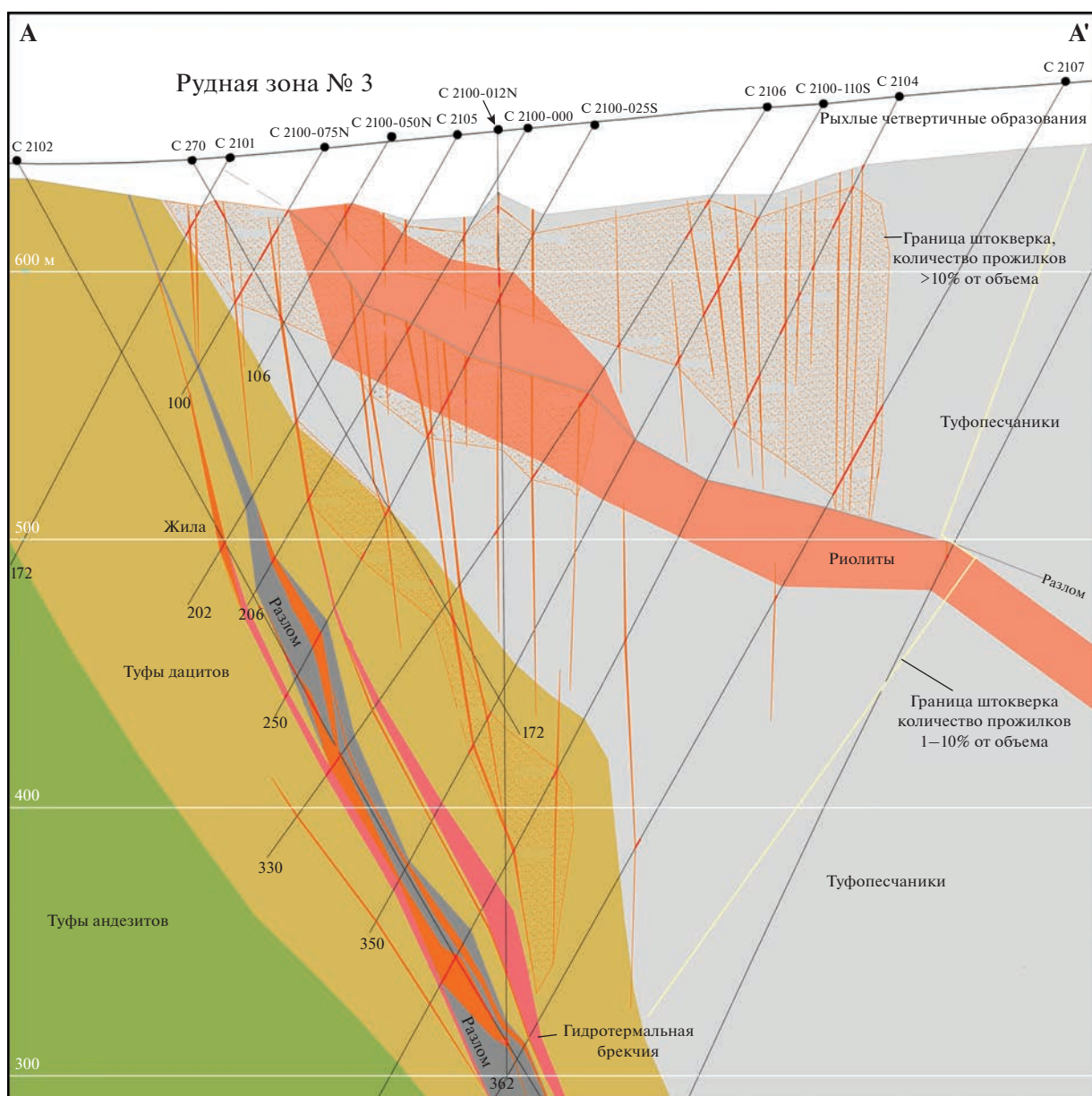
1 – четвертичные отложения: валунники, галечники, пески, суглинки, глины; 2 – объединенные отложения перми: песчаники, алевролиты, известняки; 3 – ранний карбон, корбинская свита, углисто-глинистые сланцы, алевролиты; 4 – поздний девон–ранний карбон, бургалийская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, лавы и туфы кислого состава; 5 – поздний девон–ранний карбон, гурниковская толща: лавы, туфы и игнимбриты умеренно кислого состава; 6 – поздний девон, кубакинская толща: лавы и туфы среднего состава; 7 – средний–поздний девон, очакчанская толща: лавы, туфы и игнимбриты кислого состава; 8 – силлы тешенитов омонского комплекса; 9 – силлы и штоки риолитов, трахидацитов кедонского комплекса; 10 – разломы: крутого залегания (1), надвиги (2), скрытые под четвертичными отложениями (3); 11 – метасоматиты: серицит-гидрослюдисто-кварцевые (1), каолинит-гидрослюдисто-кварцевые (2); 12 – жилы (1), зоны прожилкования (2) кварцевого, адуляр-гидрослюдисто-кварцевого состава; 13 – линия разреза.

Магматизм

В рудном поле месторождения Биркачан широко развиты субвулканические и экструзивные тела кислого состава (преобладают силлы и штоки риолитов, трахидацитов) завершающего этапа кедонского вулканизма, по данным Rb/Sr метода их возраст – 326 ± 9.8 млн лет (Наталенко и др., 2002). Они часто метасоматически преобразованы в серицит-гидрослюдисто-кварцевые породы, содержащие рассеянную минерализацию золота (до первых г/т) (Егоров и др., 2013).

Непосредственно на месторождении крупное пластовое тело раннекаменноугольных риолитов

погружается (угол пад. 15° – 40°) в южном направлении под надвиг (фиг. 4, фиг. 5). Его размеры по простиранию не менее 2200 м, по падению более 300 м (южное погружение не оконтурено бурением), мощность 20–30 м. Местами риолиты образуют раздувы до 55 м. Это массивные породы, фрагментами с признаками флюидальности. Преобладают афировые и редко порфировые с вкрапленниками калиевого полевого шпата и кварца (дымчатый кварц) размером до 1 мм. Встречаются фрагменты, где вкрапленники размером первые мм составляют до 10–30%.



Фиг. 5. Геологический разрез в крест простирания жильной зоны 3 месторождения Биркачан (по материалам ОЗРК, 2016 г., модифицирована).

Вдоль пересекающих тело риолитов тектонических нарушений установлено обилие рвущих линейных тел (мощностью 10–50 см) или неправильной формы (до первых десятков метров в поперечнике) эруптивных брекчий с большим количеством угловатых и сглаженных обломков туфопесчаников, туфов дацитов, туфов риолитов и риолитов. Цементирующей массой служит мелкодробленый материал материнских пород с примесью вулканического материала. Брекчии связаны с эксплозивными каналами. Продуктивные жилы отчетливо пересекают эти брекчии (фиг. 6).

Среди терригенных отложений корбинской свиты обнаружен силл тешенитов (субшелочных габброидов) олонского комплекса (фиг. 4). Мощность силла широко варьирует, достигая 120 м, его протяженность 1 км. Изотопный К–Аг возраст щелочных габброидов – 124 ± 2 млн лет (Егоров и др., 2013).

В южной части рудного поля выявлены крутопадающие дайки позднемиловых долеритов, диоритов, кварцевых диоритов и лампрофиров викторианского комплекса (Наталенко и др., 2002). Изотопный К–Аг возраст пород этого комплекса – 97–103 млн лет (Егоров и др., 2013).



Фиг. 6. Адуляр-кварцевая колломорфно-полосчатая жила пересекает эруптивную брекчию.

Морфология рудных тел

Главная рудоносная зона (ГРЗ) месторождения Биркачан простирается на 4.5 км и имеет ширину 200–300 м. Она состоит из нескольких кулисообразно расположенных жильных зон северо-восточного простирания (фиг. 4), падающих на юго-восток под углами 55° – 70° . ГРЗ приурочена к системе сбросов северо-восточного простирания, вероятно, являющихся составляющими рудоконтролирующего Некучанского разлома (Егоров и др., 2013). В разрезе система рудных тел месторождения Биркачан напоминает такую же веерообразную структуру, как и на месторождении Кубака (Степанов, Шишакова, 1994). Ниже геологическая характеристика жильных зон месторождения Биркачан приводится на основе наиболее удачного описания (Горячев и др., 2017).

На восточном фланге месторождения выделена *жильная зона 2*, протяженностью более 800 м, при средней мощности 2.5 м, среднее содержание золота – 15.1 г/т. Жильная зона представлена несколькими сопряженными гидротермальными брекчиями и жилами, залегающими в игнимбри-тах, туфах дацитов и эруптивных брекчиях.

Западнее расположены жильные зоны 3 и 5, протяженностью 400 и 600 м соответственно. Жильная зона 3 имеет среднюю мощность 6 м со средним содержанием 17.9 г/т и тяготеет к трещинному телу эруптивных брекчий. Жильная зона 5 характеризуется средней мощностью – 10.8 м и средним содержанием 15.5 г/т. Резкое увеличение мощности наблюдается в верхней пачке туфопесчаников гурникской толщи. *Жильная зона 5*

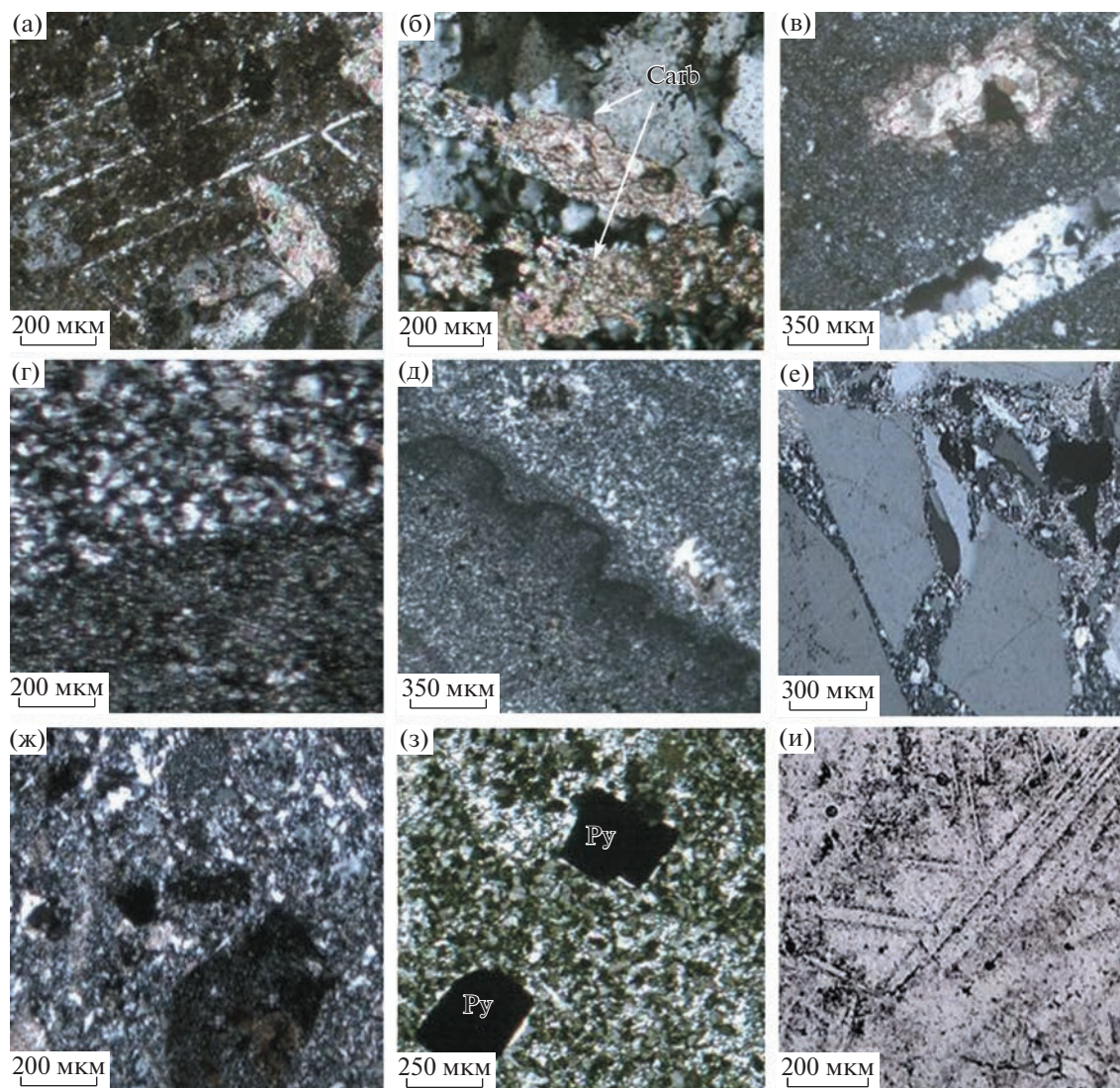
также сопровождается рудовмещающей эруптивной брекчией и трассируется адуляр-кварцевой стержневой жилой.

Жильная зона 6 на западном фланге месторождения наименее изучена. Она образована жилами мощностью в первые метры с содержанием золота первые десятки г/т. Распределение Au–Ag-минерализации в рудных телах носит крайне неравномерный характер. Центральные части рудных тел обычно характеризуются высокими (12–20 г/т) средними содержаниями золота при мощности от 1.5–2.0 м до 10 м, а максимальные содержания золота в стержневых жилах концентрируются в зальбандах.

Оперяющие зоны 3 и 5 системы жил и прожилков по насыщенности гидротермальными образованиями (от 3–10 до 20–30%) образуют линейный штокверк протяженностью 1300 м и шириной 100–250 м, при вертикальном размахе рудного тела 80–150 м, со средними содержаниями золота более 1.0 г/т, который может рассматриваться как самостоятельное большеобъемное рудное тело; в нем выделяются отдельные жилы мощностью 0.3–1.5 м с содержанием золота в десятки г/т (фиг. 4).

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Метасоматические изменения вмещающих пород представлены площадной пропилитизацией и последовательно наложенными на нее линейными зонами аргиллизитов и околожильных новообразований (Наталенко и др., 2002). Прак-



Фиг. 7. Метасоматические изменения вмещающих пород месторождения Биркачан:

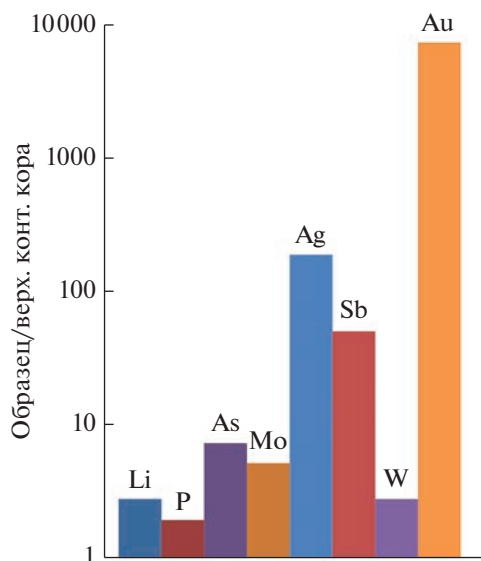
а — окварцевание, поздние прожилки кварца; б — кварц-карбонатные изменения; в — аргиллизация и окварцевание (вторичный кварц обрастает литокластит кварцевого состава; г—д — контакт аргиллизитов с алуниновыми кварцитами; е — брекчирование жильного кварца (цемент кварц-гидрослюдистый); ж — окварцевание брекчии с обломками углистого алевролита; з — хлорит-карбонатный метасоматит с вкрапленностью позднего пирита; и — каркасно-пластинчатая текстура жильного кварца.

тически все вмещающие породы подверглись региональным изменениям пропилитового типа: низкотемпературной карбонат-хлоритовой фации и в меньшей степени среднетемпературной эпидот-хлоритовой фации (фиг. 7).

Низкотемпературные пропилиты слагают крупную область неправильной формы в центральной части рудного поля, которая на периферии и на глубине сменяется среднетемпературной фацией. На месторождении низкотемпературные пропилиты почти нацело замещены дорудными аргиллизитами и известны лишь на флангах и глубоких горизонтах рудовмещающей структуры.

По данным М.Н. Наталенко (2003), зональность метасоматитов от поверхности на глубину представлена следующим рядом: алуниновые вторичные кварциты → диксит-каолиновые аргиллизиты → кварц-гидрослюдистые аргиллизиты → хлорит-карбонатные пропилиты → эпидот-хлоритовые пропилиты. Мощность этих зон 50–70 м.

Диксит-каолиновую зону образуют полого-залегающие тела мощностью 50–100 м в верхней части месторождения, представляющие собой реликты “аргиллизитовой шляпы”, основная часть которой была эродирована (Наталенко, 2003). Сохранились лишь ее юго-западный и северо-во-



Фиг. 8. Распределение основных микроэлементов в эпитермальных рудах месторождения Биркачан (среднее по 5 пробам), нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

сточный фрагменты, судя по которым можно предположить, что “шляпа” была развита над всем месторождением. “Аргиллизитовые шляпы” – характерные образования в надрудной области эпитермальных месторождений (Сидоров и др., 2015). Присутствие фрагментов аргиллизитовой шляпы позволяет считать месторождение Биркачан слабо эродированным.

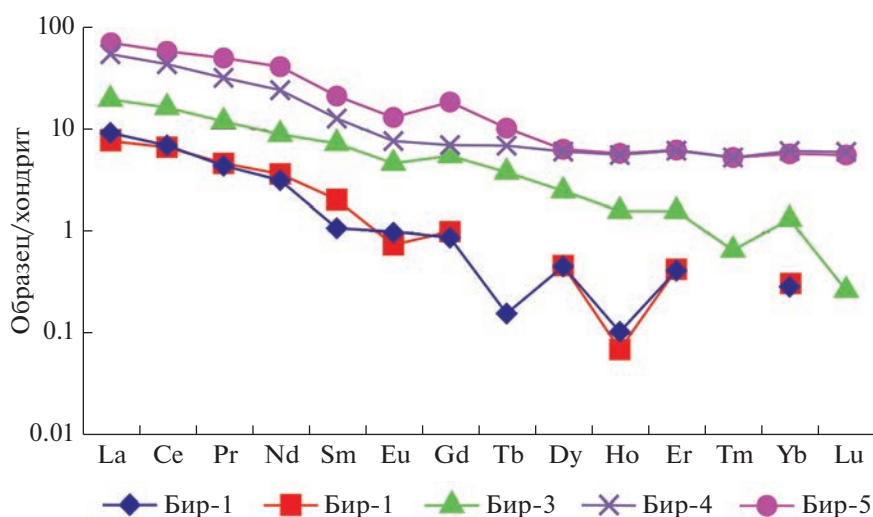
Рудные тела на Биркачанском месторождении приурочены к зоне кварц-гидрослюдистых ар-

гиллизитов, околорудные изменения представлены кварц-сидерит-серицитовыми, кварц-адуляровыми метасоматитами. В этой зоне многочисленные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и прожилковые зоны (фиг. 8а, б) образуют линейный штокверк субширотного простирания, в котором выделены рудные зоны (фиг. 4). В околорудных метасоматитах, сопровождающих рудные прожилки, постоянно присутствует пирит (1–5%). Нередко он имеет зональное строение, которое подчеркивает изменчивость габитуса кристаллов в процессе роста – ранний – кубоктаэдрический (см ниже, фиг. 12и), поздний – кубический (фиг. 7з).

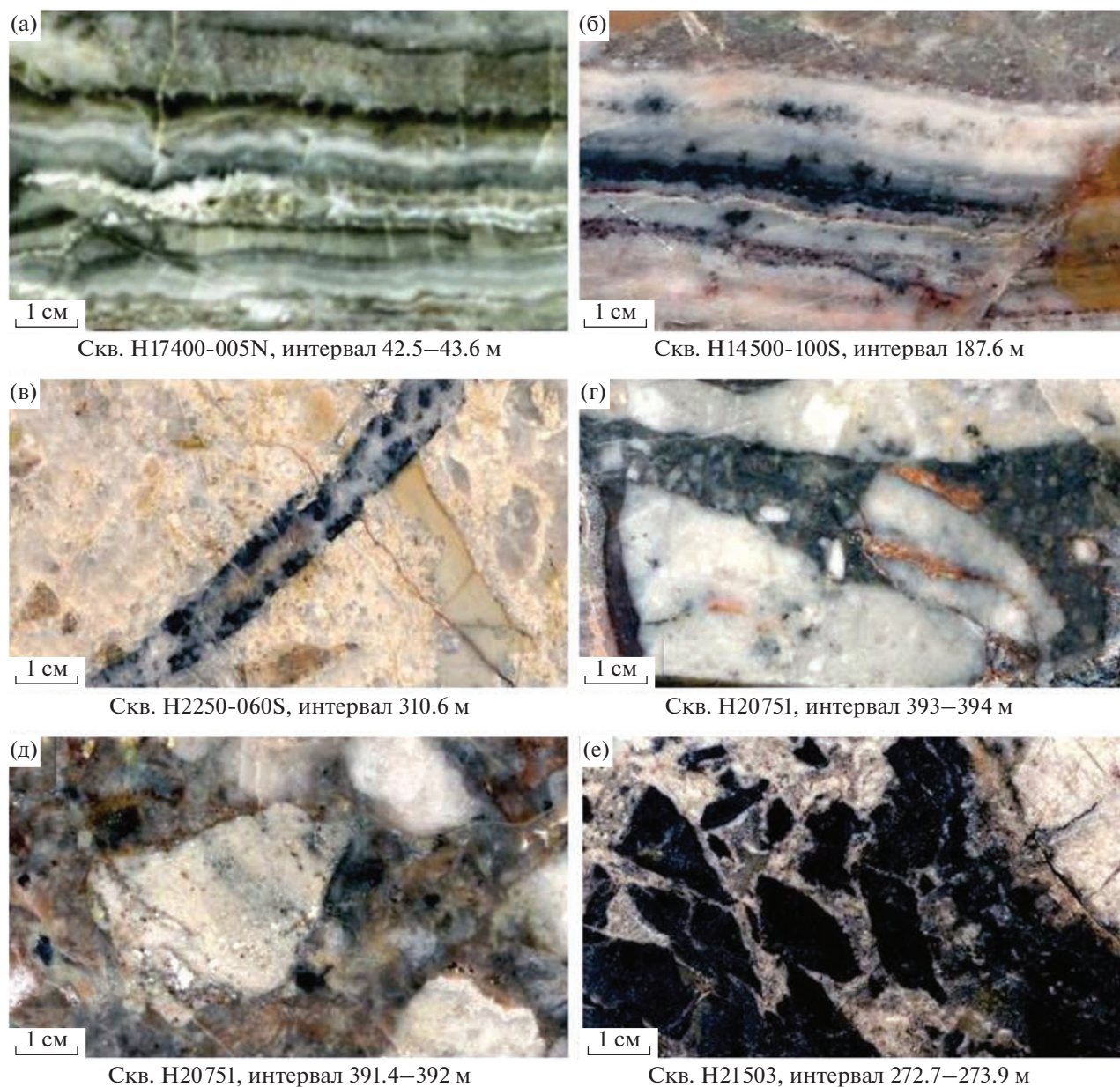
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В составе руд месторождения Биркачан преобладает SiO_2 (в среднем – 89.77%), присутствуют в заметных концентрациях Al_2O_3 (6.55), K_2O (1.49), Fe_2O_3 (1.28) а также CaO (0.47) (табл. 1). Следовательно, в составе рудных тел преобладает кварц и присутствует адуляр. Для руд характерны низкие и очень низкие значения Na_2O , MgO , TiO_2 , P_2O_5 и MnO (табл. 1). Содержание $S_{\text{общ}}$ очень низкое (среднее – 0.16%), что коррелирует с убогосульфидным характером выявленной минерализации (см. ниже), типичной для эпитермальных Au–Ag-руд КВП (Волков и др., 2016).

Руды месторождения Биркачан обогащены довольно узким спектром элементов Au, Ag, Sb, As, Mo, W, Li (табл. 2, фиг. 8) по сравнению со средними значениями их содержаний в верхней коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких раз (Li, W, Mo) до десятков (As, Sb), сотен (Ag) и тысяч (Au) раз (см. табл. 2, фиг. 8).



Фиг. 9. Распределение РЗЭ, нормированных по хондритам (McDonough, Sun, 1995), в эпитермальных рудах месторождения Биркачан. Номера проб соответствуют табл. 1, 2.

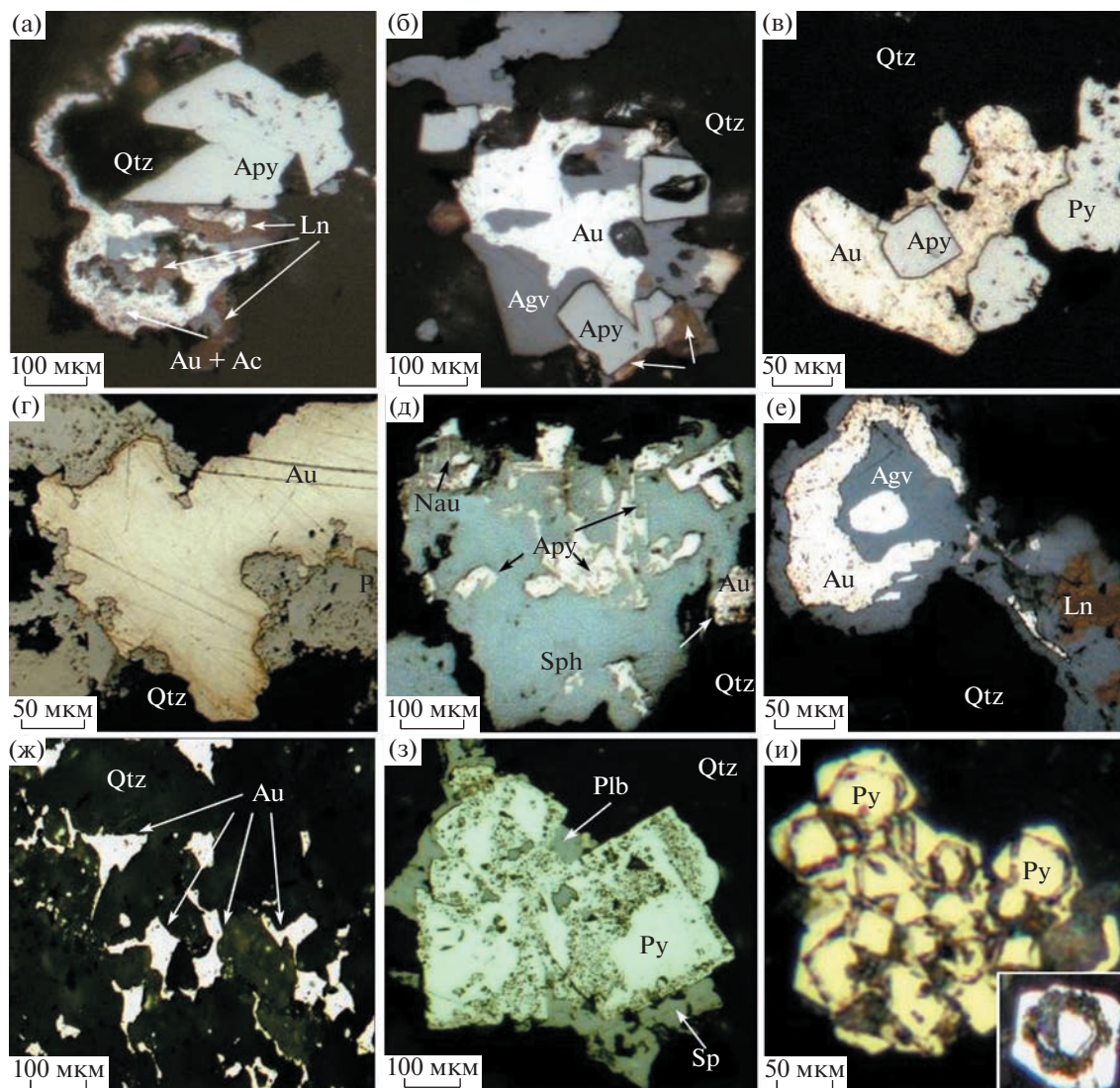


Фиг. 10. Текстуры руд месторождения Биркачан.

а–б – колломорфно-полосчатая (тонкое чередование полос адуляра, халцедоновидного кварца и рудных минералов (темное); в – прожилковая (кварцевый прожилок с гнездовыми обособлениями рудных минералов пересекает туф риолита); г–е – брекчиевые: г–д – эруптивная брекчия (обломки раннего продуктивного кварца, сцементированы поздними инъекциями вулканических пород), е – брекчиевая (обломки песчаников и углистых алевролитов в позднем кварце).

Результаты анализа микроэлементов руд месторождения Биркачан представлены в табл. 2; на диаграмме (фиг. 8) они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Спектры РЗЭ, нормированные по отношению к средним значениям для хондритов (McDonough, Sun, 1995), показаны на фиг. 9.

РЗЭ эпитермальных руд образуют слабонаклонные близхондритовые спектры (фиг. 9) без явных европиевых максимумов и минимумов, во многом сходные по конфигурации со спектрами РЗЭ вмещающих пород КВП (Волков и др., 2016). Отметим также, что спектры РЗЭ богатых руд (Бир-1, Бир-4 и Бир-5) практически не отличаются по форме от спектров бедных руд (Бир-2, Бир-3).



Фиг. 11. Минеральные сростания в рудах месторождения Биркачан (образцы из керна скважин с различных глубин). а–в (357–357.1 м): а – сростание арсенопирита с минералами серебра – самородное золото + акантит + ленаит; б – сростание самородного золота с агвиларитом и ленаитом, идиоморфные кристаллы арсенопирита; в – самородное золото в сростании с идиоморфным пиритом и ксеноморфным пиритом; г (357–357.1 м) – относительно крупное самородное золото в сростании с ксеноморфным пиритом; д (354.4–355 м) – зерно стефанита с мелкой вкрапленностью арсенопирита и с единичными включениями науманнита и золота; е (108 м) – самородное золото в обрамлении селенистого акантита, справа – ленаит; ж (174.6–175.1 м) – свободное золото в интерстициях кварца; з (293.5–294.6 м) – сросток идиоморфных кристаллов пирита в обрамлении сфалерита и тонкими включениями галенита в порах; и (41–42 м) – кубоктаэдрический пирит из окolorудных метасоматитов. На врезке показаны быстро окисляющиеся сростания минералов серебра (черное) в кристалле пирита (белое). Обозначения: Ас – акантит, Агв – селенистый акантит, Апу – арсенопирит, Ln – ленаит, Нау – науманнит, Plb – полибазит, Py – пирит, Sp – сфалерит, Sph – стефанит, Qtz – кварц.

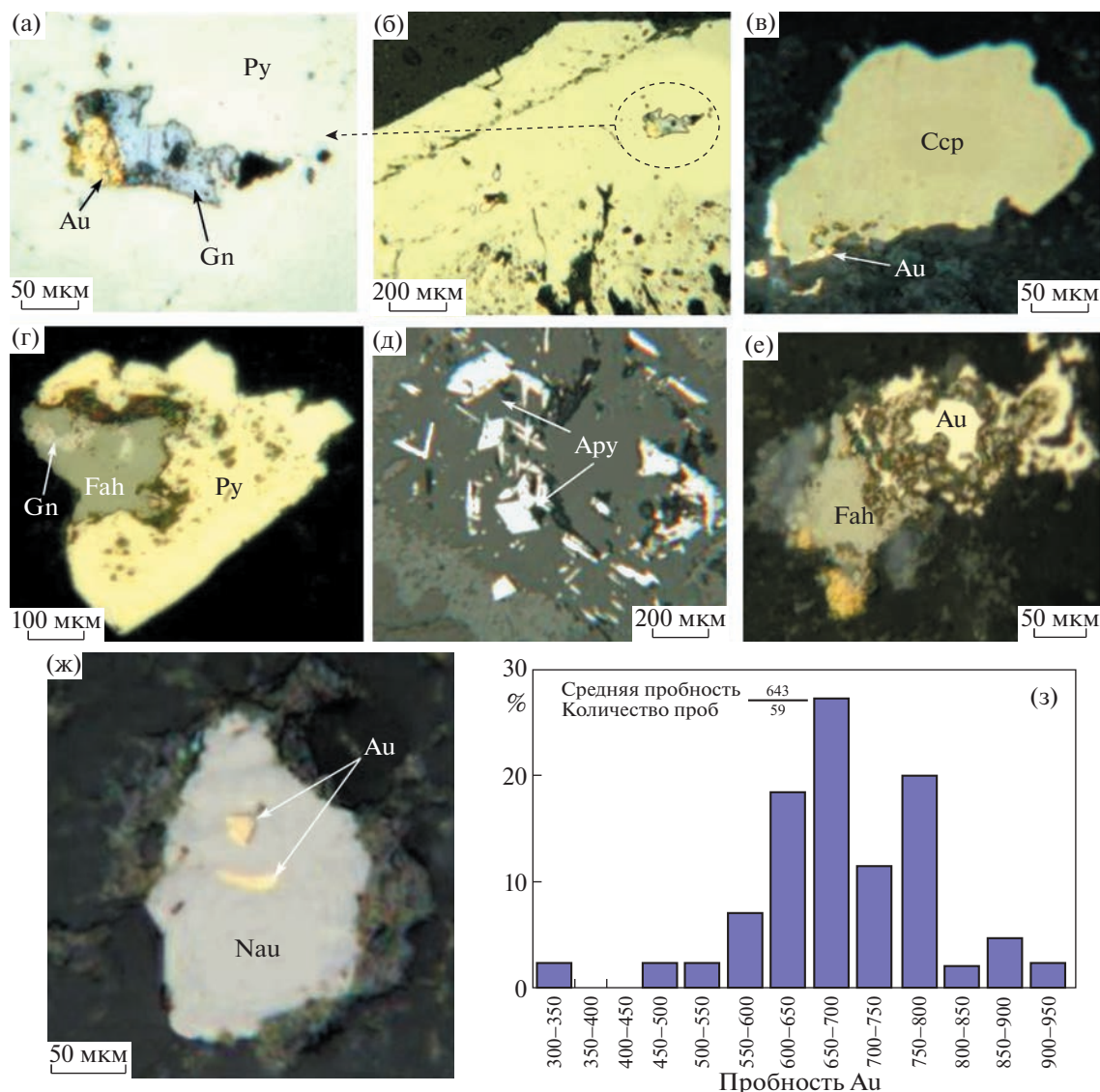
(фиг. 9). Для руд месторождения Биркачан характерны пониженные содержания Σ REE (до 38.48 г/т) (см. табл. 2).

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Текстуры жил и прожилков месторождения Биркачан характеризуются заметным разнообра-

зием (фиг. 10) и изменяются от стадии к стадии. В истории формирования месторождения выделены четыре стадии (Наталенко и др., 2002).

К первой стадии (дорудной) относятся немногочисленные крупнокристаллические адуляри-кварцевые жилы ритмично-полосчатой текстуры (фиг. 6), представленной чередованием прослоев крупнокристаллического (до 10 мм) адуляра и крупнокристаллического (до 20 мм) кварца. Микротекстура таких прослоев главным образом



Фиг. 12. Минеральные срastания и пробность самородного золота в рудах месторождения Биркачан (Горячев и др., 2017; Савва, 2018).

а–б – включения самородного золота и галенита в пирите; в – отложение самородного золота на краю зерна халькопирита; г – включение в пирите сростка блеклой руды с галенитом; д – поздний игольчатый арсенопирит; е–ж – срastания самородного золота: е – с блеклой рудой пиритом и халькопиритом; ж – включения самородного золота в науманните; з – гистограмма пробности самородного золота месторождения Биркачан. Обозначения: Ару – арсенопирит, Сср – халькопирит, Gn – галенит, Fah – блеклая руда, Нау – науманнит, Py – пирит.

гребенчатая, возникшая в результате нарастания друг на друга ритмов кварца или адуляра в свободном пространстве.

Ко второй слабопродуктивной стадии отнесены многочисленные жилы и прожилки адуляр-карбонат-кварцевого состава, в которых преобладает ритмично-полосчатая текстура, обусловленная чередованием кварцевых, адуляр-кварцевых и сидерит-кварцевых зон (фиг. 10а, б). Микротекстуры прослоев колломорфные ритмично-полосчатые и реже массивные. Ритмичная полосчатость обусловлена чередованием маломощных

(1–50 мм) полос кварцевого, адуляр-кварцевого или сидерит-кварцевого состава. Внешне эти прослои выглядят колломорфными в результате интенсивного расщепления кварца вокруг мелких кристаллов адуляра или сидерита. Массивная микротекстура характерна для монокварцевых прослоев, полосчатость в которых местами выявляется лишь под микроскопом. Рудная минерализация представлена редкими зернами пирита. Редко отмечаются выделения высокопробного золота (до 5 мкм) округлой, иногда каплевидной формы.

Таблица 1. Химический состав руд (в мас. %) месторождения Гольцовое

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S общ.	Σ
Бир-1	91.84	0.03	4.66	0.44	0.013	<0.10	1.2	0.1	1.58	0.02	0.08	99.96
Бир-2	94.36	0.02	4.66	0.42	0.013	<0.10	0.15	<0.10	0.25	0.02	0.09	99.98
Бир-3	94.4	0.06	2.86	0.63	0.012	<0.10	0.89	<0.10	0.57	0.07	0.49	99.98
Бир-4	83.35	0.14	10.31	3.11	0.015	0.12	0.1	0.1	2.6	0.04	0.09	99.98
Бир-5	84.88	0.16	10.27	1.82	0.012	0.11	<0.10	0.1	2.47	0.05	0.08	99.95
Среднее	89.76	0.08	6.55	1.28	0.013	0.11	0.58	0.1	1.49	0.04	0.16	

Третья продуктивная стадия представлена тремя парагенезисами: серицит-кварцевым, золото-кварцевым и сидерит-серицитовым. Макроскопически участки продуктивной минерализации представляют собой гнезда, линзы и прожилки темно-серого золото-сульфидно-серицит-кварцевого состава, салатно-зеленого золото-серицитового состава или буроватого, кремового золото-сульфидно-сидеритового состава (фиг. 10а–в). Продуктивная минерализация (третьей стадии) наложена на ранние адуляр-кварцевые жилы и прожилки, а также на измененные вмещающие породы.

Для серицит-кварцевых прожилков и линз характерна преимущественно массивная текстура, возникшая в результате заполнения трещин мелкозернистым кварцевым агрегатом с относительно равномерной вкрапленностью серицита, рутила, пирита и редкими выделениями халькопирита.

Для доминирующего в рудных телах золото-кварцевого парагенезиса, развитого в штокверках и наклаывающегося на метасоматиты и жилы предшествующих стадий, характерны прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры (фиг. 10в–д). Прожилково-вкрапленные текстуры распространены преимущественно в пределах штокверковых руд в рудных телах 5 и 3, а брекчиевые текстуры отмечены, главным образом, в пределах рудного тела 2. Прожилково-вкрапленная минерализация представлена маломощными (от долей мм до первых см) прожилками и метасоматическими линзами и гнездами зонального гребенчатого кварца, серицита или сидерита с рудными минералами и золотом. Микротекстура прожилков преимущественно гребенчатая и ритмично-полосчатая, реже массивная. Ритмичность обусловлена чередованием микроскопических зон (0.1–2 мм) адуляра (только вдоль зальбандов), гребенчатого кварца и мелкозернистого серицит-кварцевого агрегата. В центральных частях прожилков и гнезд локализуется основная масса рудных минералов и золота. Здесь же отмечаются друзовые текстуры, возникшие в результате заполнения пустот в кварце сидеритом или серицитом. Микротекстура серицитовых и сидеритовых прожилков и гнезд преимущественно массивная.

Брекчиевые текстуры сформировались в мощной зоне дробления в центральной части месторождения (рудное тело 2). Угловатые обломки размером от долей миллиметра до 10–12 см представлены жильными образованиями I и II этапов и синхронными им метасоматитами (фиг. 10г–е). Обломки местами в значительной степени замещены кварцевым и серицит-кварцевым агрегатом золото-кварцевого парагенезиса с вкрапленностью рудных минералов и золота. Цемент представлен гребенчатым зональным расщепленным кварцем и мелкозернистым серицит-кварцевым агрегатом с вкрапленностью рудных минералов и золота. Наличие обломков жил первого и второго этапов наряду с обломками измененных вмещающих пород в брекчиевых рудах третьего этапа свидетельствует о значительных синрудных тектонических подвижках и подтверждает предложенную последовательность минералообразования.

Сидерит-серицитовый парагенезис представлен тонкими прожилками сидеритового, серицитового или сидерит-серицитового состава преимущественно массивной микротекстуры. Среди массивных выделений серицита и сидерита отмечается вкрапленность рудных минералов и золота.

Четвертая (пострудная) стадия минералообразования представлена кальцитовыми жилами и прожилками массивной, брекчиевой или полосчатой текстуры, развитыми в основном на флангах месторождения. Полосчатость обусловлена наличием в кальцитовых жилах нескольких маломощных (1–10 мм) ритмов с переотложенным кварцем, рудными минералами и золотом.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Минеральный состав руд месторождения Биркачан на разведочном этапе был детально изучен сотрудниками ЦНИГРИ (Наталенко и др., 2002), поэтому в настоящей статье приведены основные минералогические особенности руд месторождения, установленные ранее. Кроме того, в разделе рассмотрены новые данные, полученные в СВКНИИ ДВО РАН (Горячев и др., 2017; Савва, 2018) и ИГЕМ РАН, и представлены новые фотографии, выполненные в ИГЕМ РАН в 2021 г.

Таблица 2. Элементный состав (г/т) изученных образцов эпитеpmальных руд месторождения Биркачан

Название	Биркачан					Среднее
№ пробы	Бир-1	Бир-2	Бир-3	Бир-4	Бир-5	
Au	33	1.1	0.74	15	18	13.56
Ag	14	8	10.8	5.5	9.9	9.64
As	3.5	11	20	10	12	11.30
Sb	18	8.3	11	4.7	9.4	10.28
Cu	30	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	6.00
Pb	3.6	4.7	5.1	11	12	7.28
Zn	7.5	<ПО	12	13	4.8	7.46
Li	33	75	84	40	52	56.80
Be	0.46	0.53	0.81	0.56	0.64	0.60
Sc	9.4	9.1	11	14	13	11.30
Ti	87	88	243	678	773	373.80
V	5.1	18	9.4	41	42	23.10
Cr	24	30	25	30	12	24.20
Mn	62	75	56	81	54	65.60
Co	0.68	1.3	4.3	0.75	0.36	1.48
Ni	2.2	1.8	3	1.9	0.9	1.96
Bi	0.071	<ПО	<ПО	0	<ПО	0.01
Ga	2.5	2.3	1.9	9.1	9.7	5.10
Se	<ПО	3.6	9.2	15	17	8.96
Rb	36	6.3	16	63	61	36.46
Sr	131	114	167	263	352	205.40
Y	1	0.89	3.9	10	10	5.16
Zr	7	7.3	16	68	61	31.86
Nb	0.017	<ПО	0.43	4	3.5	1.59
Mo	0.109	25	4.4	5.1	5	7.92
Cd	0.006	0.027	0.007	0.068	0.025	0.03
In	<ПО	0.011	<ПО	0.013	0.034	0.01
Sn	1.4	0.55	0.01	<ПО	0.93	0.58
Te	0.2	<ПО	<ПО	<ПО	0.62	0.16
Cs	2.8	2.2	4.4	2	2.4	2.76
Ba	310	54	47	194	376	196.20
La	2.2	1.8	4.7	13	17	7.74
Ce	4.3	4.1	10	27	36	16.28
Pr	0.42	0.43	1.1	3	4.7	1.93
Nd	1.5	1.7	4.1	11	19	7.46
Sm	0.17	0.31	1.1	1.9	3.2	1.34
Eu	0.05	0.04	0.25	0.41	0.69	0.29
Gd	0.18	0.2	1.1	1.4	3.7	1.32
Tb	0.01	0	0.14	0.25	0.38	0.16
Dy	0.11	0.12	0.62	1.5	1.6	0.79
Ho	0.01	0.004	0.089	0.31	0.32	0.15
Er	0.06	0.06	0.26	1	1	0.48
Tm	<ПО	<ПО	0.017	0.13	0.13	0.06
Yb	0.04	0.05	0.21	1	0.92	0.45

Таблица 2. Окончание

Название	Биркачан					Среднее
№ пробы	Бир-1	Бир-2	Бир-3	Бир-4	Бир-5	
Lu	<ПО	<ПО	0.007	0.15	0.14	0.06
Hf	<ПО	<ПО	0.06	1.3	1	0.47
Ta	<ПО	<ПО	<ПО	0.12	0.03	0.03
W	2	<ПО	0.79	19	6.6	5.68
Tl	0.2	<ПО	0.09	0.34	0.29	0.19
Th	0.48	0.38	0.86	3.2	2.6	1.50
U	0.15	0.51	3.2	1.3	1	1.23
ΣREE	9.06	8.82	23.69	62.05	88.78	38.48
ΣLREE	8.65	8.38	21.25	56.31	80.59	35.04
ΣHREE	0.41	0.44	2.44	5.74	8.19	3.45
ΣLREE/ΣHREE	20.88	19.00	8.70	9.81	9.84	13.65
Rb/Sr	0.27	0.06	0.10	0.24	0.17	0.17
Sr/Ba	0.42	2.11	3.55	1.36	0.94	1.68
Y/Ho	166.67	222.50	43.82	32.26	31.25	99.30
LaN/YbN	31.80	24.46	15.20	8.83	12.55	18.57
LaN/SmN	8.08	3.63	2.67	4.27	3.32	4.39
GdN/YbN	3.10	3.24	4.24	1.13	3.25	2.99
Co/Ni	0.31	0.72	1.43	0.39	0.40	0.65
U/Th	0.31	1.34	3.72	0.41	0.38	1.23
Au/Ag	2.33	0.14	0.07	2.74	1.83	1.42
Eu/Eu*	1.50	—	0.84	0.80	0.82	0.79
Ce/Ce*	1.07	1.16	1.04	1.08	1.07	1.08
Eu/Sm	0.32	0.13	0.23	0.22	0.22	0.22
ΣCe	8.42	8.03	19.90	54.00	76.70	33.41
ΣY	0.53	0.67	3.30	5.77	9.89	4.03
ΣSc	0.11	0.12	0.49	2.28	2.19	1.04

Примечание. Метод плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS), лаборатория ИГЕМ РАН (аналитик Я.В. Бычкова). Золото в пробах определяли методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220 Z (аналитик В.А. Сычкова); ПО – предел обнаружения. $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N \cdot (Tb_N \cdot Eu_N)^{1/2})^{1/2}$; $Ce/Ce^* = Ce_N/((2La_N + Sm_N)/3)$; REE – PЗЭ; LREE – легкие PЗЭ; HREE – тяжелые PЗЭ. $\Sigma Ce = La + Ce + Pr + Nd$, $\Sigma Y = Sm + Eu + Gd + Dy + Ho$, $\Sigma Sc = Er + Yb + Lu$.

Руды месторождения Биркачан характеризуются сложным минеральным составом, в них установлено около 40 минералов (табл. 3). Однако по набору главных минералов они достаточно просты. Среди жильных минералов преобладают кварц, серицит и сидерит. Среди рудных минералов резко доминирует пирит. Реже отмечаются блеклые руды, самородное золото и халькопирит (фиг. 11). Остальные рудные минералы распространены незначительно. Основная масса из них приходится на сульфосоли, сульфиды и селениды серебра (фиг. 11, 12). Сульфидность руд в среднем 0.1–0.5%.

В большинстве рудных минералов, включая самородное золото, встречена примесь ртути от

0.1 до 1.50 мас. % (Наталенко и др., 2002; Савва, 2018). В рудах присутствуют минералы ряда акантит–науманнит – $Ag_2(S,Se)$ (фиг. 11, 12). Среди мышьяковистых сульфосолей серебра установлены пирсеит и Se-содержащий пирсеит (Наталенко и др., 2002; Савва, 2018). В настоящее время в серии пирсеит – полибазит $[(Ag,Cu)_{16}(As,Sb)_2S_{11}]$ выделено четыре минеральных вида: пирсеит-Тас, полибазит-Тас, пирсеит-Т2ас и пирсеит-M2a2b2с, объединенных в семейство политипов (Bindi et al. 2007). Рентгеновское исследование не проводилось из-за малого размера зерен, поэтому в статье используется название – пирсеит. На фиг. 11 представлены наиболее характерные минеральные сростания в рудах по скважинам с раз-

Таблица 3. Минеральный состав руд месторождения Биркачан

Группы минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Диксит, каолинит серицит, кварц, адуляр, сидерит	Кальцит Хлорит	Эпидот Апатит*
Рудные	Пирит Марказит Ag-тетраэдрит	Низкопробное самородное золото Se-полибазит* Se-пирсеит Стефанит Сфалерит Халькопирит Галенит Арсенопирит Рутил	Hg-самородное серебро Hg-самородное золото Se-акантит Se-стефанит Se-пираргирит Фрейбергит* Ленаит, ялпаит Науманнит, гессит* Алтаит*, кубанит* Полиаргирит* Пирротин*
Гипергенные	Лимонит Ярозит	Малахит Азурит	Пирролизит Ютенбогаардит

Примечание: *минералы, установленные микрозондовым анализом (Наталенко и др., 2002).

Остальные минералы подтверждены нашими определениями.

личных глубин. Примесь селена в галените, в блеклых рудах и сульфосолях серебра характерна для месторождения в целом, однако собственные минералы селена (клаусталит и науманнит) обнаружены на нижних горизонтах рудных тел 2 и 5. Области распространения галенита и клаусталита, а также сонахождения галенита и сфалерита, в значительной степени совпадают с контурами рудных тел и локальными участками повышенных содержаний золота.

Самородное золото месторождения Биркачан имеет среднее значение пробности 643‰ с полимодальным распределением и максимумом в области 650–700‰ (фиг. 12з). Оно преимущественно мелкое, 0,1–0,25 мм — около 70%; около 20% представлено тонким золотом (<0,1 мм). Отмечается как “свободное” золото в кварц-гидрослюдистом материале (фиг. 12ж), так и “связанное” — в сростании с пиритом, халькопиритом, агвиларитом и науманнитом (фиг. 11, 12). Агвиларит (Ag₄SSe) диагностирован предположительно на основании химического состава. Для точной его диагностики необходимы рентгеноструктурные данные для этого минерала, т. к. в системе Ag₂S—Ag₂Se предполагается существование двух серий твердых растворов: 1) моноклинная “акантит-подобная” серия (от Ag₂SAg₂S_{0,4}Se_{0,6}) и 2) ромбическая “науманнит-подобная” (от Ag₂S_{0,3}Se_{0,7}Ag₂Se) (Bindi, Pingitore, 2013).

В ранних адуляр-кварцевых жилах и околожильных метасоматитах была установлена продуктивная рудная минерализация (Горячев и др.,

2017; Савва, 2018). В пирите отмечены каплевидные включения низкопробного золота и галенита (фиг. 12а, б).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ

В строении и составе рудных тел месторождения Биркачан установлена вертикальная минералогическая зональность (Наталенко и др., 2002). *Надрудный уровень* характеризуется развитием диксит-каолинитовых метасоматитов (аргиллитовой шляпы). Для *верхне-среднерудного уровня* типичны: околожильные серицит-кварцевые метасоматиты, которым сопутствуют акантит, сульфосоли серебра, серебристые блеклые руды, тесная ассоциация сфалерита с галенитом, повышенное количество сидерита (3–15%), золото-серебряное отношение — Au/Ag < 1. Для *нижне-рудного-подрудного уровня* характерны: низкотемпературные эпидот-хлоритовые пропилиты, присутствие арсенопирита, марказита, сфалерита (без сопутствующего галенита), низко-серебристые блеклые руды, золото-серебряное отношение — Au/Ag > 1. При документации керн скважин месторождения Биркачан (в интервале от 40 до 400 м) нами была отмечена вертикальная минералогическая зональность, выражающаяся в повышении роли сульфидов железа — на глубоких горизонтах, а минералов сурьмы и мышьяка — на верхних.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Изучено 20 образцов минерализованных прожилков месторождения Биркачан, представляющих гидротермальную минерализацию эпипермального типа. В 9 образцах удалось обнаружить пригодные для микротермометрических исследований флюидные включения.

Среди флюидных включений в соответствии с известными критериями (Реддер, 1987) были выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. К первичным отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина, либо приуроченные к зонам роста. Вторичными считались включения, приуроченные к секущим минерал-хозяин трещинам. Первично-вторичные флюидные включения приурочены к трещинам, не достигающим внешних границ кристаллов и зерен, а по фазовому наполнению аналогичны первичным включениям.

Встречены флюидные включения, по фазовому составу относящиеся к одному типу (фиг. 13а): двухфазовые газовой-жидкие включения водно-солевых растворов. Для термо- и криометрических исследований выбирались прежде всего флюидные включения, равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца и отнесенные нами к первичным включениям. Однако по первично-вторичным и вторичным включениям также были получены параметры фазовых переходов.

Данные термо- и криометрических исследований более 300 индивидуальных флюидных включений в кварце рудных жил месторождения Биркачан приведены в табл. 4 и на фиг. 13б, в. Рудообразующий флюид содержал хлориды Na, Mg и K. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений (от -26 до -31°C). Двухфазовые газовой-жидкие флюидные включения в кварце гомогенизируются в жидкость при температурах от 93 до 291°C , концентрация солей изменяется от 0.2 до 7.0 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида составляет $0.74\text{--}0.99\text{ г/см}^3$.

Валовый химический состав флюидов из флюидных включений в кварце приведен в табл. 5 и на диаграмме фиг. 13г. Во флюиде среди катионов главную роль играют (г/кг H_2O): Na ($0.9\text{--}5.0$) и K ($0.4\text{--}1.2$), а Ca (0.1) и Mg ($0.001\text{--}0.04$) находятся в подчиненном количестве. Установлены заметные количества таких компонентов, как (г/кг H_2O): SO_4^{2-} (3.2), Cl ($0.9\text{--}3.4$), HCO_3^- (9.9), CO_2 ($8.7\text{--}14.8$) и CH_4 ($0.55\text{--}0.63$).

Кроме того, в составе флюида выявлены микрокомпоненты (мг/кг H_2O): Br ($1.4\text{--}19.6$), As ($450\text{--}1263$), Li ($2.7\text{--}11.1$), B ($2.3\text{--}1106$), Rb (0.6), Cs (0.01), Sr (0.12), Mo (5.2), Sb (712), Pb (0.12), Bi (0.01), Th (0.02), Ge ($0.6\text{--}1.2$), Mn (0.24), V (0.09),

Cr (0.8), Zr ($0.07\text{--}0.15$), Sn (0.15), W ($0.03\text{--}17.7$), Au ($0.10\text{--}0.41$), Hg (0.18), Tl (0.02) и REE ($0.01\text{--}0.02$). Основные показатели состава флюида: $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 15.8\text{--}23.6$, $\text{Na/K} = 2.3\text{--}4.3$, а $\text{K/Rb} = 2007$. Реальная соленость флюидов составляет $0.5\text{--}2.0$ мас. %, что практически совпадает с диапазоном данных, полученных микротермометрическим методом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

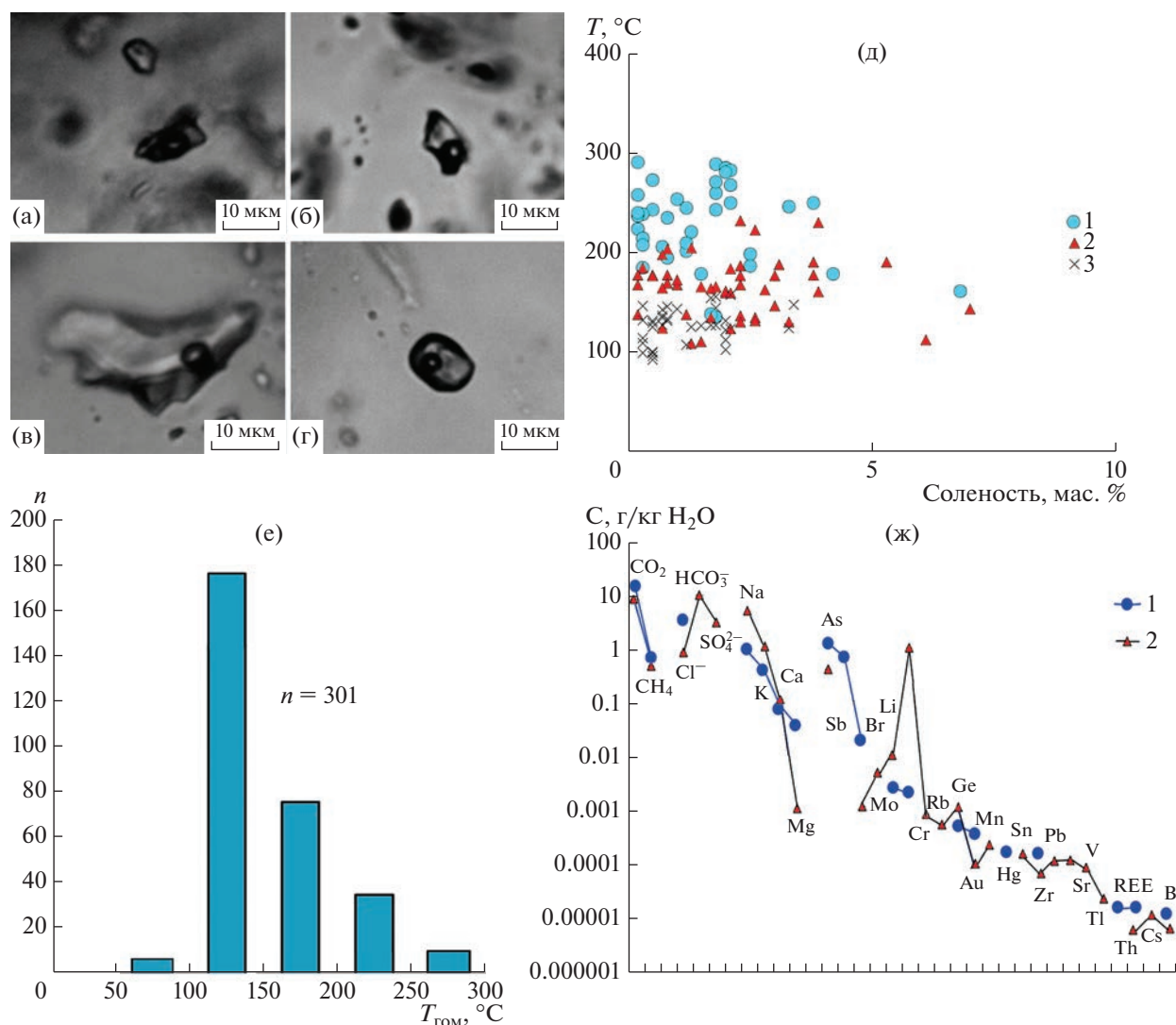
Проблема возраста месторождения

Проблема возраста Au–Ag-эпипермальной минерализации имеет в КВП важнейшее металлогеническое значение (Сидоров и др., 2021). Сторонники палеозойского возраста считают, что эпипермальные месторождения КВП, включая Биркачан, образовались на границе девона и карбона (Котляр и др., 2001; Акинин и др., 2020). По Биркачанскому рудному полю Rb–Sr методом получены три изохроны (млн лет): 324 ± 6 – ранний карбон (по четырем анализам); 172.6 ± 2.8 – средняя юра (по семи анализам); 159.4 ± 4.5 – поздняя юра (по трем анализам), которые соответствуют упомянутым выше трем основным стадиям минералообразования: первой (дорудной), второй (слабопродуктивной) и третьей (продуктивной) (Наталенко и др., 2002).

На основании полученных изотопных датировок М.В. Наталенко и др. (2002) полагают, что месторождение Биркачан юрского возраста ($170\text{--}150$ млн лет) и время его образования совпадает с Яно-Колымским орогенезом. Однако, как упоминалось ранее, нами была установлена золотоносная минерализация в ранних (дорудных) кварц-адуляровых жилах месторождения Биркачан.

Следует отметить, что в модели образования эпипермальных месторождений вулканизм и рудообразование сближены во времени. Рассмотрим в качестве примера детально изученное эпипермальное Au–Ag-месторождение Хишикари (Япония) – одно из крупнейших в мире, которое образовалось в течение плейстоцена. K–Ag возраст указывает на то, что вулканическая активность на месторождении продолжалась от 1.78 до 0.51 Ma (Izava et al., 1990), а минерализация отложилась между 1.25 и 0.66 Ma (Izava et al., 1993; Sekine et al., 2002). Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста адуляра показали, что интервалы формирования между отдельными продуктивными жилами варьировали приблизительно от 40000 до 130000 лет, а общая продолжительность минерализации в жиле составляла около 250000 лет (Sanematsu et al., 2003).

Таким образом, генетические построения М.В. Наталенко и др. (2002), основанные на данных Rb–Sr изотопного датирования, противоречат модели эпипермального рудообразования.



Фиг. 13. Результаты изучения флюидных включений в кварце рудных жил и прожилков месторождения Биркачан. а–г – двухфазовые флюидные включения в кварце рудных жил и прожилков; д – диаграмма “температура–соленость” для минералообразующих флюидов: разными значками показаны разные типы включений (1 – первичные, 2 – первично-вторичные, 3 – вторичные); е – гистограмма температур гомогенизации флюидных включений; ж – химический состав минералообразующего флюида: 1 – проба 1408-138-78.6, 2 – проба Бир-2.

Отмеченное выше противоречие еще раз ставит вопрос о надежности радиометрических методов датирования возрастов парагенетически “непозиционных” минералов.

Роль надвига в формировании месторождения

В мезозойской версии геолого-генетической модели (Наталенко и др., 2002) месторождение Биркачан локализовано в автохтонной плите перед фронтом надвига позднеюрского времени (см. фиг. 3), рудоэкранирующая роль которого усилена вовлечением в подошву углисто-глинистых сланцев нижнего карбона.

В палеозойской версии модели надвиг играет другую, но также заметную роль (Волков и др., 2014). Мы полагаем, что благодаря надвигу это среднепалеозойское месторождение в юрско-раннемеловое время, по-видимому, было перекрыто породами аллохтона и таким образом захоронено, и поэтому оказалось слабо эродировано, на что указывают сохранившиеся над рудными телами реликты аргиллизитовой шляпы (Наталенко и др., 2002). Естественно, что юрско-раннемеловая и последующая позднемеловая тектоно-магматические активизации могли привести к структурным и минералого-геохимическим изменениям захороненных палеозойских эпитеpmальных месторождений, ремобилизации и пере-

Таблица 4. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце месторождения Биркачан

№ пробы	Тип включений*	<i>n</i>	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	<i>C</i> , мас. % экв. NaCl	<i>d</i> , г/см ³
214/ <i>n</i> 99	1 П	3	289	–29	–1.1	1.8	0.74
	1 П-В	20	109–178	–26...–31	–0.5...–0.8	0.8–1.3	0.90–0.96
202.7/4	1 П	19	136–139	–28	–1.0...–1.1	1.7–1.8	0.94–0.95
	1 П-В	7	111	–27	–0.9	1.5	0.96
215/2 <i>n</i> 99	1 П	18	162–243	–27...–28	–0.2...–4.3	0.3–6.8	0.81–0.96
	1 П-В	26	113–147	–26...–27	–0.4...–4.4	0.7–7.0	0.94–0.99
215/1 <i>n</i> 99	1 П	16	179–199	–27...–28	–0.9...–1.5	1.5–2.5	0.89–0.90
	1 П-В	3	138	–28	–0.1	0.2	0.93
Б-243-81.0	1 П	12	210–291	–27...–28	–0.1...–1.2	0.2–2.0	0.71–0.86
	1 П-В	9	168–204	–26...–27	–0.1...–1.3	0.2–2.1	0.87–0.91
	1 В	14	93–147	–25...–27	–0.2...–0.5	0.3–1.0	0.93–0.97
Б-243-98	1 П	9	240–273	–27...–29	–0.1...–0.3	0.2–0.5	0.75–0.80
	1 П-В	11	131–168	–26...–28	–0.6...–1.6	1.0–2.6	0.91–0.96
	1 В	13	101–125	–26...–27	–0.2...–2.0	0.3–3.3	0.95–0.97
Б-244-112.6	1 П	15	235–260	–28...–29	–0.1...–2.3	0.2–3.8	0.78–0.83
	1 П-В	17	177–198	–26...–27	–0.1...–3.3	0.2–5.3	0.87–0.92
	1 В	4	133–135	–25...–27	–0.2...–0.4	0.3–0.7	0.94
Б-2102-338.0	1 П	16	179–215	–27...–29	–0.2...–2.6	0.3–4.2	0.85–0.92
	1 П-В	19	160–173	–26...–28	–0.4...–2.4	0.7–3.9	0.90–0.94
	1 В	11	126–158	–25...–28	–0.4...–1.3	0.7–2.1	0.93–0.95
Б-2102-340	1 П	10	243–283	–26...–29	–1.1...–1.3	1.8–2.1	0.76–0.82
	1 П-В	16	163–232	–26...–27	–0.8...–2.4	1.3–3.9	0.84–0.93
	1 В	13	123–148	–25...–27	–0.9...–2.1	1.5–3.4	0.94–0.96

Примечание. * П – первичные, П-В – первично-вторичные, В – вторичные. 1 – двухфазовые газово-жидкие включения. *n* – количество изученных включений. *d* – плотность флюида. Всего *n* = 301.

отложению части минерализации, что объясняет различные изотопные возрастные датировки (Сидоров и др., 2021).

Следует отметить, что рассмотренные выше версии не противоречат друг другу в прогнозно-поисковом отношении, хотя они по-разному трактуют благоприятную в целом для рудообразования роль крупных надвигов. Наличие последних в вулcano-структурах КВП и других вулканических поясах может служить важным прогнозно-поисковым критерием, указывающим на возможность обнаружения крупных эпитеpмальных месторождений, в том числе и не выходящих на поверхность.

Геохимические особенности руд

Микроэлементы и РЗЭ активно реагируют на окислительно-восстановительную среду природных обстановок. Изучение распределения микроэлементов и РЗЭ в рудах месторождения позволя-

ет получить дополнительную информацию об условиях рудообразования.

Легкие РЗЭ при повышении давления переходят в водный флюид, а тяжелые удерживаются в магме, что позволяет считать первые “гидрофильными”, а вторые “магмафильными” элементами (Жариков и др., 1999). Кроме того, РЗЭ были разделены на три группы: цериевые – La, Ce, Pr, Nd, иттриевые – Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, скандиевые – Er, Yb, Lu (Минеев, 1974). Табл. 2 показывает, что в спектре РЗЭ изученных руд и вмещающих пород преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы. Повышенные содержания W, Li, As, Mo и довольно высокие значения Sr/Ba, Y/Ho, по-видимому, свидетельствуют об участии в рудообразовании магматического флюида (Волков и др., 2016).

Eu- и Ce-аномалии обычно рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования (Jones, Manning, 1994). В рудах месторождения Биркачан зна-

Таблица 5. Состав рудообразующих флюидов месторождения золота Биркачан

Компонент	1408-138-78,6	Бир 2
Макрокомпоненты, г/кг воды		
CO ₂	14.8	8.7
CH ₄	0.63	0.55
Cl ⁻	3.4	0.9
SO ₄ ²⁻	—	3.2
HCO ₃ ⁻	—	9.9
Na	0.9	5.0
K	0.4	1.2
Ca	0.1	0.1
Mg	0.04	0.001
Микрокомпоненты, 10 ⁻³ г/кг воды		
Br	19.62	1.36
As	1263.35	449.61
Li	2.73	11.14
B	2.26	1105.86
Rb	—	0.58
Cs	—	0.01
Sr	—	0.12
Mo	—	5.20
Sb	711.69	—
Pb	—	0.12
Bi	0.01	0.01
Th	0.02	—
Ge	0.55	1.18
Mn	—	0.24
V	—	0.09
Cr	—	0.82
Zr	0.15	0.07
Sn	—	0.15
W	0.03	17.66
Au	0.408	0.10
Hg	0.18	—
Tl	—	0.02
REE	0.02	0.01
Na/K	2.3	4.3
CO ₂ /CH ₄	23.6	15.8
K/Rb	—	2007
Соленость, мас. %	0.5	2.0

Примечание. Прочерк — компонент не обнаружен.

чения Ce/Ce* в основном слабо положительные, а Eu/Eu* — варьируют от слабо-положительных значений в образце Бир-1 до слабо отрицатель-

ных в других образцах (см. табл. 2). Такое сочетание Ce/Ce* и Eu/Eu* указывает на окислительные условия, существовавшие при отложении эпитеpмальных руд месторождения (Jones, Manning, 1994).

Характер распределения и форма кривых на графиках спектров РЗЭ (фиг. 9), а также сочетание отношений Eu/Eu* и Ce/Ce* (см. табл. 2) изученных руд обладают большим сходством с вмещающими породами кедонской серии (Волков и др., 2016). Эти факты позволяют сделать предположение, что вмещающие вулканиты и андезитовые магмы — наиболее вероятные источники рудного вещества для рудообразующих флюидов.

Сравнительный анализ средних содержаний микроэлементов и РЗЭ руд эпитеpмальных Au—Ag-месторождений КВП Кубака, Биркачан и Бургали показывает почти полную аналогию в составе и спектрах распределения, что свидетельствует о сходных условиях рудообразования этих месторождений (Волков и др., 2021). В отличие от других изученных месторождений КВП, в спектре распределения РЗЭ руд месторождения Биркачан отсутствуют ярко выраженные положительные европиевые аномалии.

Сопоставление полученных данных с опубликованными примерами (Винокуров и др., 1999; Кравцова, 2010; Волков и др., 2018) свидетельствует о том, что установленные закономерности — бедность руд редкоземельными элементами, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми — типичны для эпитеpмальных рудообразующих систем КВП.

Особенности минерального состава руд

Проведенное изучение показало, что руды месторождения Биркачан относятся к классу убогосульфидных (сульфидность — 0.1–0.5%), что типично для эпитеpмальных Au—Ag-месторождений КВП (Волков и др., 2016; Горячев и др., 2017) и указывает на региональную распространенность этого достаточно необычного для эпитеpмальных месторождений явления. Сульфиды по составу характеризуются резким дефицитом серы, которая нередко компенсируется селеном, реже мышьяком. Низкой сульфидностью месторождение Биркачан резко отличается от поздне-мезозойских эпитеpмальных месторождений ОЧВП (Савва, 2018). Отсутствие сульфидов в рудах месторождения, по-видимому, обусловлено обедненными серой архейскими кристаллическими породами Омолонского кратонного террейна — фундамента КВП (Волков и др., 2011).

В рудах месторождения Биркачан достаточно широко распространены селен-содержащие минералы. Н.Е. Савва (2005) показала, что накопление Se происходит в углефицированных осадоч-

ных толщах при прорыве их вулканическими телами. Эти толщи служат промежуточными коллекторами Se. В последующие стадии Se возгоняется и обогащает эпиптермальные руды. В данном случае высоко углефицированы отложения корбинской свиты, которые прорываются поздними кварц-карбонатными продуктивными жилами месторождения Биркачан.

Уровень эрозии месторождения

Расстояние между месторождениями Кубака и Биркачан по прямой – 25 км. Эти месторождения образовались в сходной тектонической обстановке, имеют сходное геологическое строение и вещественный состав, запасы золота и серебра (табл. 6). Для них характерна низкая сульфидность руд и низкое золото-серебряное отношение в них (табл. 6).

Однако среднее содержание золота в рудах месторождения Кубака (19.1 г/т) почти в 8 раз выше, чем в биркачанских рудах (2.4 г/т). Кроме того, месторождение Кубака отличается высокими средними содержаниями золота в рудах, более высокой средней пробностью золота, меньшим вертикальным размахом промышленной минерализации (см. табл. 6).

Месторождение Биркачан менее эродировано, чем Кубака. Это отразилось как в составе метасоматитов Биркачана (надрудные аргиллизиты), так и в минералогии руд (широко распространены ртутистые и селенистые фазы минералов золота и серебра). Можно предположить, что бедные штокверковые руды были полностью эродированы и сохранилась только богатая часть месторождения Кубака.

Таким образом, месторождение Биркачан слабо эродировано, что позволяет прогнозировать выявление новых рудных тел на глубоких горизонтах.

Сопоставление с аналогичными месторождениями

Сравнительный анализ показал, что определенным сходством с Биркачаном, учитывая его штокверковые и брекчиевые руды, обладает суперкрупное низкосульфидизированное месторождение Раунд Маунтин (Невада, США), с суммарной добычей (1906–2020 гг.) около 500 т и запасами более 600 т золота. Средние содержания золота и серебра в руде в настоящее время варьируют от 0.7 до 0.4 г/т и от 11.4 до 5.9 г/т соответственно². Вмещают месторождение Раунд Маунтин олигоценые, фельзитовые вулканические породы (мощностью 1 км) и палеозойские метасадочные толщи. Вмещающие риолитовые туфы

датируются $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом 26.5–26.0 млн лет (Henry et al., 1997). Вмещающие породы были сильно изменены от пропицитов до аргиллизитов; от кварц-серицитовых и кварц-адуляровых метасоматитов до кварцитов.

Месторождение расположено над крутым контактом между палеозойскими и гранитными породами фундамента и вышележащими вулканическими образованиями. Рудная залежь – штокверк 1800×1500 м в плане, вытянута в северо-западном направлении и прослежена на глубину не менее 400 м. Минерализация контролируется кольцевой зоной разлома в краевой части палеокальдеры, западная часть которой скрыта четвертичными отложениями. Месторождение сформировалось в течение около 0.1 млн лет в конце вулканизма, после коллапса кальдеры (Henry et al., 1997). Большая часть минерализации содержится в риолитовых туфах, в которых первичные сульфиды (преимущественно пирит) в результате выветривания окисляются до гетита, гематита и ярозита. Ранние безрудные прожилки в туфах представлены хлоритом, пиритом ± кальцитом, поздние продуктивные прожилки сложены кварцем, адуляром и пиритом. Минерализация в блоке Стеббинс-Хилл, в центральной части рудной залежи, накладывается на окремненные и аргиллизированные брекчии. Преобладает низкопробное самородное золото, с которым ассоциируют в основном кварц, калиевый полевой шпат (адуляр), пирит, смектит и оксиды железа. В восточной части месторождения в зонах разломов установлен супергенный алунит, изотопный возраст которого по данным K–Ar датирования – 10–12 млн лет (Sander, Einaudi, 1987). Вполне вероятно, что алунит, отмечающийся на верхних горизонтах месторождения Биркачан (Наталенко, 2003), также супергенного происхождения. Физико-химические параметры минералообразующих флюидов: температуры гомогенизации 220–280°C, концентрация солей 0.6–1.1 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида 0.76–0.85 г/см³ (Nash, 1972; Lindblom, 1991) близки к таковым месторождения Биркачан (см. ниже).

Условия рудообразования и возможная генетическая модель

Параметры минералообразующих флюидов месторождения Биркачан (температуры гомогенизации 93–291°C, концентрация солей 0.2–7.0 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида 0.71–0.99 г/см³) соответствуют типичным среднетемпературными флюидам эпиптермальных низкосульфидизированных месторождений с низкой соленостью (Simmons et al., 2005). Отсутствие существенно-газовых включений и других признаков вскипания рудоносных растворов позволяет исключить это явление, характерное для многих

² Home – Kinross Gold Corporation.

Таблица 6. Сравнительная характеристика эпитермальных Au–Ag-месторождений КВП Биркачан и Кубака

Биркачан	Кубака
<i>Состав вмещающих пород</i>	
1) D ₂₋₃ ggn (гурникская толща) – андезидациты; 2) D ₃ субвулканические тела – дациты; 3) C ₁ krb (корбинская свита) – туфы и углистые алевролиты; 3) (C ₃ -K ₁ ?) – дайки, силлы и штоки гранодири- тов, кварцевых диоритов, силлы и штоки риолитов	1) D ₂₋₃ kd (кедонская свита) – андезиты и их туфы; 2) C ₁ krb (корбинская свита) – туфы и углистые алевро- литы; 3) (J ₃ -K ₁₋₂) дайки долеритов, базальтов и риолитов
<i>Возраст оруденения</i>	
Оруденение полихронное: *** I – 324 млн лет. II – 172 млн лет III – 159 млн лет	Оруденение полихронное:* I – 330 ± 9 млн лет * II – 169 ± 9 млн лет * III – 125 ± 6 млн лет, (113,7 млн лет)**
<i>Морфология рудных тел</i>	
1. Жильно-прожилковые зоны. Аз. пр. 60°–65°, мощ- ность 2.6–12 м, протяженность 0.4–0.8 км. 2. Линейный штокверк 1800 × 250 × 150 м	Жилы и штокверковые зоны. Аз. пр. 35°–45°, мощ- ность 1–3 м, раздувы до 20 м, протяженность 0.8 км
<i>Текстуры руд</i>	
Преобладание прожилково-вкрапленных и брекчиевых	Преобладание брекчиевых и кокардовых в сложном сочетании с колломорфно-полосчатыми и каркасно- пластинчатыми
<i>Основные жильные минералы (на 100%)</i>	
Кварц, халцедон – 75 Адуляр – 10 Гидролюда – 5 Карбонат – 5 Диксит, каолинит, алунит – 5	Кварц, халцедон – 50 Адуляр – 15 Гидролюда – 5 Карбонат – 30 Флюорит – 5
<i>Основные рудные минералы (на 100%)</i>	
Золото самородное – 70 Науманнит, селенистый акантит – 5 Арсенопирит, пирит, марказит – 10 Ag-тетраэдрит – 3	Золото самородное – 85 Халькопирит – 5 Гематит – 15
<i>Экзотические минералы</i>	
Ртутистые золото и серебро (Hg до 3%), гессит, алтаит, штернберgit, ленаит, ялпаит, ютенбогаардтит	Самородные Fe, Sn, Cu; стистаит, графит. ютенбога- ардтит
<i>Пробность самородного золота, ‰</i>	
300–950; Средняя – 643	300–800; Средняя – 680
<i>Сульфидность руд, %</i>	
0.1–0.5	0.01–0.5
<i>Золото-серебряное отношение</i>	
0.4–1.5	0.01–0.3
<i>Запасы (т)</i>	
63 (потенциал >100)	100 (потенциал >125)
<i>Средние содержания (г/т)</i>	
2.4	19.7
<i>Вертикальный размах промышленного оруденения (м)</i>	
350–400	100–150

Примечание: * Сидоров и др., 2021; **Степанов, 2021; ***Наталенко и др., 2002.

золото-серебряных месторождений, в качестве ведущего механизма рудоотложения. Однако, как отмечалось выше, в образовании руд месторождения Биркачан могли участвовать магматические флюиды, смешение которых с метеорной водой и определяло резкую смену pH среды рудоотложения. Анализ полученных М.В. Наталенко и др. (2002) данных изотопного состава кислорода также позволяет предположить, что в течение минералообразования рудоносные флюиды характеризовались смешанным метеорно-магматическим составом. Наблюдается отчетливое увеличение доли метеорной воды в процессе минералообразования: на первой стадии — 6.3%, второй — 7.3...–8.9% и третьей — 11.8...–13.2% (Наталенко и др., 2002).

Геохимические и изотопные данные позволяют предложить следующую модель. Рудоносные флюиды двигались вдоль рудоносного разлома (основной рудной зоны) по восстанию вмещающих пород. При смешении рудоносных магматогенных растворов и метеорных вод происходило их разбавление, резкая смена кислотности-щелочности и окислительно-восстановительных условий. В результате из растворов осаждались рудные компоненты. Вдоль горизонта метеорных вод формировались штокверковые залежи с бедными рудами. Богатые рудные тела, представленные минерализованными брекчиями, трассируют пути потоков рудоносных флюидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биркачан представляет собой достаточно крупное эпиптермальное месторождение — уникальное на Северо-Востоке России своими штокверковыми Au–Ag-рудами. Анализ геологоструктурных особенностей месторождения показал, что наличие региональных надвигов в вулканоструктурах КВП и других вулканических поясах может служить важным прогнозно-поисковым критерием, указывающим на возможность обнаружения крупных эпиптермальных месторождений, в том числе и не выходящих на поверхность.

Выполненные исследования позволили установить геохимические особенности руд месторождения Биркачан: низкие содержания $S_{\text{общ.}}$, узкий спектр основных элементов-индикаторов; повышенные содержания W, Li, As и Mo, отрицательные Eu- и слабо положительные Ce-аномалии, высокие значения отношений Au/Ag, Sr/Ba, Y/No, U/Th и низкие значения — Rb/Sr, Co/Ni. Повышенные содержания W, Li, As, Mo и довольно высокие значения Sr/Ba, Y/No, по-видимому, свидетельствуют об участии в рудообразовании магматического флюида. Характер распределения РЗЭ, а также сочетание отношений Eu/Eu* и Ce/Ce* в изученных рудах, позволяют считать вмещающие вулканы и андезитовые магмы —

наиболее вероятными источниками рудного вещества. Установленное сочетание Ce/Ce* и Eu/Eu* соответствует окислительным условиям, существовавшим при рудоотложении.

Основные текстуры руд месторождения Биркачан — прожилково-вкрапленная, брекчиевая и ритмично-полосчатая. В линейных штокверках продуктивным золото-серицит-кварцевым парагенезисом сложены тонкие, многочисленные прожилки. На глубоких горизонтах разведаны богатые рудные тела, представленные минерализованными брекчиями, цемент которых практически нацело выполнен продуктивным золото-серицит-кварцевым парагенезисом.

Низкой сульфидностью месторождение Биркачан резко отличается от позднемезозойских аналогов в ОЧВП. В практическом отношении низкая сульфидность Au–Ag-руд месторождения обеспечивает почти 100-процентную долю свободного золота, что создает благоприятные условия для высокого процента его извлечения, в том числе и по технологии кучного выщелачивания.

Параметры минералообразующих флюидов месторождения Биркачан соответствуют типичным среднетемпературным флюидам эпиптермальных низкосульфидизированных месторождений с низкой соленостью (Simmons et al., 2005).

Геохимические и изотопные данные указывают на формирование месторождения в результате смешения рудоносных магматогенных флюидов и метеорных вод. В результате резкой смены окислительно-восстановительных условий из растворов осаждались рудные компоненты. Вдоль горизонта метеорных вод формировались штокверковые залежи с бедными рудами. Богатые рудные тела, представленные минерализованными брекчиями, трассируют пути потоков рудоносных флюидов.

Сравнительный анализ полученных результатов с данными по соседнему месторождению Кубака позволил предположить, что месторождение Биркачан слабо эродировано, что позволяет прогнозировать выявление новых рудных тел на глубоких горизонтах.

Выявленное сходство в геологическом строении, околорудных изменениях и вещественном составе руд и физико-химических параметрах минералообразующих флюидов с гигантским низкосульфидизированным месторождением Раунд Маунтин (Невада, США) показывает возможность значительного увеличения запасов месторождения Биркачан за счет увеличения объема штокверковых руд при уменьшении бортового содержания.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны руководству и геологам ОЗРК и Магаданского филиала ПАО «Полиметалл» за помощь в проведении исследований. Авторы благодарят анонимных рецензентов за критические замечания ранней версии рукописи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В., Алексеев Д.И. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 37–47.
<https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-1-37-47>
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Керзин А.Л. Лантоноиды в кварцах эпитермальных золоторудных месторождений: распределение и генетическое значение // Геохимия. 1999. № 2. С. 171–180.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. Металлогения золота и серебра кедонского (D₂₋₃) вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 460–484.
- Волков А.В., Ишков Б.И., Савва Н.Е., Сидоров А.А. Роль надвигов в формировании Au–Ag эпитермальных месторождений в палеозойском Кедонском вулканическом поясе (Северо-восток России) // ДАН. 2014. Т. 457. № 6. С. 682–686.
<https://doi.org/10.7868/S0869565214240219>
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю., Земскова М.И. Особенности эпитермального рудообразования в Кедонском палеозойском вулканоплутоническом поясе Северо-Востока России по данным геохимических исследований Au–Ag оруденения // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 3–21.
<https://doi.org/10.7868/S0203030616060079>
- Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности эпитермальных Au–Ag месторождений Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 1–20.
<https://doi.org/10.1134/S0203030618060093>
- Волков А.В., Савва Н.Е., Ишков Б.И., Сидоров А.А., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Палеозойское Au–Ag эпите-
мальное месторождение Бургаги (Северо-восток России) // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 63, № 1. С. 40–61.
<https://doi.org/10.31857/S0016777020060088>
- Гагиева А.М. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации // Вестник ОНЗ РАН. 2014. Т. 6. С. 1–12. DOI: 2014
<https://doi.org/10.2205/2014NZ000122>
- Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017.
- Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004.
- Егоров В.Н., Шерстобитов П.А. Кедонская вулканоплутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан: Кн. изд-во, 2000. С. 23–29.
- Егоров В.Н., Ермоленко В.Г., Грищенко Ш.Г. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200000 (новая серия). Лист Р-57-IV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П. и др. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001.
- Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золотосеребряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2010.
- Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4 Геология. 2006. № 4. С. 30–36.
- Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов А.Б., Вакин М.Е., Ишков Б.И., Гиллес Б., Карчавец В.П., Устинов В.И., Шергина Ю.П. Геологическое строение и минералогия руд месторождения Биркачан, Магаданская область // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.
- Наталенко М.В. Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород Биркачанского золото-серебряного месторождения, Магаданская область // Руды и металлы, 2003. № 3. С. 35–42.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1, 2.
- Савва Н.Е. О возможном источнике селена в вулканогенных месторождениях // Наука Северо-Востока России – начало века: Матер. Всеросс. научн. конф., посвящ. памяти академика К.В. Симакова и в честь его

- 70-летия (Магадан, 26–28 апреля 2005 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 208–210.
- Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Изд-во “Триумф”, 2018.
- Сидоров А.А., Волков А.В. О металлогении кратонных террейнов Северо-Востока России // Геология и геофизика. 2006. № 12. С. 1242–1257.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Савва Н.Е. Вулканизм и эпитеpмальные месторождения // Вулканология и сейсмология. 2015. № 6. С. 1–10.
<https://doi.org/10.7868/S0203030615060085>
- Сидоров А.А., Савва Н.Е., Ишков Б.И., Волков А.В., Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Возраст эпитеpмального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ограничения — дискуссия // Тихоокеанская геология 2021. Т. 40. № 2. С. 90–97.
<https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-2-90-97>
- Степанов В.А. О геологическом и изотопном возрасте золоторудных месторождений на примере золото-серебряного месторождения Кубака (Северо-Восток России) // Вестник СВНЦ. 2021. №1. С. 3–13.
<https://doi.org/10.34078/1814-0998-2021-1-3-12>
- Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
- Шпикерман В.И. Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
- Bindi L., Pingitore N.E. On the symmetry and crystal structure of aguilarite, Ag_4SeS . Mineralogical Magazine: 2013, 77, 21–31.
<https://doi.org/10.1180/minmag.2013.077.1.03>
- Bindi L., Evain M., Spry P.G., Menchetti S. The pearceite-polybasite group of minerals: Crystal chemistry and new nomenclature rules. Amer. Mineral. 2007. 92. P. 918–925.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O – NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
- Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
- Izawa E., Urashima Y., Ibaraki K., Suzuki R., Yokoyama T., Kawasaki K., Koga A., Taguchi S. The Hishikari gold deposits: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanic of southern Kyushu, Japan // Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. Elsevier, 1990. P. 1–56.
- Izawa E., Kurihara M., Itaya T. Ar ages and the initial Ar isotopic ratio of adularia-quartz veins from the Hishikari gold deposit, Japan // Resource Geology. 1993. Special Issue 14. P. 63–69.
- Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
- Henry C.D., Elson H.B., McIntosh W.C., Heizler M.T., Castor S.B. Brief duration of hydrothermal activity at Round Mountain, Nevada, determined from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology // Economic Geology. 1997. V. 92. P. 807–826.
- Lindblom S. Organic matter and gold deposition in disseminated gold deposits in Nevada // Source, Transport and Deposition of Metals. Rotterdam: Balkema, 1991. P. 553–556.
- McDonough W. F., Sun S. S. The Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Nash J.T. Fluid inclusion studies of some gold deposits in Nevada. Denver: U.S. Geol. Survey, 1972. Prof. Paper. 800.
- Sander M.V., Einaudi M.T. The Round Mountain gold-silver mine, Nye County, Nevada // Bulk Mineable Precious Metal Deposits of the Western United States / Johnson J L (Ed.) — Guidebook for Field Trips Geol. Soc. Nevada, 1987. P. 130–135.
- Sanematsu K., Watanabe K., Duncan R., Izawa E. Duration of mineralization and timing of vein at the Hishikari epithermal gold deposit, southern Kyushu, Japan, determined by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // Proceedings 25th NZ Geothermal Workshop, 2003. P. 45–48.
- Sekine R., Izawa E., Watanabe K. Timing of fracture formation of mineralization at the Hishikari deposit, southern Kyushu, Japan // Resource Geology. 2002. V. 52. P. 395–404.
- Simmons F.A., White N. C., John D. A. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. Society of Economic Geologists, Inc. P. 485–522.

УДК 553.04

ПОИСКОВО-ОРИЕНТИРОВАННАЯ МЕТОДИКА ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ БЛИЖНЕГО СНОСА НА ПРИМЕРЕ ЛОВОЗЕРСКОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА

© 2023 г. Р. М. Чефранов^{a, *}, А. В. Лаломов^{a, b, **}, А. В. Чефранова^{a, ***}

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Российская Федерация

^bПермский государственный национальный исследовательский университет,
Пермь, Российская Федерация

*E-mail: roman_chefr@bk.ru

**E-mail: lalomov@mail.ru

***E-mail: achefra@mail.ru

Поступила в редакцию 11.03.2022 г.

После доработки 22.05.2022 г.

Принята к публикации 27.09.2022 г.

Редкие металлы, в число которых входят и редкоземельные, являются важным сырьем, определяющим научно-технический уровень развития промышленности и, в первую очередь, ее инновационных технологий. Важным источником редких металлов может служить группа уникальных по генезису и минеральному составу лопаритовых россыпей, связанных с Ловозерским массивом нефелиновых сиенитов (Кольский полуостров). В настоящей работе, в пределах северной периферии Ловозерского массива, включающей Ревдинское россыпное месторождение, выделены основные факторы, контролирующие формирование редкометалльных лопаритовых россыпей ближнего сноса. Произведена формализация (численная оценка) этих факторов и выработаны мультипликативные показатели, позволяющие прогнозировать россыпной потенциал территории. Для оценки эффективности предлагаемой методики, на основании разработанных мультипликативных коэффициентов рассчитаны независимые прогнозы россыпной металлоносности для западного и восточного россыпемещающих участков Ревдинской группы россыпей. Для дополнительной верификации методики в работе приведено сравнение полученных результатов с аналогичными прогнозами, полученными посредством методов линейной регрессии и случайного леса деревьев регрессии. Разрабатываемая методика позволяет автоматизировать процесс прогнозирования параметров россыпной металлоносности, что имеет особенно большое значение для оценки сложных с точки зрения поисков и разведки глубокозалегающих россыпей, не проявленных в поверхностных шлихо-геохимических ореолах.

Ключевые слова: россыпи, редкие металлы, мультипликативные показатели, прогнозная модель

DOI: 10.31857/S0016777023020016, **EDN:** LWUBKU

ВВЕДЕНИЕ

В перечень основных видов стратегического минерального сырья входят золото, платина, олово, вольфрам, титан, цирконий, ниобий, тантал, скандий, редкие земли иттриевой группы. Редкие металлы находят широкое применение в современных высокотехнологичных отраслях промышленности — электронике, оптике, энергетике, производстве высоколегированных сплавов и т.д. Область их применения постоянно расширяется. Перспективный прогнозируемый мировой рост потребления редких металлов составляет около 10% в год. В балансе запасов этих место-

рождений россыпи составляют существенную, а иногда и преобладающую часть. Повышенная рентабельность и технологическая доступность россыпей делают их первоочередными объектами при освоении новых или реанимации старых рудно-россыпных площадей (Лаломов и др., 2015).

Легкодоступные близповерхностные россыпные объекты к настоящему времени уже выявлены и в значительной мере отработаны, а основные дальнейшие перспективы связаны со сложными с точки зрения поисков и разведки глубокозалегающими россыпями, не проявленными в поверхностных шлихо-геохимических

ореолах. Их прогнозирование возможно только на основе комплексного анализа всей совокупности россыпеобразующих факторов (наличие коренных источников, благоприятные динамические и литолого-фациальные условия концентрации россыпных минералов и др.), объединенных в геолого-генетических моделях месторождений.

Для создания таких моделей необходимо детально проанализировать данные по эволюции россыпеобразующих формаций в различных литогенетических, вещественных, геолого-структурных и литодинамических системах, конкретизировать, формализовать и ранжировать факторы россыпеобразования. Далее, на основе формализованных (количественно оцененных) факторов методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий можно создать систему пространственно привязанных мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной металлоносности. Полученные результаты могут быть использованы для создания методики прогнозной оценки россыпной металлоносности на закрытых и малоисследованных территориях. В настоящей работе в качестве объекта исследования для разработки модели редкометалльных россыпей ближнего сноса используются россыпи лопарита северной периферии Ловозерского массива.

В настоящее время единственным действующим источником редкоземельных металлов (и значительной части редких металлов) в России является Ловозерский ГОК, где добыча ведется в сложных горно-геологических условиях при низкой рентабельности, причем по мере выработки доступных ресурсов сложность горных работ и себестоимость продукции увеличиваются. В связи с этим возникает насущная потребность в диверсификации сырьевых источников комбината: разработке новых технологических схем переработки традиционных руд, вовлечении в переработку новых видов сырья (эвдиалитового и апатит-лопаритового), переходе к добыче руд открытым карьером.

Одним из возможных источников производства продукции комбината могут служить уникальные по своему составу и генезису россыпи лопарита, расположенные по периферии Ловозерского массива. Наиболее перспективным здесь является Ревдинское россыпное месторождение, приуроченное к северным предгорьям массива и являющееся основным предметом настоящего исследования в контексте развития методики прогнозно-ориентированного моделирования.

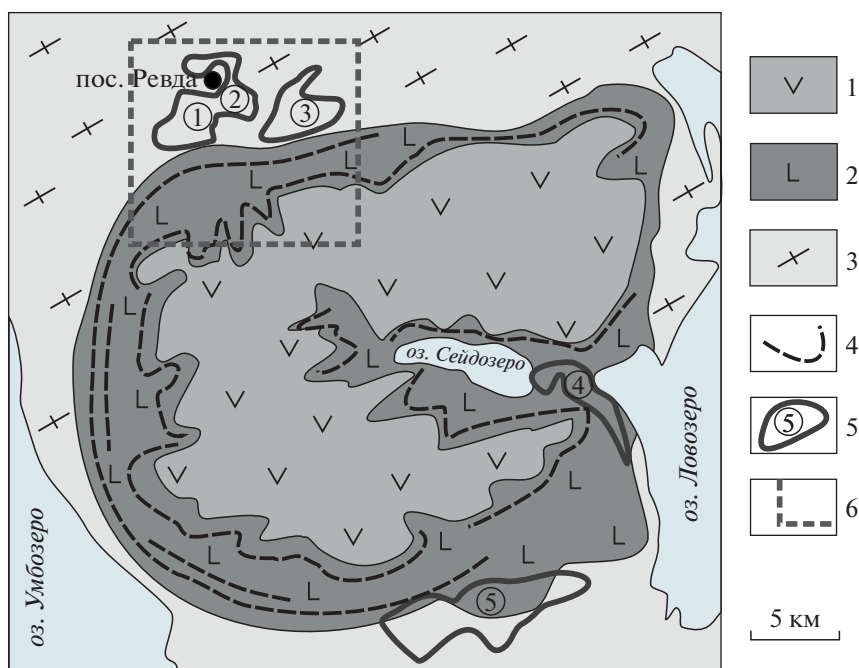
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РОССЫПЕЙ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Ловозерский массив относится к позднедевонскому комплексу щелочных и нефелиновых сиенитов и представляет собой сложнопостроенную многофазную интрузию площадью 650 км². Породы Ловозера весьма разнообразны, подавляющее их большинство относится к формации агпаитовых нефелиновых сиенитов (Пеков, 2001). Вмещающими являются докембрийские гранито-гнейсы. По данным геофизических исследований, массив имеет крутое падение, причем щелочные породы прослеживаются на глубину более 7 км (Семенов, 1972).

Основными фазами в составе массива являются дифференцированный лопаритоносный комплекс луавритов-фоййитов-уртитов и комплекс эвдиалитовых луавритов, слагающих верхнюю часть массива. Слои нефелиновых сиенитов залегают согласно, почти горизонтально (падение к центру массива не более 10°–15°). В разрезе пород дифференцированного комплекса встречаются горизонты уртитов, резко обогащенные лопаритом. Лопаритовое оруденение приурочено к верхней и нижней зонам дифференцированного комплекса. В верхней зоне залегает горизонт малиньитового состава мощностью около 20 см, содержащий до 25% лопарита, в нижней находятся несколько рудных горизонтов уртитов и реже луавритов, содержащих промышленные концентрации лопарита (Когарко, 2002). Потенциально рудоносный комплекс эвдиалитовых луавритов представлен пластообразной интрузией, прорывающей и перекрывающей породы дифференцированного комплекса. На заключительном этапе становления массива появился комплекс даек щелочных лампрофиров (Когарко, 2002). Рудник “Карнасурт” разрабатывает лопаритовые уртиты и малиньиты в составе верхней зоны дифференцированного комплекса, в нижней части заложен рудник “Умбозеро” (Пеков, 2001).

Лопаритовые россыпи в пределах Ловозерского массива и на его флангах расположены по северной периферии плутона (Шомиокский, Ревдинский и Сергеваньский участки Ревдинского месторождения), на его южном склоне (Райявская россыпь), а также во внутренней котловине и у восточного подножья массива – Сейдозерское россыпное поле (участки Губы Мотка, Прибрежный и перемычка между озерами Сейдозеро и Ловозеро) (фиг. 1).

Местоположение россыпей контролируется участками максимального вскрытия лопаритоносных пород дифференцированного комплекса (ледниковыми карами и долинами, поставившими фрагментированный обломочный материал в зону предгорий) и элементами рельефа, благоприятными для накопления лопарита: обрабо-



Фиг. 1. Схема геологического строения Ловозерского массива со снятыми четвертичными отложениями. 1 — эвдиалитовые лувяриты нерасчлененные; 2 — дифференцированный лопаритоносный комплекс лувяритов-фойяитов-уртитов; 3 — вмещающий докембрийский гранито-гнейсовый комплекс; 4 — рудные горизонты массива; 5 — редкометалльные россыпи; 1–3 — Ревдинское месторождение (поле), участки: 1 — Шомиокский, 2 — Ревдинский, 3 — Сергеваньский; 4 — Сейдозерское россыпное поле, 5 — Райяврская россыпь (по материалам Лихачев, 1963ф; Лихачев, Подрез, 1967ф; Лихачев и др., 1980ф); 6 — полигон моделирования.

таннами ледником локальными депрессиями коренного ложа (Россыпные..., 1997). В разрезе рыхлых отложений северного обрамления массива выделяются пять основных комплексов, соответствующих основным этапам развития региона в кайнозой: доледниковые элювиально-склоновые мезозойско-кайнозойские отложения е-d MZ–N (?), флювиогляциальные fgQ_{III}^{1-2} и моренные gQ_{III}^{1-2} отложения местного горного оледенения и перекрывающая морена покровного оледенения $gQ_{III}^{3-IV^1}$, а также современные элювиально-склоновые и пролювиальные отложения (Евзеров, 1978; Лихачев и др., 1980ф¹).

Россыпи Ловозерского массива приурочены к флювиогляциальным отложениям и морене местного оледенения. Отложения элювиально-склонового комплекса, развитые по гранито-гнейсовым породам, и отложения покровного оледенения слабо обогащены лопаритом, содержание в них этого минерала редко превышает 1 кг/м³. Наибольшее содержание приурочено к нижней части продуктивного пласта — комплексу гляци-

альных и флювиогляциальных отложений местного горного оледенения, характеризующихся преобладанием обломочного материала щелочных пород. Повышенное содержание лопарита до 36 кг/м³ приурочено к депрессиям коренного рельефа. Среднее содержание по Шомиокской россыпи составляет 4.5 кг/м³ при мощности пласта 17.1 м, по Сергеваньской россыпи — 3.9 кг/м³ при мощности пласта 22.65 м (Лихачев и др., 1980ф). Россыпное месторождение охватывает почти всю территорию развития шлейфа отложений местных ледников в северных предгорьях Ловозерского массива.

Лопарит в изучаемых россыпях представлен преимущественно свободными зернами с преобладающим размером от 0.05 до 0.8 мм. Это высококомплексное редкометалльное сырье. В лопарите ловозерских россыпей содержится 8.3% Nb₂O₅, 0.67% Ta₂O₅, 39.8% TiO₂, 34.9% ΣTR₂O₃ (Лихачев и др., 1980ф).

ЧИСЛЕННОЕ ПРОГНОЗНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В НАУКЕ О РОССЫПЯХ

В научной геологической литературе по прогнозированию и поискам месторождений полезных ископаемых среди множества имеющихся математических методов прогнозирования наи-

¹ Лихачев А.С., Ельников Е.И., Пантелеймонов В.М., Сотемский В.Г. Отчет о детальной разведке Шомиокского участка Ревдинского россыпного месторождения лопарита с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1980 г. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ, Апатиты, 1980. (фондовая, № ТФГИ № 2823).

большой интерес представляют три: регрессионный анализ, информационный анализ и распознавание образов (Поротов, 2012).

Регрессионный анализ использует структурные, магматические, литологические и другие свойства объектов, а также параметры магнитных и геохимических аномалий. Он основан на множественной зависимости (не обязательно линейной) между свойствами изученных объектов (месторождений или рудных полей) и свойствами прогнозируемых объектов.

Информационный анализ основан на изучении частоты различных свойств, он использует сравнение структурных, магматических, литолого-стратиграфических и других признаков “рудных” и “безрудных” объектов с хорошо исследованными свойствами. Чем больше различаются частоты некоторого свойства, тем более это свойство информативно. По сумме информативности свойств можно оценивать перспективность территории, на которой эти свойства изучены (высокая, средняя, низкая).

Распознавание образов также основано на анализе частоты свойств “рудных” и “безрудных” объектов. Основное отличие от предыдущего метода состоит в том, что исследуются сочетания свойств, которые более информативны, а не отдельные свойства. Путем анализа сочетаний свойств из них выбираются наиболее информативные, использующиеся для оценки рудоносности прогнозной территории.

Одним из первых вопросами количественной оценки процессов россыпеобразования начал заниматься Ю.В. Шумилов (Шумилов, 1970). Н.Н. Поликарпочкин дал количественную характеристику вторичных ореолов и потоков рассеяния, а также их соотношения с коренными источниками. Выявленные им закономерности в значительной мере могут быть применимы и к россыпям (Поликарпочкин, 1976).

В работах Н.Г. Патык-Кара с соавторами были разработаны численные модели россыпей золота и касситерита ближнего сноса в условиях различных взаимоотношений в системе “коренной источник—аллювиальная долина” с использованием изменяющихся литодинамических характеристик аллювиального и прибрежно-морского потоков (Патык-Кара, Кленов, 2005; Patyk-Kara, Lalomov, 2007).

В работах ряда ученых в целях выявления россыпемещающих площадей (редкометалльно-титановых и россыпей алмазов) применялся факторный анализ (Патык-Кара и др., 2002; Бочнева, Патык-Кара, 2005; Бочнева и др., 2013).

В рамках совместных российско-украинских проектов РФФИ (2012–2013, 2014–2015 гг.) разрабатывались цифровые геолого-динамические модели редкометалльно-титановых россыпей, были

сформулированы основные принципы построения количественных оценок факторов россыпеобразования и выявлены основные параметры мультипликативных показателей, отражающих россыпной потенциал изучаемых территорий (Khrushcov et al., 2013; Khrushcov et al., 2014; Laverov et al., 2015).

А.В. Лаломовым была изучена дифференциация тяжелых минералов (на примере касситерита) во вдольбереговом потоке наносов и предложена модель процессов прибрежно-морского россыпеобразования (Лаломов, 2003), а впоследствии в соавторстве с С.Э. Таболичем детально описаны механизмы формирования концентраций титан-циркониевых минералов прибрежно-морских россыпей сублиторальной и литоральной зон (Лаломов, Таболич, 2009, 2011, 2013; Лаломов и др., 2016).

Комплексный количественный подход относительно редкометалльно-титановых россыпей в настоящее время разрабатывается австралийскими учеными из “LEME PIRSA” при изучении объектов Южной и Восточной Австралии (Hou et al., 2011).

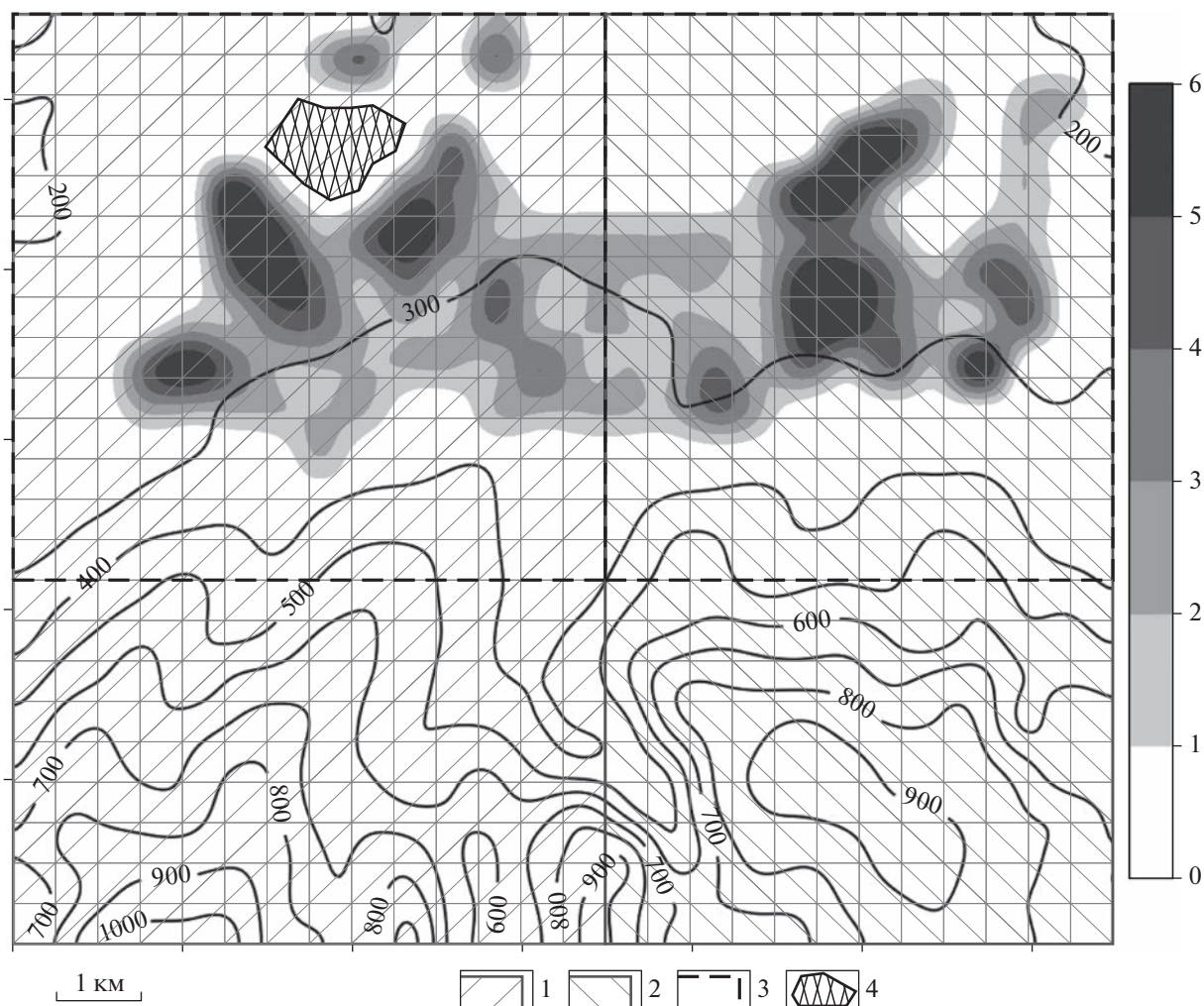
На базе информационного анализа и метода распознавания образов разрабатываются логико-информационные модели для прогноза и оценки новых месторождений золота в Арктической зоне России (Чижова и др., 2019).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проведения исследований использовались материалы производственных отчетов по поискам, разведке и подсчету запасов Ревдинского россыпного месторождения лопарита (Лихачев, 1963ф²; Подрез, 1967ф³; Лихачев и др., 1980ф). Были изучены геологическое строение района, его металлогения, геоморфология, строение осадочного чехла, структура и минеральный состав россыпей (фиг. 2). Геоморфология, фациальный состав и минералогия четвертичных отложений были уточнены в процессе проведения на россыпи маршрутных полевых работ и последующих аналитических исследований.

² Лихачев А.С. Отчет о поисковых работах на россыпи лопарита в юго-восточных предгорьях Ловозерских тундр на Кольском полуострове (отчет Сейдозерской партии за 1958–1962 гг.). Северо-Западное геологическое управление, Кольская комплексная экспедиция, пос. Ревда Мурманской обл. 1963. (фондовая, № ТФГИ № 523)

³ Лихачев А.С., Подрез М.Д. Отчет о результатах поисковых работ на россыпи лопарита в южных предгорьях Ловозерских тундр на Кольском полуострове за 1963–1966 гг. Северо-Западное геологическое управление, Кольское районное геологоразведочное управление, Ловозерская геологоразведочная партия, пос. Ревда Мурманской обл. 1967. (фондовая, № ТФГИ № 1347).



Фиг. 2. Ревдинское россыпное поле и полигон моделирования. 1 – границы участков: 1 – западного, включающего Шомокхскую россыпь, 2 – восточного, включающего Сергеевскую россыпь; 3 – области участков, визуализируемые на схемах прогнозного распределения лопарита на фиг. 4–6; 4 – пос. Ревда. Изогипсами показаны высотные отметки рельефа. Области в градациях серого цвета на рисунке и соответствующая шкала справа показывают содержание лопарита ($\text{кг}/\text{м}^3$) по данным геологоразведочных работ (Лихачев, 1984ф).

В настоящей работе для оценки россыпной металлоносности применяется мультипликативный коэффициент, используемый ранее при геохимических поисках (Григорян и др., 1983) и представляющий собой математический расчет результатов химического анализа проб, при котором в числителе коэффициента располагаются произведения результатов анализа элементов положительной индикации с искомым месторождением, а в знаменателе произведения элементов, близких по химическим свойствам к элементам числителя, но нейтральных или отрицательных индикаторов искомого месторождения (Бенсман, 1999).

Для этого в пределах Ревдинского россыпного поля был выбран полигон моделирования, в пределах которого были созданы цифровая модель рельефа, а также база данных, в которую для каждой элементарной ячейки внесены формализо-

ванные (количественно оцененные или разбитые на классы и, таким образом, приведенные к номинальной шкале) россыпеконтролирующие параметры, подробно обсуждаемые ниже. Данные рельефа были получены посредством Google Elevation API, прочие данные из указанных выше фондовых материалов.

Авторами была разработана компьютерная программа, считывающая составленную базу данных (в общем случае произвольный набор согласованных данных) с указанными границами эталонного (обучающего) и тестового (прогнозируемого) участков. На основании корреляционного анализа, проводимого на данных эталонного участка и последующего диалога с пользователем, программа формирует вид мультипликативного показателя – объединенного параметра, позволяющего оценить перспективы россыпной метал-

лононости тестового участка. Далее программа выводит ряд оценочных характеристик полученной модели, основанной на расчете матрицы мультипликативных коэффициентов по данным тестового участка и прогнозную схему. Все представленные в работе статистические данные прогнозных моделей и изображения прогнозных схем являются выводом указанной программы, исходный код которой на языке программирования Python находится в свободном доступе по адресу <https://github.com/chefr/placemp>. Там же можно ознакомиться с инструкцией по установке и работе с программой. В настоящее время программа оснащена текстовым интерфейсом и ее использование возможно посредством интерпретатора Python, но в ближайшем будущем планируется разработать графический web-интерфейс с удаленным доступом клиентов, о чем будет сообщено на указанной выше странице проекта на github.

Мультипликативный показатель – безразмерный положительный коэффициент, большая величина которого указывает на предполагаемо повышенную металлононость в точке, для которой он рассчитан. В целом этого достаточно для выделения площадей, наиболее перспективных для поисков проявления россыпеобразующих минералов, но для более представительных результатов, а также в целях объективного сравнения статистических показателей прогнозных моделей с представленными в работе аналогичными моделями, полученными другими методами (линейной регрессии и дерева регрессии), значения мультипликативного коэффициента были линейно отражены на прогнозные содержания лопарита.

При приведении статистических данных (в основном коэффициента корреляции) в настоящей работе приводится p -значение (p -value), определяющее вероятность получить для данной вероятностной модели распределения значений случайной величины такое же или более экстремальное значение статистики, по сравнению с ранее наблюдаемым, при условии, что нулевая гипотеза верна. Необходимо отметить, что это значение часто подвергается критике, в особенности распространенная практика принятия альтернативной гипотезы для любого p -значения, номинально меньшего 0.05 без других подтверждающих доказательств (Wasserstein, Lazar, 2016). В настоящей работе наименьшее p -значение, при котором мы принимаем значимой соответствующую статистическую меру менее $1.0e-7$, что мы считаем оправданным для практических задач.

Для проверки однородности выборки данных все формализованные показатели были проверены на соответствие нормальному (Гаусса) распределению посредством теста Шапиро–Уилка (Кобзарь, 2006), в результате которого установле-

но близкое соответствие всех данных указанному распределению, с минимальным p -значением $3.57e-18$. Исходя из этого, можно заключить, что собранные данные однородны, не содержат экстремальных значений (выбросов) и могут использоваться для прогнозирования. В контексте решаемой задачи это также указывает на наличие в пределах полигона моделирования единого россыпеобразующего процесса.

РАЗРАБОТКА И ТЕСТИРОВАНИЕ ПРОГНОЗНЫХ МУЛЬТИПЛИКАТИВНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

При прогнозировании россыпей необходимо учитывать комплекс факторов, влияющих на металлононость отложений: наличие коренных источников, динамические и литолого-фациальные условия, геоморфологический контроль, тектонические условия и т. д. Только в условиях оптимальной совокупности таких факторов происходит образование россыпей, имеющих промышленное значение.

В учении о россыпях все эти факторы достаточно хорошо изучены (Шило, 2002; Патык-Кара, 2008), некоторые из них имеют количественную оценку, но большинство исследовано на качественном уровне. Авторы поставили перед собой задачу по возможности автоматизировать процесс прогнозирования россыпей (на данном этапе – редкометалльных россыпей ближнего сноса) на основе формализованных (количественно оцененных) факторов россыпеобразования.

Для этого по Ревдинскому россыпному узлу на участке 12 на 14 км, где были разведаны россыпи лопарита, по сети с элементарной ячейкой 500 м была собрана информация относительно россыпной металлононости, рельефа, геоморфологии, мощности осадочного чехла, литолого-фациальным и стратиграфическим характеристикам осадочного чехла и кристаллического фундамента. Полученные данные были сведены в единую базу данных в виде матриц значений для каждой элементарной ячейки.

Одним из наиболее значимых факторов контроля россыпной металлононости является фациально-стратиграфический (ФС). По этому признаку каждая ячейка была отнесена к одному из шести классов: 1) выходы коренных пород массива с маломощным элювиальным чехлом; 2) комплекс склоновых отложений; 3) пролювиально-солифлюкционные отложения; 4) моренные gQ_{III}^{1-2} отложения местного горного оледенения, перекрытые покровной мореной мощностью 1–5 м; 5) флювиогляциальные fgQ_{III}^{1-2} отложения местного горного оледенения; 6) морена покровного оледенения $gQ_{III}^{3-IV}^{1-2}$ мощностью более 5 м. Россыпи приурочены в основном к верхнечетвертич-

ным гляциальным отложениям местного горного оледенения и сопровождающим их флювиогляциальным комплексам.

Мощность осадочного чехла (МЧ) закономерно увеличивается по мере удаления от приподнятой части массива, что непосредственно связано с тектоническим режимом блоков массива и фундамента. Для каждой ячейки был указан один из четырех типов рыхлого чехла: (1) отсутствие чехла или маломощные грубообломочные элювиально-делювиальные отложения, приуроченные к приподнятой части и склонам массива; (2) делювиально-пролювиальный чехол мощностью до 5–10 м в периферийных зонах массива; (3) гетерогенный осадочный чехол мощностью до 10–30 м в экзоконтакте массива; (4) гетерогенный чехол мощностью более 30 м в пределах окружающей равнины. В целом концентрическое расположение этих зон нарушается дифференцированными смещениями отдельных блоков фундамента и массива, а также в результате эрозионной деятельности местного ледника, положение которого, в свою очередь, также определяется локальной тектоникой. Россыпи лопарита локализуются преимущественно в третьей и второй зонах.

Важным фактором аллювиального россыпеобразования являются динамические фазы аллювия, отражающие эрозионно-аккумулятивное состояние долин (Карташов, 1961). Для формализации эрозионно-аккумулятивного состояния (ЭАС) площадей авторами был разработан метод расчета баланса материала для каждой элементарной ячейки – сумма векторов приноса и выноса материала, пропорциональных разности высот с соседними ячейками. Для ячеек, примыкающих по диагонали, результирующий вектор принимался с коэффициентом 0.7 ($1/\sqrt{2}$).

Расчет ЭАС производился по формуле (Лаломов, Чефранов, 2020):

$$\begin{aligned} \text{ЭАС}_{i,j} = & h_{(i,j-1)} + h_{(i,j+1)} + h_{(i-1,j)} + \\ & + h_{(i+1,j)} + 0.7(h_{(i-1,j-1)} + h_{(i-1,j+1)} + \\ & + h_{(i+1,j-1)} + h_{(i+1,j+1)}) - 6.8h_{(i,j)}, \end{aligned} \quad (1)$$

где: $h_{(i,j)}$ – высотная отметка рельефа в центре ячейки с координатами i, j в матрице данных.

Для ячеек с преобладанием аккумуляции значения ЭАС положительные, в то время как для ячеек с преобладанием эрозии – отрицательные. Близкие к нулю значения ЭАС могут возникать как при отсутствии процессов приноса–выноса (горизонтальная поверхность), так и в случае, когда вынос равен приносу (ровный склон). Для разбраковки этих областей отдельно была рассчитана сумма модулей (абсолютных значений) входящих и исходящих векторов (ЭАС–абс).

Для учета геоморфологического фактора был применен показатель энергии рельефа (ЭР)

(Спиридонов, 1985), вычисляемый как разница между максимальной и минимальной высотами в окружающих ячейках, деленная на высоту в центре ячейки.

Схемы распределения по площади формализованных факторов россыпеобразования представлены на фиг. 3.

ЭАС и ЭР рассчитывались на основе данных оцифрованного рельефа и являются независимыми от россыпной металлоносности. ФС- и МЧ-факторы формализуются на эталонном участке, где имеются уже выявленные россыпи, их применение возможно только на объектах, аналогичных эталонному по геологическому строению и минеральному составу.

Поскольку ФС- и МЧ-факторы выражены в номинальной шкале (она же категориальная, т.е. качественная, а не количественная, где каждое уникальное значение определяет отдельную категорию, отличающуюся от других, но это отличие нельзя количественно измерить), возникает необходимость преобразовать их в количественную шкалу, т.к. для номинальных значений не имеют смысла никакие арифметические и иные операции, кроме проверки на равенство. Итоговая формализация этих факторов, учитывая поисково-ориентированный характер модели, осуществлялась следующим образом: на эталонном объекте в каждой выделенной зоне с использованием данных разведочных работ (в нашем случае использован план изолиний содержания лопарита Ревдинского россыпного месторождения (Лихачев, 1984ф⁴)) подсчитывалось среднее содержание лопарита. Полученные таким образом для каждой зоны значения нормировались к диапазону от 0 до 1 и принимались в качестве коэффициента перспективности, который присваивался каждой ячейке, попадающей в эту зону.

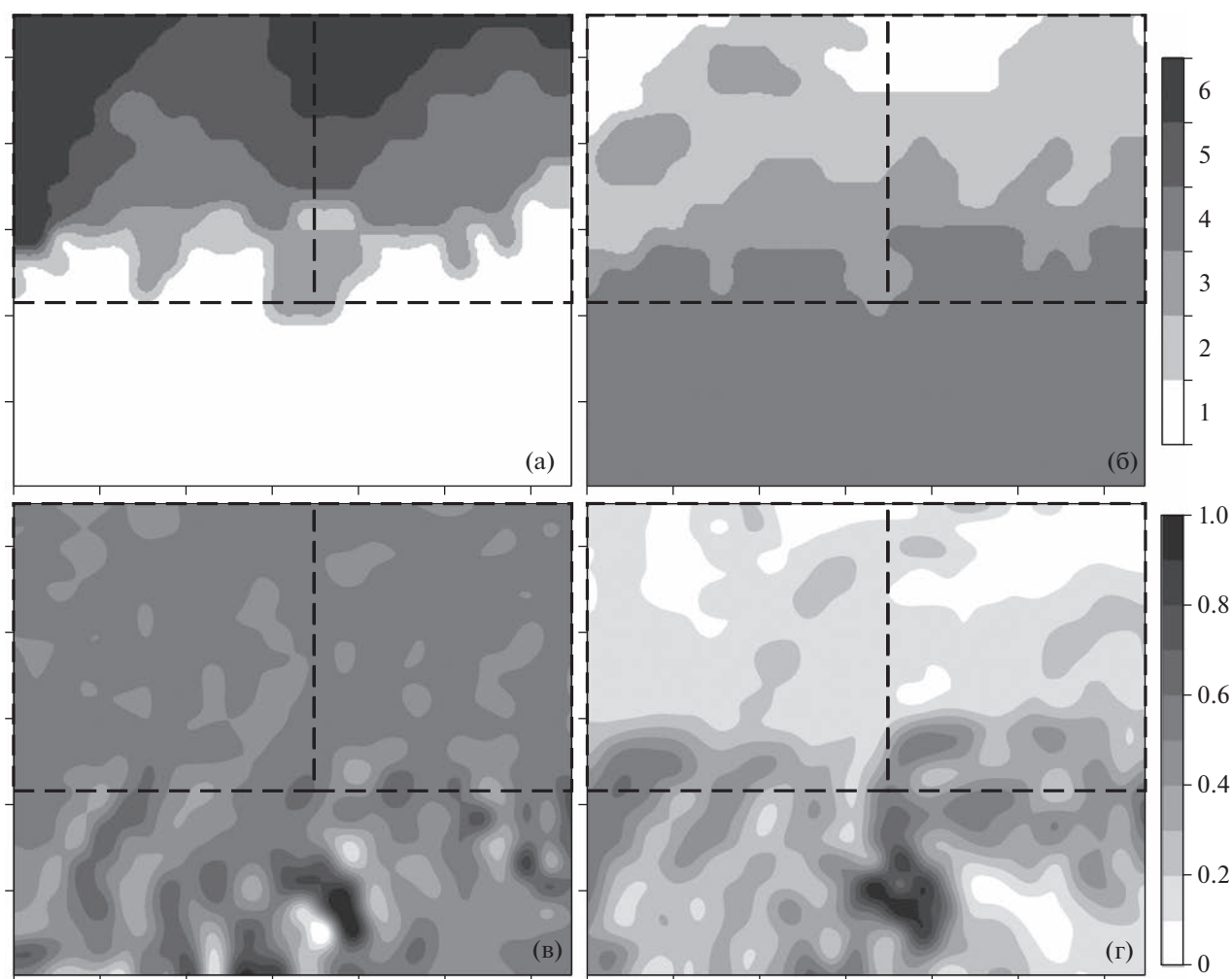
Далее, для приведения факторов к одному масштабу было проведено нормирование данных по формуле:

$$x_i^n = (x_i - \bar{x})/S, \quad (2)$$

где x_i – исходная величина, x_i^n – нормированное значение, $\bar{x}$ – среднее значение выборки, S – стандартное отклонение.

Для создания прогнозно-ориентированных логико-информационных моделей месторождений в имеющейся базе данных выделяются две совокупности: обучающая (эталонная) и тестовая, на которой проводится проверка разработанного алгоритма прогнозирования (Чижова и др., 2019). Поскольку приводимые расчеты произво-

⁴ Лихачев А.С. Геологическая записка к ТЭО и расчету временных кондиций по Ревдинскому россыпному месторождению. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ, Апатиты, 1984. (фондовая, № ТФИ № 3226)



Фиг. 3. Формализованные факторы россыпеобразования: а–б – в номинальной шкале (перечисление классов в тексте): а – ФС, б – МЧ; в–г – в количественной шкале: в – ЭР, д – ЭАС. Пунктиром указаны границы участков, визуализируемых на схемах прогнозного распределения лопарита на фиг. 4–6.

дидились посредством представленной ранее компьютерной программы, позволяющей произвольно менять границы эталонного и тестового участков, полигон моделирования был разделен сначала на эталонный западный участок, включающий Шомиокскую россыпь (360 элементарных ячеек) и тестовый восточный, включающий Сергеванскую россыпь (312 элементарных ячеек), после чего роли участков поменяли местами для дополнительной верификации методики (фиг. 2).

Следует отметить, что расчеты производились по всем ячейкам западного и восточного участков, для них же приводятся все статистические показатели прогнозных моделей, но на прогнозных схемах далее представлены только россыпемещающие области участков, из которых исключены 9 южных рядов ячеек, в которых нет повышенного содержания россыпных минералов как по исходным данным, так и по прогнозирующим расчетам.

Для создания обобщенных прогнозных характеристик на данных эталонного объекта строится матрица парных коэффициентов корреляции между выделенными факторами и содержанием в россыпи лопарита (табл. 1) и выводится мультипликативный показатель (МП), который характеризует зоны, где сочетание частных факторов создает наиболее перспективные условия для локализации редкометалльных россыпей ближнего сноса. В рамках ГИС-системы Ревдинского россыпного поля количественно оцененные факторы и рассчитанный МП получили пространственную привязку.

Из табл. 1 видно, что все факторы имеют значимую корреляцию с россыпной металлоносностью, кроме ЭАС-фактора. Вероятная причина этого в высокой зависимости указанного параметра от размера элементарной ячейки. Для того чтобы уменьшить влияние этой зависимости, была проведена операция сглаживания данных ме-

Таблица 1. Коэффициенты корреляции Пирсона между формализованными факторами россыпеобразования и содержанием лопарита по данным геолого-разведочных работ

Фактор	Коэф. корр. (<i>p</i> -value) Западный участок эталон	Коэф. корр. (<i>p</i> -value) Восточный участок эталон
ФС	0.756 (2.95e-58)	0.703 (1.09e-40)
МЧ	0.581 (3.43e-29)	0.599 (4.38e-27)
ЭАС	0.005 (0.925)	0.008 (0.891)
ЭАС-абс	–0.253 (6.81e-06)	–0.260 (1.89e-05)
ЭР	–0.298 (1.01e-07)	–0.291 (1.52e-06)
ЭАС_сгл	0.378 (6.99e-12)	0.378 (2.15e-10)
ЭАС-abs_сгл	–0.371 (1.81e-11)	–0.396 (2.4e-11)
ЭР_сгл	–0.368 (2.77e-11)	–0.337 (2.04e-08)

тодом взвешенного скользящего среднего (Грешников и др., 1997), для чего матрица данных была обработана скользящим окном с перерасчетом значения для каждой ячейки по формуле:

$$x = (2x_{i,j} + x_{(i,j-1)} + x_{(i,j+1)} + x_{(i-1,j)} + x_{(i+1,j)} + 0.7(x_{(i-1,j-1)} + x_{(i-1,j+1)} + x_{(i+1,j-1)} + x_{(i+1,j+1)}))/9. \quad (3)$$

Эта операция многократно повторялась до тех пор, пока не был достигнут максимум корреляционного соотношения сглаживаемого параметра с россыпной металлоносностью. Подобным образом были обработаны данные по ЭАС, ЭАС-абс и ЭР факторам с получением параметров ЭАР_сгл, ЭАР-абс_сгл и ЭР_сгл соответственно.

Рядовые показатели далеко не всегда могут однозначно характеризовать прогнозный потенциал исследуемой области, поэтому был применен МП, аналогичный используемому в геохимии для увеличения контрастности индикаторных признаков. Как указывалось ранее, МП рассчитывается по формуле, в числителе которой располагаются произведения результатов анализа элементов (в нашем случае количественно оцененных факторов) положительной корреляции с искомым параметром, а в знаменателе — произведения, имеющие нейтральную или отрицательную корреляцию.

Благодаря направленному усилению коррелирующихся полезных сигналов влияние флуктуации (фон) сводится к минимуму, в связи с чем мультипликативные ореолы проявляют более тесную связь с геолого-структурными особенностями рудных тел и месторождений, что существенно повышает надежность их интерпретации. При мультипликации m элементов амплитуда аномалии возрастает в m раз, а дисперсия — только в $\sqrt{m}$ раз. Соответственно в $\sqrt{m}$ раз возрастает контрастность аномалии. Также МП дает более стабильный результат, уменьшающий влияние случайных отклонений и ошибок (Ворошилов, 2011).

Разработанная программа предоставляет пользователю возможность выбрать, исходя из рассчитываемой значимости коэффициентов корреляции, какие параметры учитывать при расчете мультипликативного показателя. В ходе данного исследования было построено множество прогнозных моделей, основанных на мультипликативных коэффициентах, включающих различные факторы. Статистические параметры наиболее успешных из них приведены в табл. 2. Из приведенных моделей наиболее перспективной нам представляется модель, основанная на мультипликативном коэффициенте, включающем все указанные выше параметры (ЭАС и ЭР — сглаженные) и рассчитанный для каждой элементарной ячейки i (МП_{*i*}) как произведение значений факторов для этой ячейки, имеющих положительную корреляцию с содержанием лопарита, деленное на значение фактора с отрицательной корреляцией:

$$МП_i = (ФС_i \times МЧ_i \times ЭАС_сгл_i) / ЭР_сгл_i. \quad (4)$$

Как видно из табл. 2, полученные модели для поочередно рассматриваемых как тестовые восточного и западного участков имеют высокие коэффициенты корреляции с содержанием лопарита (0.686 и 0.754 соответственно), значительно превышающие аналогичные значения коэффициентов для рядовых факторов (табл. 1) за исключением ФС-фактора, который несколько выше. Средняя абсолютная ошибка моделей — 0.105 и 0.077 для восточного и западного участков соответственно, что подтверждает возможность использования предлагаемой методики и расчетных мультипликативных показателей при прогнозировании редкометалльных россыпей ближнего сноса для постановки поисковых работ. На фиг. 4 представлены прогнозные схемы содержания лопарита, построенные по данным рассчитанных мультипликативных коэффициентов.

Несмотря на то что модели, учитывающие только самые значимые факторы (ФС и МЧ), имеют несколько лучшие значения как коэффи-

Таблица 2. Статистические характеристики прогнозных распределений

Метод	Параметры	Восточный тестовый			Западный тестовый		
		Pearson (<i>p</i> -value)	RMSE	MAPE	Pearson (<i>p</i> -value)	RMSE	MAPE
МП	ФС, МЧ	0.670 (8.55e-36)	1.110	0.098	0.764 (3.95e-60)	0.856	0.074
МП	ФС, МЧ, ЭР	0.569 (4.36e-24)	1.179	0.125	0.755 (5.09e-58)	0.922	0.091
МП	ФС, МЧ, ЭАС_abs, ЭР	0.373 (3.92e-10)	1.328	0.149	0.489 (6.52e-20)	1.159	0.114
МП	ФС, МЧ, ЭАС_sm, ЭР_sm	0.686 (4.94e-38)	1.068	0.105	0.754 (6.52e-58)	0.865	0.077
ЛР	ФС, МЧ, ЭАС, ЭР	0.688 (2.62e-38)	1.057	0.086	0.720 (1.68e-50)	0.913	0.067
ЛР	ФС, МЧ, ЭАС_sm, ЭР_sm	0.692 (5.91e-39)	1.086	0.082	0.721 (1.31e-50)	1.013	0.080
СЛР	ФС, МЧ, ЭАС, ЭР	0.657 (5.49e-34)	1.192	0.115	0.668 (4.13e-41)	0.985	0.084
СЛР	ФС, МЧ, ЭАС_sm, ЭР_sm	0.591 (3.19e-26)	1.279	0.126	0.727 (5.88e-52)	0.909	0.092

Примечание. Методы: МП – мультипликативный показатель, ЛР – линейная регрессия, СЛР – случайный лес деревьев регрессии. Оценка прогноза: Pearson – коэффициент корреляции Пирсона, RMSE – среднеквадратичная ошибка, MAPE – средняя абсолютная ошибка.

циента корреляции прогнозного содержания с фактическим содержанием лопарита, так и среднеквадратичной и средней абсолютной ошибок, приведенная выше модель, учитывающая все факторы, имеет преимущество ввиду ее стабильности и выраженности вследствие ее более комплексного характера и уменьшения влияния отдельных параметров.

СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ МЕТОДАМИ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

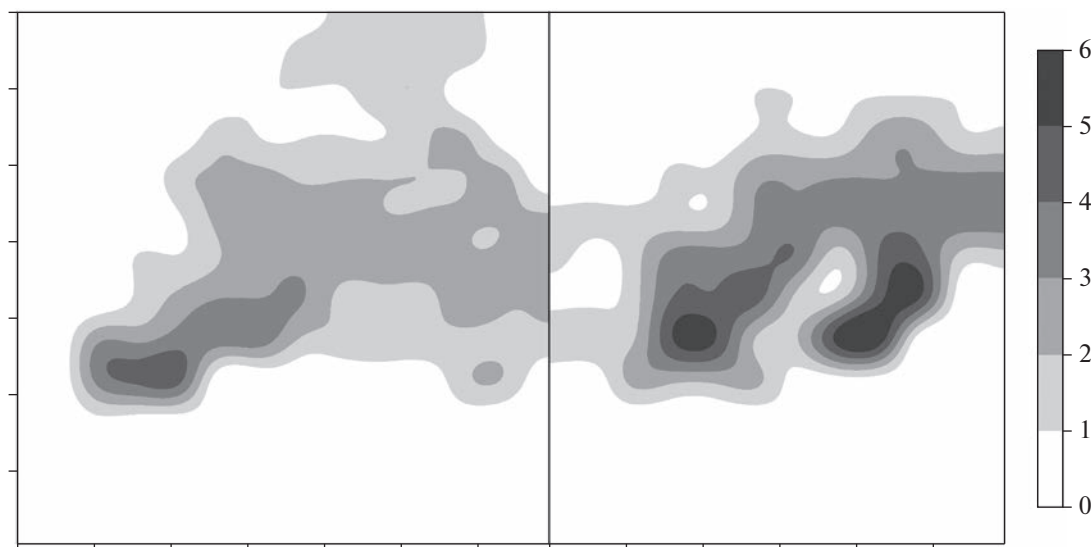
Для дополнительной оценки эффективности описанного выше прогнозирования россыпной металлоносности посредством расчета МП было проведено сравнение полученного при помощи

этой методики прогноза с результатами других методов регрессии – линейной регрессии (linear regression) и случайного леса (random forest) деревьев регрессии (regression tree).

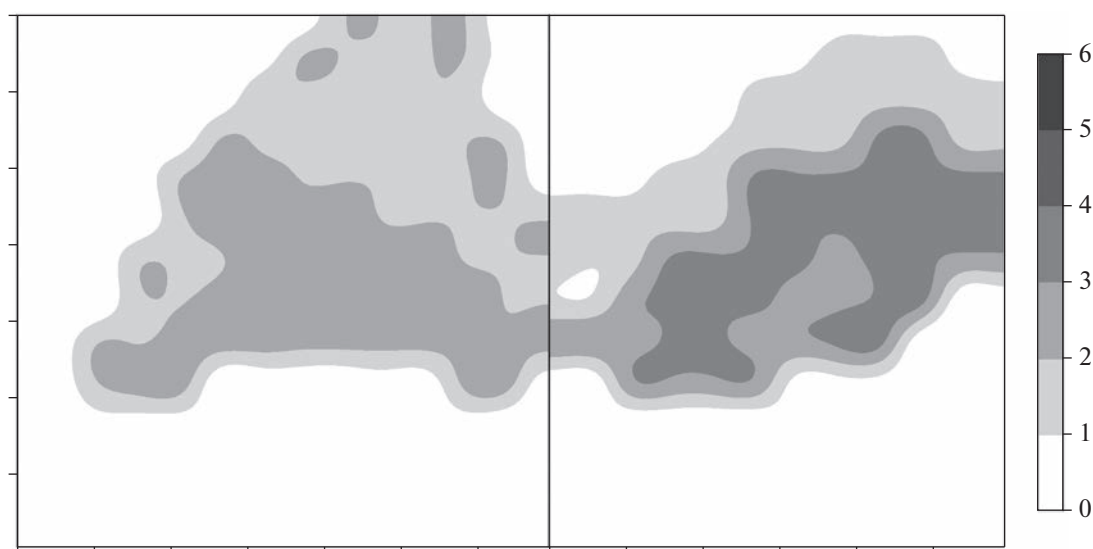
Линейная регрессия (ЛР) является регрессионной моделью зависимости одной (зависимой) переменной y от одной или нескольких других независимых переменных x линейной функцией зависимости, вида (Демиденко, 1981):

$$f(x, b) = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_kx_k. \quad (5)$$

В целях прогноза россыпной металлоносности в настоящем исследовании в качестве зависимой переменной рассматривается содержание лопарита, в то время как независимыми переменными являются ранее описанные формализованные



Фиг. 4. Прогнозное распределение содержания лопарита ($\text{кг}/\text{м}^3$) для россыпьевмещающих частей западного (слева) и восточного (справа) участков по результатам расчета мультипликативных показателей, включающих ФС, МП, ЭР_сгл и ЭАС_сгл факторы.



Фиг. 5. Прогнозное распределение содержания лопарита (кг/м^3) для россыпемещающих частей западного (слева) и восточного (справа) участков, рассчитанное методом линейной регрессии.

россыпеконтролирующие параметры $\Phi\text{С}$, МЧ , ЭАС и ЭР .

Если рассматривать в качестве обучающего западный участок, то создается следующая линейная модель для содержания лопарита (y) в точке i :

$$y_i = -0.13 + 2.68\Phi\text{С}_i + 0.71\text{МЧ}_i - 0.36\text{ЭАС}_i + 0.66\text{ЭР}_i. \quad (6)$$

На основании данных восточного участка модель несколько меняется, хотя общим остается закономерно значительно больший вклад более влиятельных факторов (прежде всего $\Phi\text{С}$):

$$x_i = 0.003 + 2.16 \times 2.16\Phi\text{С}_i + 0.35\text{МЧ}_i - 0.1\text{ЭАС}_i + 0.07\text{ЭР}_i. \quad (7)$$

При этом, как видно из табл. 2, качество модели практически не зависит от смены сырых данных по ЭАС и ЭР их сглаженными версиями, в связи с незначительным влиянием этих данных в итоговое значение зависимой переменной.

На фиг. 5 представлены прогнозные схемы содержания лопарита для западного и восточного участков рассматриваемой территории, рассчитанные методом линейной регрессии, а в табл. 2 — статистические данные соответствующих моделей.

Деревья регрессии и классификации (Breiman et al., 1984), известные также под общим названием как деревья решений, представляют собой структуры данных, позволяющие интерпретировать шаблоны данных с целью их распознавания. Деревья решений организованы в виде иерархической структуры, состоящей из узлов принятия решений по оценке значений определенных перемен-

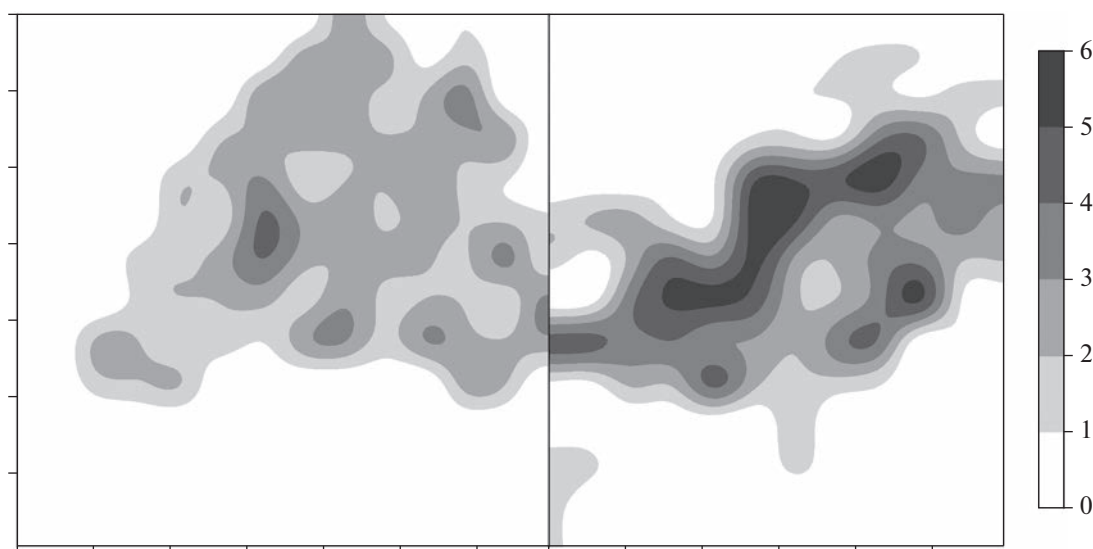
ных для прогнозирования результирующих непрерывных значений (в случае деревьев регрессии).

Случайный лес (Breiman, 2001) является алгоритмом машинного обучения и заключается в использовании большого количества описанных выше деревьев, результаты которых усредняются. Алгоритм применяется, в частности, для решения задачи регрессии. Основная идея заключается в использовании большого ансамбля решающих деревьев, каждое из которых само по себе может не давать хороший результат, но за счет их большого количества и комбинирования достигается высокое качество результата.

В настоящем исследовании метод случайного леса деревьев регрессии был применен для прогнозирования содержания лопарита по данным $\Phi\text{С}$, МЧ , ЭАС и ЭР параметров. Поскольку, грубо говоря, дерево решений выделяет кластеры схожих объектов по указанным характеристикам, можно заключить, что этот метод в данном случае позволяет определить группы ячеек, формировавшихся в схожих условиях, в различной степени благоприятных для россыпеобразования и, таким образом, его применение логически обосновано для решения указанной задачи.

На фиг. 6 представлены прогнозные схемы содержания лопарита для западного и восточного участков рассматриваемой территории, рассчитанные методом случайного леса деревьев регрессии, а в табл. 2 — статистические данные соответствующих моделей.

Сравнивая результаты прогнозных моделей, полученных различными методами (МП , линейная регрессия и дерево регрессии), можно заключить, что в целом они дают близкие результаты,



Фиг. 6. Прогнозное распределение содержания лопарита для россыпьевмещающих частей западного (слева) и восточного (справа) участков, рассчитанное методом случайного леса деревьев регрессии.

при этом МП предлагает более контрастный, выраженный результат. Также МП представляется наиболее простым и обобщенным методом, подходящим для любого набора согласованных данных, в то время как другие методы требуют более глубокого анализа входящих параметров. В частности, роль обучения в методе расчета МП сводится к выявлению вида корреляционной зависимости между формализованными факторами и металлоносностью (значимая или нет, положительная или отрицательная), а также переводу факторов, выраженных в номинальной шкале в количественно выраженную перспективность каждого класса. Для грубой оценки территорий представляется возможным провести такую оценку на минимальном наборе данных, в то время как другие методы требуют представительных обучающих выборок.

Таким образом, предлагаемый метод расчета мультипликативного коэффициента позволяет проводить прогнозную оценку оперативно, с меньшими затратами и в автоматизированном режиме:

1) может осуществляться дистанционно, без специализированных полевых и лабораторных исследований, поскольку использует стандартные данные геологических отчетов и картографического материала;

2) состоит из стандартных операций в рамках разработанного алгоритма и не требует высокой квалификации и большого практического опыта (Лаломов и др., 2020).

3) метод выдает результаты на уровне других методов регрессии, таких как линейная регрессия и дерево регрессии, но менее требователен к качеству обучающей выборки.

В настоящее время метод находится в стадии разработки, и имеется ряд нерешенных вопросов, которые необходимо исследовать при продолжении работ:

1) в предлагаемой модели учтены не все возможные факторы, влияющие на локализацию и параметры россыпей. Необходимо дополнение модели факторами учета коренных источников, промежуточных коллекторов и потоков рассеяния;

2) верификация методики произведена только на одном объекте, необходимо тестирование на других аналогичных площадях;

3) полученное уравнение расчета МП решает поставленную задачу в первом приближении, основываясь на предположении о линейном характере связи выделенных факторов с россыпным потенциалом территорий; в случае нелинейности этих связей расчетные формулы МП могут измениться, но качественный характер, скорее всего, сохранится.

4) анализ ячеек производится без внимания к рассмотрению включающей их территории как единого геологического объекта. Дальнейшие работы предлагается ориентировать на устранение этого недостатка.

Применение комплексных мультипликативных показателей позволяет уменьшить влияние отдельных характеристик (даже если они имеют нелинейную корреляционную зависимость) и усилить общие закономерности. Данный вопрос требует дополнительных исследований на следующих этапах разработки прогнозной модели.

На сегодня предлагаемая система прогнозирования россыпного потенциала находится в стадии разработки и нуждается в дальнейшем совершенствовании.

шенствовании, но уже имеющиеся данные показывают возможность применения аналогичного подхода для широкого круга россыпных объектов различного вещественного, фациального, структурного и динамического типов.

Применение разрабатываемой методики не подразумевает отказ от существующих методов прогнозирования россыпного потенциала территорий. Она не сможет полностью заменить специалиста, но может быть использована в качестве гибридной системы, работающей в режиме диалога “оператор — компьютер”, облегчающей специалисту процесс принятия решений. Аналогичный подход уже используется, в частности, для экспресс-оценки новых рудопроявлений золота в Арктической зоне России (Чижова и др., 2019).

ВЫВОДЫ

На основе формализованных (количественно оцененных) факторов россыпеобразования методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий создана компьютеризированная система пространственного расчета и позиционирования мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной редкометалльной металлоносности.

На “полигоне моделирования” с уже известными месторождениями и россыпепроявлениями в пределах “эталонной” выборки данных формализованные показатели выделяются и оцифровываются, а затем верифицируются на “тестовой” выборке. В случае подтверждения ее адекватности система может быть использована для прогнозирования россыпного потенциала на площадях, сходных по геолого-структурным и металлогеническим характеристикам с полигоном моделирования. Метод получил подтверждение на рассматриваемых поочередно и независимо западном и восточном участках Ревдинской группы россыпей.

Создаваемая система позволяет собирать, хранить, обрабатывать и визуализировать данные на всех этапах процесса создания прогнозных оценок с учетом использования достоверной первичной информации о содержании полезного компонента. Она не требует специализированных данных и использует данные стандартных геологических отчетов и картографические материалы. Применение методики основано на стандартных алгоритмах и не требует от оператора высокой квалификации и обширного геологического опыта.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.2021.0018 (руководитель академик Н.С. Бортников).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бенсман В.Р. Поисковая геохимия в республике Беларусь // Природные ресурсы. 1999. № 4. С. 124–137.
- Бочнева А.А., Лаломов А.В., Чефранов Р.М. Геостатистический подход к выявлению потенциальных титан-циркониевых россыпных площадей на примере Зауральского россыпного района // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 3. С. 234–255.
- Бочнева А.А., Патык-Кара Н.Г. Структура минеральных ассоциаций как критерий распознавания алмазных промежуточных коллекторов // Геоинформатика. 2005. № 3. С. 31–38.
- Ворошилов В.Г. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: учебное пособие. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. 104 с.
- Грешилов А.А., Стакун В.А., Стакун А.А. Математические методы построения прогнозов. М.: Радио и связь, 1997. 112 с.
- Григорян С.П., Соловов А.П., Кузин М.Ф. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.
- Демиденко Е.З. Линейная и нелинейная регрессия. М.: Финансы и статистика, 1981. 302 с.
- Евзеров В.Я. Роль древних кор выветривания в формировании антропогенных отложений и связанных с ними месторождений северо-восточной части Балтийского щита // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 50–58.
- Карташов И.П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 77–90.
- Кобзарь А.И. Прикладная математическая статистика. М.: Физматлит, 2006. 816 с.
- Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских редкометалльных месторождений Кольского полуострова // Российская Арктика: геологическая история, минерогения, экология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 773–787.
- Лаломов А.В. Дифференциация тяжелых минералов во вдольбереговом потоке наносов и моделирование процессов прибрежно-морского россыпеобразования // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 4. С. 361–369.
- Лаломов А.В., Таболич С.Э. Прогнозирование динамики техногенных россыпей в береговой зоне моря на основе численного моделирования // Геология руд. месторождений. 2009. № 3. С. 239–249.
- Лаломов А.В., Таболич С.Э. Механизмы формирования концентраций титан-циркониевых минералов прибрежно-морских россыпей сублиторальной зоны // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 232–242.
- Лаломов А.В., Таболич С.Э. Модель образования прослоев тяжелых минералов в отложениях потока наносов // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2013. Т. 153. Кн. 4. С. 157–171.
- Лаломов А.В., Чефранов Р.М. Разработка метода прогнозирования потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на базе лопаритовых россыпей Ловозерского массива // Арктика: экология и экономика. 2020. № 4 (40). С. 54–65. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2020-4-54-65>

- Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М., Чефранова А.В. Россыпные месторождения Арктической зоны России: современное состояние и пути развития минерально-сырьевой базы // Арктика: экология и экономика. 2015. № 2. С. 66–77.
- Лаломов А.В., Таболич С.Э., Чефранов Р.М. Геолого-динамическое моделирование образования прибрежно-морских оловоносных россыпей на примере Восточного сектора Арктики России // Геология руд. месторождений. 2016. № 2. С. 120–133.
- Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М. Разработка цифровой системы прогнозирования коренных источников золота по результатам шлихового опробования на примере Вагранского россыпного узла (Северный Урал) // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 2. С. 67–76. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.2.67-76>
- Патык-Кара Н.Г. Минералогия россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.
- Патык-Кара Н.Г., Кленов В.И. Численные имитационные модели формирования россыпей золота во врезывающихся долинах // Матер. Совещ. по геологии россыпей и кор выветривания. Пермь: Пермский гос. университет, 2005. С. 124–127.
- Патык-Кара Н.Г., Лапшин А., Чижова И.А., Федоров О.П., Шиятый И.Н. Использование метода главных компонент при изучении осадочных формаций для целей прогноза титано-циркониевых россыпей в Ханты-Мансийском АО // Отечественная геология, 2002. № 3. С. 15.
- Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: ТО “Земля”, 2001. 464 с.
- Поликарпочкин Н.Н. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976. 284 с.
- Поротов Г.С. Прогнозирование и поиски месторождений полезных ископаемых. СПб: Национальный минерально-сырьевой университет “Горный”, 2012. 120 с.
- Россыпные месторождения России и других стран СНГ / Отв. ред. Н.П. Лаверов, Н.Г. Патык-Кара. М.: Научный мир, 1997. 479 с.
- Семенов И.Е. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 305 с.
- Спиридонов А.И. Геоморфологическое картирование. М.: Недра, 1985. 184 с.
- Чижова И.А., Лобанов К.В., Волков А.В. Логико-информационные модели для прогноза и оценки новых месторождений золота в Арктической зоне России // Арктика: экология и экономика, 2019. 4(36). С. 107–117. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2019-4-107-117>
- Шило Н.А. Учение о россыпях. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
- Шумилов Ю.В. К вопросу о количественной оценке процессов россыпеобразования // Проблемы геологии россыпей. Магадан: СВКНИИ, 1970. С. 125–132.
- Breiman L. Random Forests // Machine Learning. 2001. V. 45. P. 5–32. <https://doi.org/10.1023/A:1010933404324>
- Breiman L., Friedman J.H., Olshen R.A., Stone C.J. Classification and regression trees. Monterey, CA: Wadsworth & Brooks/Cole Advanced Books & Software, 1984. P. 358. <https://doi.org/10.1002/cyto.990080516>
- GitHub: Where the world builds software. <https://github.com/chefr/placermpl>
- Hou B., Keeling J., Reid A., Fairclough M., Warland I., Belousova E., Frakes L. and Hocking R. Heavy mineral sands in the Eucla Basin, southern Australia: Deposition and province-scale prospectivity // Economic Geology. 2011. V. 106. № 4. P. 687–712.
- Khrushchov D., Lalomov A., Chizhova I., Lobasov I., Kovalchuk M., Vasylenko S., Kravchenko E., Svivalneva T. Structural-lithological geological-dinamic modeling of heavy minerals placers // 19th International Sedimentological Congress from 18 to 22 august 2014 in Geneva, Switzerland. Sedimentology at the crossroads of new frontiers. Abstracts Book. Universite de Geneve. 19th ISC 2014. 18–22 August, Geneva, Switzerland. P. 350.
- Khrushcov D., Lalomov A., Lobasov A., Chizhova I., Revezova O., Kovalchuk M., Svival'neva T., Kravchenko O., Bosevskaya L. Modeling of prospective sedimentary formations: digital structural-lithological and ecological-mining-geological models // 14 Geokinematischer tag. Freiberg, 16 and 17 mai 2013. P. 215–229.
- Laverov N., Chizhova I., Khrushchov D. Lalomov A. Digital Modeling of Heavy Mineral Placer Deposits for Defining of Prospects of Further Deposit Development // Geological 3D Modelling and Soils: functions and threats. Proceedings of the 8th European Congress on REgional GEOscientific Cartography and Information Systems, Barcelona, Catalonia, Spain, june 15th–17th 2015. Barcelona: Institut Cartografio I Geologio de Catalunya, 2015. P. 20–21.
- Patyk-Kara N.G., Lalomov A.V. Dynamic numerical modeling of sea-land interaction in technogeneous landscapes // Proceedings of the Tenth International Symposium on River Sedimentation. (10-th ISRS), Moscow, Moscow State University, 2007. V. 5. P. 94–97.
- Wasserstein R.L., Lazar N.A. The ASA statement on p-Values: context, process, and purpose / The american statistician. 2016. V. 70. P. 129–133. <https://doi.org/10.1080/00031305.2016.1154108>
- Лихачев А.С. Геологическая записка к ТЭО и расчету временных кондиций по Ревдинскому россыпному месторождению. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ, Апатиты, 1984. (фондовая, № ТФГИ № 3226).
- Лихачев А.С. Отчет о поисковых работах на россыпи лопарита в юго-восточных предгорьях Ловозерских тундр на Кольском полуострове (отчет Сейдозерской партии за 1958–1962 гг.). Северо-Западное геологическое управление, Кольская комплексная экспедиция, пос. Ревда Мурманской обл. 1963. (фондовая, № ТФГИ № 523)
- Лихачев А.С., Подрез М.Д. Отчет о результатах поисковых работ на россыпи лопарита в южных предгорьях Ловозерских тундр на Кольском полуострове за 1963–1966 г.г. Северо-Западное геологическое управление, Кольское районное геологоразведочное управление, Ловозерская геологоразведочная партия, пос. Ревда Мурманской обл. 1967. (фондовая, № ТФГИ № 1347).
- Лихачев А.С., Ельников Е.И., Пантелеймонов В.М., Содемский В.Г. Отчет о детальной разведке Шомиокского участка Ревдинского россыпного месторождения лопарита с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1980 г. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ, Апатиты, 1980. (фондовая, № ТФГИ № 2823).

УДК 551.21.3

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА МОЩНОСТЕЙ ЖИЛЬНО-ПРОЖИЛКОВЫХ ТЕЛ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЗОНЫ “НАДВИГОВАЯ” (БАДРАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, РЕСПУБЛИКА САХА, ЯКУТИЯ)

© 2023 г. Ю. Л. Ребецкий^а *, В. Н. Войтенко^б

^аИнститут физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Б. Грузинская ул., д. 10, стр. 1, Москва, 123242, Россия

^бООО “Норникель Технические Сервисы”, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: reb@ifz.ru

Поступила в редакцию 02.04.2021 г.

После доработки 10.09.2022 г.

Принята к публикации 27.09.2022 г.

Предложена новая технология инверсии напряжений из данных о немой трещиноватости, для которой имеются замеры амплитуд дилатансионного раскрытия трещин (сдвиг с отрывом), фиксируемых минерализацией (жильно-прожилковые тела). Привлечение фундаментального закона геомеханики закритического деформирования, определяющего взаимосвязь амплитуд сдвиговых деформаций с амплитудами деформаций поперечного расширения — дилатансии, — позволяет связать амплитуды раскрытия трещин скалывания с уровнем кулоновых напряжений. Предложенный подход может быть использован не только в случае наличия сопряженной системы трещин, но и для зон разломов с системой трещин одной, близкой ориентации. Разработанный алгоритм и технология расчета напряжений состоят из последовательности процедур анализа геометрической формы и характерных линеаментов зоны плотности полюсов трещин на стереосферах и напряженных состояниях этих трещин на диаграмме Мора. Алгоритм позволяет выполнять расчет параметров тензора напряжений как на основе графического анализа на стереосферах и диаграмме Мора, так с использованием группы формул. Алгоритм реализован для месторождения Бадран зоны “Надвиговая”. Получены не только величины напряжений в той части разлома, где выполнены замеры трещиноватости, но и дан прогноз перспективных участков в более глубокой части разлома там, где возможно наибольшее проявление дилатансии трещинного течения.

Ключевые слова: трещины, дилатансия, напряжения, разлом, кулоновы напряжения, рудообразование, тектонофизика

DOI: 10.31857/S0016777023020028, **EDN:** LXFERA

ВВЕДЕНИЕ

Обоснованный прогноз рудных тел на глубину или фланги уже отрабатываемого месторождения является одной из первостепенных задач для воспроизводства минерально-сырьевой базы, минимизации затрат на геологоразведочные работы и поддержания устойчивого состояния горнорудного предприятия.

Закономерности расположения рудных тел (или коллекторов), выявленные при поисках и разведке месторождения до определенной глубины, как правило, используют для создания геолого-генетической модели месторождения и последующего прогноза пространственного расположения рудных тел за пределами контура изученности.

Как показывает практика, традиционных структурных и литологических факторов контроля (путей перемещения флюидных потоков и фи-

зико-химических барьеров), используемых геологами для целей прогноза, недостаточно. Закономерности выявляются из фактических данных с современной поверхности до определенной глубины, необходимой для подсчета запасов, поэтому применение их без учета реставрации, в том числе напряженно-деформированного состояния недр, на момент рудообразования приводит к заведомо неточным результатам.

Однако оценка напряженно-деформированного состояния недр с прогнозом участков с повышенными коллекторскими свойствами требует не только данные об ориентации осей главных палеонапряжений, но и возможность расчета их величин. Для решения этой задачи повышенный уровень кулоновых напряжений, отвечающий за условия разрушения в процессе реализации хрупкого сдвига, позволяет классифицировать соот-

ветствующие участки породы как зоны повышенного уровня дилатансии (объемного расширения пород за счет микро- и макроскопических трещин сдвига и отрыва).

В настоящее время существует очень ограниченное число тектонофизических методов реставрации напряжений из разрывных смещений, которые способны оценивать кулоновы напряжения. Для этого необходимо определить не только параметры эллипсоида напряжений (ориентация главных осей и коэффициент Лоде–Надаи), но и оценить шаровую и девиаторную компоненту тензора напряжений. К таким методам относятся методы Рэчез (Rachez, 1978, 1983, 1987), Анжелье (Angelier, 1984, 1989, 1990) и Ребецкого (1991, 2001, 2003, 2005, 2009). Все эти методы в качестве исходных данных используют геологические разрывы с зеркалами скольжения. Именно данные о смещениях на разрывах позволяли производить оценку величин напряжений.

Метод, в котором используются качественные данные о раскрытии и заполнении трещин в зависимости от их ориентировки, был разработан (Delaney et al., 1986; Baer et al., 1994; Jolly, Sander-son, 1997) для двух- и трехмерной задачи. Этот метод позволяет получить значения двух параметров, описывающих отношения между величинами флюидного давления и главных напряжений: относительного расширяющего давления P' (*driving pressure ratio*) и отношения Ф. Лоде (*Lode stress ratio*). Попытка определить тектонические причины напряженного состояния и условия флюидного давления, контролирующие ориентировку жильно-прожилковых тел, были выполнены на месторождении Базовское (Войтенко, Задорож-ный, 2016), расположенном в 54 км к северо-западу от месторождения Бадран, которому посвящено настоящее исследование.

Практика тектонофизических работ на рудных месторождениях показывает необходимость разработки методов анализа трещиноватости Николаева (1977, 1992), Парфенова (1981, 1984), Расцветаева (1982, 1984) и др. для оценки величин напряжений. Совсем недавно такая возможность казалась нереализуемой.

В этой работе будет представлен первый опыт подобного подхода на примере надвиговой рудной зоны месторождения Бадран, для которого была создана база данных не только морфологии трещин (жильно-прожилковых тел), но и амплитуд их раскрытия. Задача исследования состояла в прогнозе по результатам тектонофизических расчетов параметров тензора напряжений (в том числе относительного расширяющего давления, вертикальной деформации) зон повышенной дилатансии вдоль поверхности надвиговой зоны на глубоких горизонтах.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАДРАН

Основные особенности геологического строения и структурно-минералогические критерии контроля золото-кварцевой жильно-прожилковой минерализации Бадранского рудного поля отражены в работах (Амузинский и др., 2002; Фридовский, 1999; Неустроев, 2004).

Месторождение Бадран приурочено к Бадран-Эгеляхскому взбросо-сдвигу Мугурдах-Селериканской зоны разрывов в пределах Эльгинского складчато-глыбового поднятия внешней зоны Верхояно-Черского мезозойского орогенного пояса. На площади Бадранского рудного поля распространены терригенные верхнетриасовые отложения континентального склона и его подножия: переслаивающиеся пачки песчаников, углеродистых алевролитов и их переходных узлостей. Наиболее широко распространены песчаники и алевролитистые песчаники. Магматические породы на месторождении отсутствуют. Ближайший выход магматических пород Бас-Юряхского гранитного массива расположен в 30 км к юго-востоку от месторождения.

Строение месторождения Бадран интерпретируется как сдвигово-дуплексная структура сжатия право-ступенчатого эшелонирования с левосторонней взбросо-сдвиговой кинематикой, связанная со сдвиговым этапом коллизионных событий. Жильная и жильно-прожилковая минерализация месторождения Бадран расположена локально в пределах сдвигово-дуплексной структуры — зоне “Надвиговой”, амплитуда перемещения по разлому в разных частях оценена от 600 до 1300 м. В высячем крыле отмечаются складки двух генераций. Ранние брахиформные складки северо-западной ориентировки концентрического типа получили наиболее широкое развитие. На них наложены поздние присдвиговые аксоноклинали с шарнирами, круто (до 70°) погружающимися в восток-юго-восточном направлении (Фридовский, 1999).

Особенности строения жильно-прожилкового типа рудных тел позволяют восстановить два основных динамических режима формирования структур внутри зоны “Надвиговой”: сдвиго-взбросовый, подтверждаемый надвиговыми складками, аксоноклиналями и разломными дуплексами, и сбросо-сдвиговый, подтверждаемый хрупкими зонами сдвига и C' - S структурами внутри зоны “Надвиговой”, деформирующими ранние сдвиго-взбросовые структуры. Отмечается изменение залегания строения зоны “Надвиговая” на разных ее участках. В центральной части зоны она полого (28°–35°) падает к северо-востоку по азимуту 45°. На северо-западе зона залегает круто (50°–80°) с падением на север. На юго-восточном окончании зона разветвляется на несколько вторичных оперяющих

разрывных нарушений, развивающихся в полосе шириной 250–300 м.

Разведочными работами выявлено закономерное расположение рудных столбов через 950–1050 м, при ширине от 250 до 500 м и обычно крутое склонение в плоскости зоны “Надвиговой”. По наблюдениям в горных выработках и скважинах колонкового бурения указанные выше участки зоны “Надвиговая” осложнены локальными волнообразными понижениями подошвы, которые формируют расширения и в значительной мере определяют положение рудных тел на том или ином участке зоны “Надвиговая”. В расширениях зоны “Надвиговая” наблюдается разветвление, переплетение жил или развитие нескольких параллельных жил. В плане форма жил сложная, с длинной осью, вытянутой по падению зоны, что указывает на определяющее влияние сдвиговых подвижек вдоль рудомещающих разломов при формировании благоприятных структур для образования рудных столбов (Неустроев, 2004).

Латеральное строение зоны “Надвиговая” – сегментное за счет чередования тектонитов различного состава и текстурно-структурного типа, на которые наложены гидротермальные образования. Рудоносные стержневые плитообразные кварцевые жилы сложного (в плане) строения и прожилки приурочены к дробленным, милонитизированным, рассланцованным и будинированным песчаникам, алевролитам и их переходными разновидностями, либо милонитам зоны “Надвиговая”. Мощность зоны “Надвиговая” обычно 3–7 м, в среднем – 5.1 м, мощность жил 0.4–18 м. Жилы прослеживаются по простиранию на 5.6 км, по падению – более 900 м.

Соотношение между нормальной мощностью жилы и содержанием золота (по 2805 замерам жил первого рудного столба) подтверждается только на уровне статистической тенденции, коэффициент корреляции – 0.3. Устойчивая статистическая положительная корреляция между содержанием золота и мощностью жилы наблюдается в интервале мощностей жил от 0.6 до 2.0 м с одновременным увеличением величины дисперсии по содержанию золота.

По данным геологоразведочных работ, максимальные концентрации золота приурочены к массивным кварцевым жилам именно полифазного строения. Такие кварцевые жилы имеют характерную “полосчатую” текстуру за счет пластинчатых фрагментов углеродистых сланцев и могли быть образованы при многократном открывании полосей в зальбандах более ранних (в том числе дорудных) жил. Околорудные метасоматические изменения вмещающих пород проявлены слабо или не проявлены. В непосредственной близости от зоны “Надвиговая” иногда наблюдаются участки локального (до 60 м) избирательного окварцевания и

Fe-карбонатизации по пачкам песчаников. Окварцевание и Fe-карбонатизация развиваются преимущественно по цементу песчаников.

Специальными структурными исследованиями – комбинацией известных методик (Гзовский, 1975; Данилович, 1961; Шерман, Днепровский, 1989) в подземных и поверхностных горных выработках изучены трещинные элементы зоны “Надвиговая” и реконструировано тектоническое поле напряжений (фиг. 1), соответствующее рудному этапу формирования структуры (Фридовский, 1999).

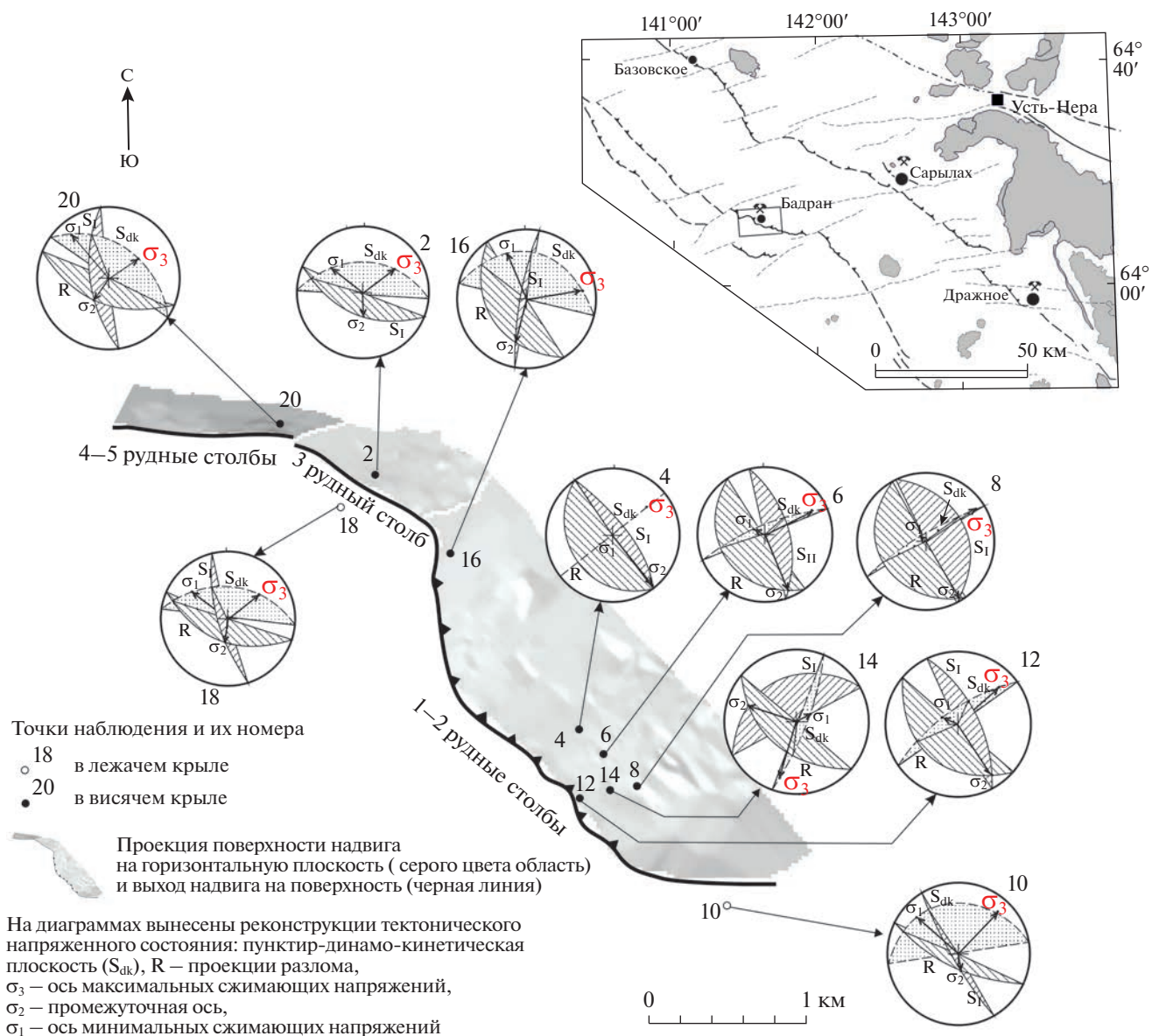
Согласно этим данным, в восьми из десяти определений ориентация оси максимального сжатия – северо-восточная, с восстанием около 30° – 50° . В одном случае (точка 16) она становится восток – северо-восточной и еще в одном (точка 14) – юго-западной, с восстанием около 20° . Ориентации осей минимального сжатия или девиаторного растяжения северо-западная–юго-восточная.

Из результатов реконструкции (Фридовский, 1999) нет сведений о виде эллипсоида напряжений (значение коэффициента Лоде–Надаи). Также отсутствуют данные о величинах напряжений (всестороннее давление, максимальное касательное напряжение). Кроме того, эти данные о палеонапряжениях нельзя прямо использовать в нашей работе, т.к. они получены по данным с поверхности и поэтому могут не отвечать глубинным условиям деформирования зоны “Надвиговая”. Согласно данным табл. 1, режимы напряженного состояния (Ребецкий и др., 2017) в виде транспрессии наблюдаются для точек 2, 10, 18 и 20, горизонтального сжатия – для точек 4, 6, 8, 12 и 14, а горизонтального сдвига – для точки 16.

Помимо этих данных, для изучаемого месторождения Бадран (МБ) были использованы результаты определения физико-механических свойств горных пород, выполненных в ИГДС СО РАН (Мамонов и др, 2001). Как следует из результатов лабораторных экспериментов, сопротивление сдвигу алевролитов и милонитов, наиболее часто представленных в горных выработках в надвиговой зоне, составляет 32–106 кГ/см², а угол внутреннего трения 64° – 67° .

ПРОБЛЕМА ПОЛУЧЕНИЯ ДАННЫХ О НАПРЯЖЕНИЯХ НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАДРАН

База тектонофизических данных месторождения Бадран содержала 36600 элементарных площадок (фрагментов надвиговой зоны), составляющих поверхность надвиговой зоны, для каждой из которых были определены азимут и угол падения. Также для каждой из площадок были определены трехмерные ее координаты и амплитуды



Фиг. 1. План выхода на земную поверхность (жирная линия) и проекция поверхности рудной зоны “Надвиговая” на горизонтальную плоскость (область в серых полутонах). На азимутальных проекциях (верхняя полусфера) представлены ориентировки главных осей напряжений по совокупности сколовых трещин методом Даниловича В.Н. (Фридовский, 1999, С.160, 165 с изменениями). В правом верхнем углу местоположение района исследований (прямоугольник).

раскрытия фрагмента разлома, которые изменялись от 0 до 51 м. Замеры фрагментов разлома (кровли и подошвы) в теле надвиговой зоны выполнены с поверхности и на глубине в подземных выработках с общим превышением более 500 м (фиг. 2). Элементарные площадки представляют собой отдельные элементы надвиговой поверхности, т.е. являются сдвигами в механическом смысле, которые при этом испытывают раскрытие.

В настоящем исследовании не учтены пространственная вещественная анизотропия как горного массива, вмещающего разрывное нару-

шение (литологический состав и мощность осадочных пачек горных пород), так и расположение в теле разлома дорудных, рудных и пострудных жильно-прожилковых тел. Одним из дополнительных критериев контроля оруденения также является “полосчатость” рудных жил, характеризующая многоэтапное пульсационное открытие трещин одной и той же ориентировки, то есть накопленная амплитуда раскрытия собственно жильных тел. Учет этих критериев не проводился из-за отсутствия возможности повсеместной де-

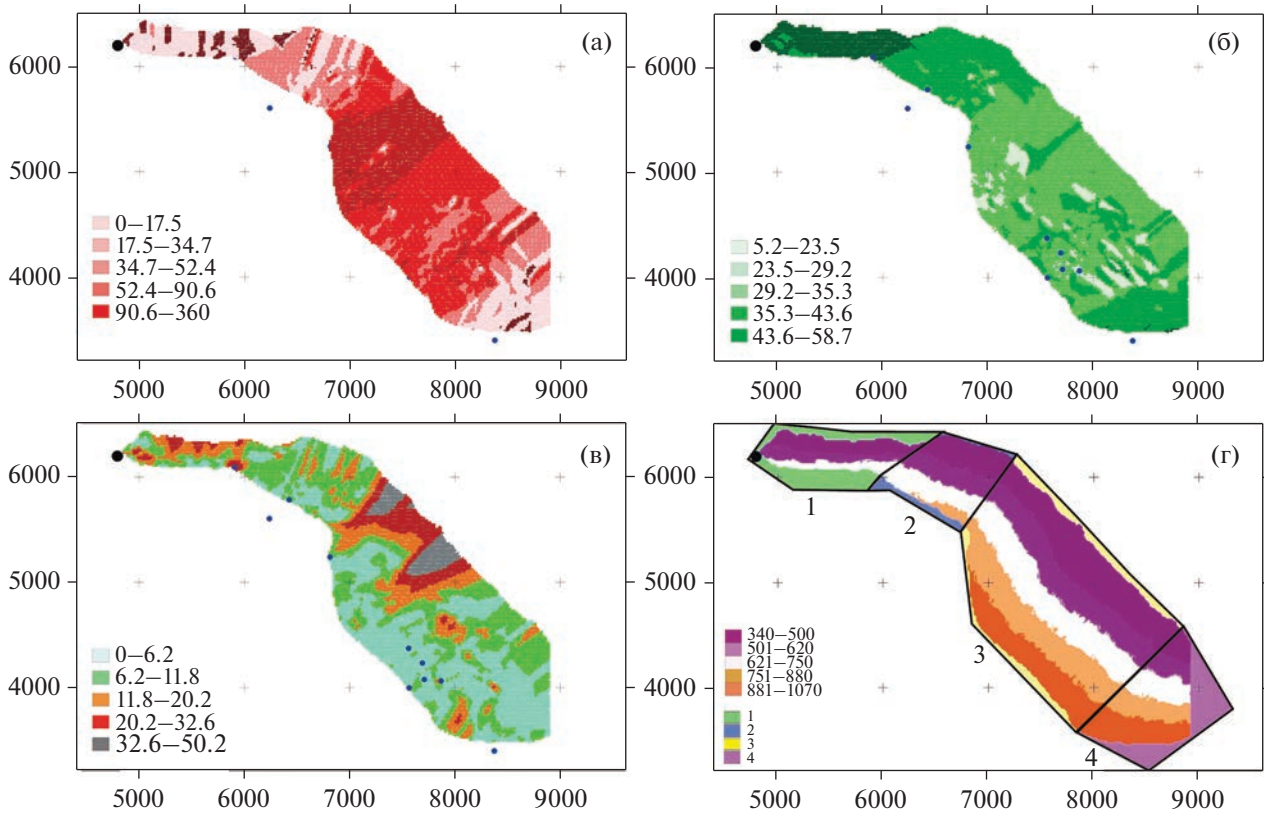
Таблица 1. Параметры ориентации осей главных напряжений (погружение осей – нижняя полусфера) в точках наблюдения (фиг. 1)

Высота, м	№ точки наблюдения	σ_3		σ_2		σ_1	
		аз. погр.	уг. погр.	аз. погр.	уг. погр.	аз. погр.	уг. погр.
792.87	2	230	25	355	50	128	28
888.48	16	260	10	20	22	156	20
778.41	18	230	30	12	60	125	20
752.13	20	238	34	34	50	134	14
1109.31	4	232	24	322	4	52	65
1108.83	6	245	15	345	5	108	70
1120.16	8	235	5	335	5	110	85
1026.57	12	230	18	338	8	100	65
1083.30	14	10	10	100	20	235	70
1061.90	10	221	12	304	62	128	14

тальной геологической документации горных выработок и керна скважин.

Как выше уже было отмечено, данные о немой трещиноватости в рамках соответствующих методов Гзовского (1954, 1956), Николаева (1977, 1992),

Парфенова (1981, 1984), Расцветаева (1982, 1984) позволяют рассчитать ориентацию главных осей напряжений, но при этом форма эллипсоида напряжений, определяемая коэффициентом Лоде–Надаи, и величины всестороннего давления и



Фиг. 2. Распределение значений азимутос погружения плоскости (а), углов погружения (б), амплитуд раскрытия (в) и глубин разлома в метрах топографических высот (г) фрагментов разлома в пределах зоны “Надвиговая”. На (г) показано разбиение поверхности надвига на четыре сегмента (рамка черного цвета и номера 1–4 цветов подложки). Синими точками отмечены места с данными о палеонапряжениях (фиг. 1).



Фиг. 3. Схема Николаева для выделения сопряженных полюсов систем трещин по данным о числе полюсов трещин в единице площади. На прямоугольной диаграмме (по горизонтали отложен азимут простирания, а по вертикали угол погружения/восстания) показаны изолинии плотности полюсов трещин, стрелки показывают возможное положение на диаграмме второго максимума плотности, сопряженного с первым. Рисунок из работы (Николаев, 1991).

максимального касательного напряжения остаются неизвестными.

Для использования методов анализа морфологии трещиноватости их параметры должны позволять выделять сопряженную систему трещин, как это делается в Статистическом методе Николаева (1991), (фиг. 3). Без этой возможности определить ориентацию осей главных напряжений в рамках стандартных подходов не удастся. Представленные выше данные о морфологии трещиноватости МБ (фиг. 2а, б) характеризуют смещения надвиговой рудной зоны и поэтому отвечают только одной из сопряженных пар трещин. Таким образом, в создаваемом методе инверсии напряжений должна быть решена проблема нахождения ориентации осей главных напряжений без использования сопряженности трещиноватости.

Разработанный нами алгоритм расчета не только ориентации осей главных напряжений, но и величин напряжений опирается на то, что в базе данных каждая трещина имела точные координаты расположения, и для нее определялась амплитуда раскрытия (фиг. 2). Благодаря наличию точных координат трещин нам удалось разделить все месторождение на несколько площадей (объемов), квазиоднородных по напряжениям, а данные об амплитудах раскрытия трещин дали возможность построить методику определения напряжений.

Было выполнено разделение участка надвиговой рудной зоны на 4 площади — (см. фиг. 2): 1) 4–5 рудные столбы, 2) 3 рудный столб, 3) 2 рудный столб, 4) 1 рудный столб, которые рассматривались как квазиоднородные по напряженно-

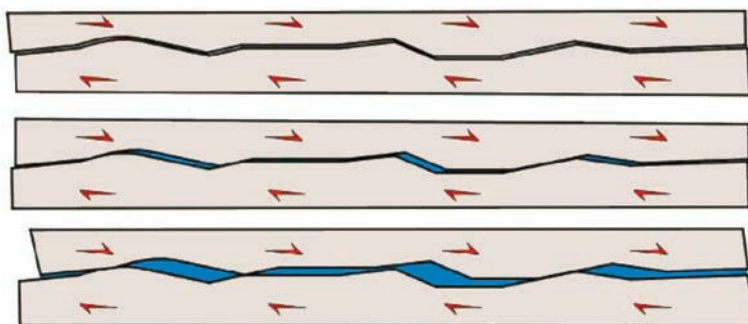
му состоянию сегменты. При разделении района исследований на четыре сегмента учитывалась не только близость ориентации трещин, но и характер распределения по площадям амплитуд раскрытия и средние их величины.

Методика, с помощью которой в нашей работе были получены данные о направлениях главных осей напряжений, является новой, она начала развиваться только в последнее время при анализе напряжений для нефтегазовых месторождений (анализ трещин на стенках скважин). Для рудных месторождений она применяется впервые.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ НОВОГО ПОДХОДА

С позиции геомеханики сочетание закритического сдвига (зоны локализации пластических деформаций) с расширением следует рассматривать как дилатансию. Трещинное течение также при определенном масштабе усреднения можно рассматривать как явление формирования необратимых деформаций. Поэтому в геомеханике это явление определяют как псевдопластическое деформирование, а в тектонофизике оно именуется как катакlastические деформации. При этом после работы (Ставрогин, Протосеня, 1992) считается, что формирование дилатансионного расширения при хрупком течении осуществляется за счет возникновения на микроуровне трещин отрыва в пространстве между трещинами сдвига, подобных пулл-апарт трещинам (*pull-apart faults*). Результаты полевых наблюдений надвиговой рудной зоны показали, что дилатансионное расширение может формироваться и за счет изначальных неровностей трещин сдвига. На фиг. 4 в качестве иллюстрации показано, что начальная шероховатость поверхности трещины приводит к появлению пустот в процессе сдвига ее бортов и увеличению объема массива — хрупкая дилатансия. Поступление в эти пустоты минерализованного флюида приводит к последовательной фиксации этого расширения. Такого типа трещины возникают в участках, где при наличии достаточного уровня сдвигающих касательных напряжений нормальные к трещине напряжения сжатия пониженные. Отмеченное соотношение напряжений определяет повышенный уровень кулоновых напряжений, характеризующих положение трещины сдвига по отношению к главным напряжениям.

Выше уже отмечалось, что в тектонофизике существует несколько подходов к оценке величин напряжений, имеющих близкий теоретический базис. Объединяющим моментом всех этих методов является использование в качестве исходных данных геологических (борозды скольжения) и сейсмологических (механизмы очагов землетря-



Фиг. 4. Стадии (сверху) последовательного увеличения сдвига и амплитуды раскрытия трещин, вызываемые неровностями поверхности.

сений) индикаторов разрывных деформаций. В частности, к этим методам относится катакlastический анализ разрывных смещений (МКА) (Ребецкий, 1999; Ребецкий и др., 2017), алгоритм которого состоит из нескольких этапов. На первом этапе в режиме расчета, близком к методам Анжелие (Angelier, 1975, 1984, 1990) и Гущенко (1975, 1979, 1982), формируется однородная выборка разрывных смещений и определяются параметры эллипсоида напряжений (ориентация главных осей и форма эллипсоида). На втором, используя анализ распределения напряжений, отвечающих разрывам из однородной выборки трещин (землетрясений) на диаграмме Мора, рассчитываются нормированные на прочность сцепления величины шаровой (всестороннее давление) и девиаторной (максимальное касательное напряжение) компонент тензора напряжений. На последующих двух этапах за счет привлечения дополнительных данных (лабораторный эксперимент, динамические параметры очагов землетрясений) производится оценка прочности сцепления массивов и рассчитывается флюидное давление. В итоге алгоритм МКА позволяет определить все компоненты тензора напряжений для однородных выборок разрывов со смещениями.

Предлагаемый в настоящей работе подход к инверсии напряжений не только в части определения ориентации осей главных напряжений, но и величин напряжений, с одной стороны, опирается на алгоритм МКА, а с другой — на дополнительные положения, которые следуют из закономерности дилатационного увеличения объема породы в процессе развития в ней сдвиговых деформаций.

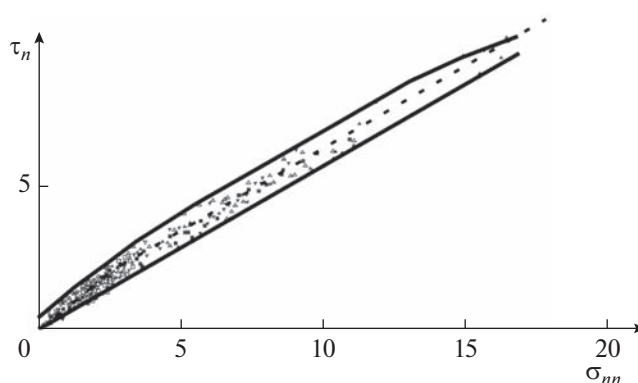
Необходимость оценки величин напряжений связана с задачами прогноза зон повышенной дилатансии, которые в геомеханике связываются с участками повышенного уровня кулоновых напряжений.

Полоса хрупкого разрушения на диаграмме Мора

Эксперименты по разрушению различных типов образцов (целые, с дефектами, предразрушенные) (Byerlee, 1967), анализируемых в комплексе, наиболее близко характеризуют деформации, происходящие в реально трещиноватых массивах горных пород. При этом, согласно результатам таких экспериментов, вновь возникающие и ранее созданные хрупкие трещины находятся внутри *полосы хрупкого разрушения* (Ребецкий, 2003) на диаграмме Мора (фиг. 5).

В методе катакlastического анализа разрывных смещений (МКА), ориентированном как на сейсмологические (механизмы очагов землетрясений) (Rebetsky, 1996; Ребецкий, 1999), так и геологические (зеркала скольжения) индикаторы деформаций (Ребецкий и др., 2017), полоса хрупкого разрушения аппроксимируется двумя параллельными предельными линиями (фиг. 5):

$$-k_f \sigma_{nn} \leq \tau_n \leq \tau_f - k_f \sigma_{nn}. \quad (1)$$



Фиг. 5. Огибающие облако экспериментальных точек: предел прочности сплошных образцов — верхняя огибающая, минимальное сопротивление сухого трения — нижняя огибающая. Область между этими линиями — *полоса хрупкого разрушения* (Ребецкий, 2003). Линия закона Байерли показана пунктиром. Напряжения в кГ/см². Направо по горизонтали откладываются нормальные напряжения сжатия.

Здесь k_f — коэффициент внутреннего трения, τ_f — максимальная прочность сцепления сплошного образца породы, а $\tau_n > 0$ и $\sigma_{nn} \leq 0$ — соответственно касательное и нормальное (сжатие отрицательное) напряжения на плоскости разрыва с нормалью n . При этом верхняя предельная линия (правая сторона выражения (1)) представляет собой *эффективный предел прочности* породного массива, зависящий от степени его раздробленности, а нижняя линия — минимальный предел прочности трения, который может быть получен в экспериментах на образцах с заранее созданным разрывом (левая сторона выражения (1)).

Согласно правилам работы в моровской области, зоны внутри большого круга Мора, отсекаемые малыми кругами Мора (темно-серая и светло-серая заливка на фиг. 6, а), определяют все возможные касательные τ_n и нормальные σ_{nn} напряжения на произвольно ориентированных плоскостях внутри объема некоторого квазизнородного напряженного состояния. Если для данного объема известно направление и значение главных напряжений σ_i , ($i = 1, 2, 3$), то касательные и нормальные напряжения прямо определяются величинами главных напряжений и ориентацией относительно них площадки нормали плоскости, для которой они вычисляются:

$$\begin{aligned}\sigma_{nn} &= \sigma_1 \ell_{1n}^2 + \sigma_2 \ell_{2n}^2 + \sigma_3 \ell_{3n}^2, \\ \tau_{ns} &= \sigma_1 \ell_{1n} \ell_{1s} + \sigma_2 \ell_{2n} \ell_{2s} + \sigma_3 \ell_{3n} \ell_{3s},\end{aligned}\quad (2)$$

где $\ell_{in} \ell_{is}$ — направляющие косинусы вектора нормали (n) к трещине и направления борозды скольжения (s) в системе координат, связанной с главными осями напряжений σ_i ($i = 1, 2, 3$) $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (напряжения растяжения являются положительными).

Внутри области всевозможных напряженных состояний (область светло и темно-серой заливки внутри большого круга Мора на фиг. 6а) линия минимального сопротивления сухого трения (пунктирная линия) отсекает от большого и малых кругов Мора сектор, входящий в *полосу хрупкого разрушения* (зона темно-серой заливки на фиг. 6а). В этом секторе возможно возникновение хрупких трещин, если локальная прочность дефекта достигнет предельного значения.

В рамках алгоритма МКА на диаграмме Мора трещины сдвига должны попадать в полосу хрупкого разрушения, параметры которой определяются пределом внутренней прочности пород и минимальным сопротивлением силам поверхностного трения (фиг. 6а). Максимальная прочность соответствует предельным напряжениям целого участка породы, а минимальная — напряжениям трения существующих трещин с нулевой прочностью сцепления. Ниже линии минималь-

ной прочности — напряженные состояния, которые не способны активизировать существующие трещины.

Кулоновы напряжения

Хрупкое разрушение горных пород контролируется не только уровнем девиаторных напряжений, но и всесторонним давлением, препятствующим разрушению. Поэтому сопоставлять с прочностью сцепления ненарушенной породы или породы, имеющей предварительно созданные дефекты прочности, следует *кулоновы напряжения*. Предельные выражения (1) можно переписать через кулоновы напряжения:

$$0 \leq \tau_c \leq \tau_f \text{ при } \tau_c = \tau_n + k_f \sigma_{nn}, \quad (3)$$

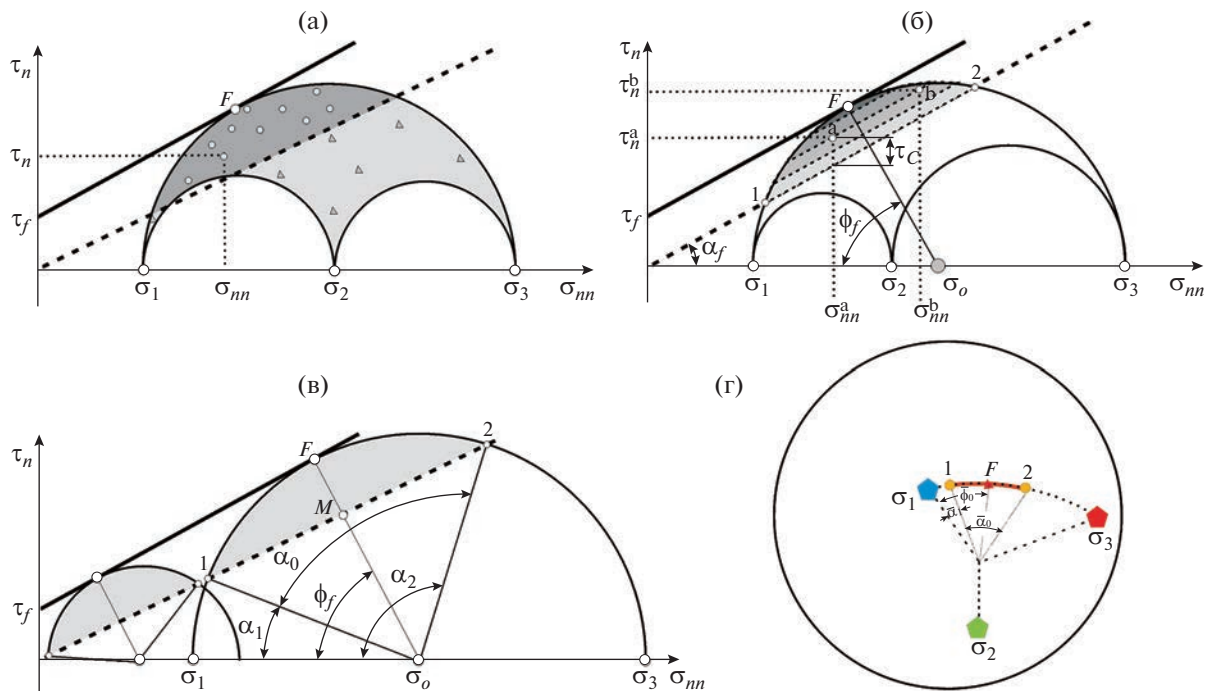
из которых следует, что активизация ранее существовавших трещин возможна при положительном значении кулоновых напряжений, а отрицательные их значения (области ниже пунктирной линии на фиг. 6а) определяют высокий уровень силы трения на плоскости трещины, который не может быть преодолен действующими на этих трещинах касательными напряжениями.

При этом достижение внутри полосы хрупкого разрушения кулоновыми напряжениями локальной прочности (τ_f^i) существующего для дефекта прочности

$$\tau_c = \tau_f^i \text{ при } 0 \leq \tau_f^i \leq \tau_f \quad (4)$$

приводит к переходу дефекта в состояние активной трещины сдвига.

В рамках одного из положений алгоритма МКА, определяющего параллельность линии предела хрупкой прочности массива и линии минимального сопротивления сухого трения, точки со значениями кулоновых напряжений одного уровня лежат на линиях, параллельных предельным линиям прочности (фиг. 6б). Максимальные значения кулоновых напряжений отвечают точке F (фиг. 6б), уровень одинаковых значений кулоновых напряжений параллелен линии минимального сопротивления трения. При этом длина дуги вдоль большого круга Мора от напряженного состояния на площадке главного напряжения σ_1 до плоскости максимальной прочности (точка F) определяется значением угла $\varphi_f = 90^\circ - \alpha_f$ ($k_f = \operatorname{tg} \alpha_f$, $\operatorname{tg} \varphi_f = 1/k_f$). Вдоль этой дуги на стереосфере и на диаграмме Мора имеет место минимальный градиент кулоновых напряжений. В рамках принятых в наших расчетах значений $\alpha_f \approx 26.6^\circ$ угла между точкой максимального кулонового напряжения (F) и осью главного напряжения σ_1 получим $\varphi_f = 63.4^\circ$.



Фиг. 6. Полоса хрупкого разрушения на диаграмме Мора и стереосфере. Диаграмма Мора: (а) напряженные состояния (τ_n, σ_{nn}) на поверхности активных (кружки светло-серой заливки) и пассивных разрывов (треугольники); (б) кулоновы напряжения одного уровня $\tau_c = \tau_n + k_f \sigma_{nn}$ – точечный пункт и зоны одинаковой интенсивности серой заливки; (в) геометрические соотношения полосы хрупкого разрушения – угол створа, определяемый длиной дуги $1F2$. Стереосфера: (г) линия минимального градиента кулоновых напряжений на стереосфере $1F2$ и оси главных напряжений. На диаграмме Мора сплошная линия – предел прочности, пунктирная линия – минимальное сухое трение, F – предел наибольшей прочности данного напряженного состояния, характеризующегося кругами Мора, α_i ($i = 1, 2$) – углы вдоль большого круга Мора, определяющие положение крайних точек 1 и 2 полосы хрупкого разрушения. $\alpha_0 = (\alpha_2 - \alpha_1)$ – угол участка дуги большого круга, показывающий границы полосы хрупкого разрушения на диаграмме Мора. На диаграммах Мора направо по горизонтали откладываются отрицательные значения нормальных напряжений. Пояснения в тексте.

Дилатансия породы в процессе хрупкого сдвига

Эксперименты по дилатансии образцов горных пород (Ставрогин, Протосеня, 1992) показали, что интенсивность дилатансии тем выше, чем больше кулоновы напряжения. Это положение в приложении к критерию псевдопластического (трещинного) деформирования Кулона–Мора можно записать в следующем виде:

$$\tau_c = \tau - k_f p^*. \quad (5)$$

В рамках наших работ предлагается использовать уровень кулоновых напряжений, записанный в форме хрупкого разрушения (3). На фиг. 6б показаны линии одинакового уровня кулоновых напряжений на диаграмме Мора. В рамках положений МКА они параллельны граничным линиям полосы хрупкого разрушения. В нашей работе мы будем использовать некоторые положения МКА для прогноза амплитуд раскрытия трещин из данных о морфологии совокупности трещин.

Экспериментальные данные и теоретические алгоритмы методов геомеханики показывают взаимосвязь приращений интенсивности сдвигов γ в полосах локализации деформаций с амплитудой дилатансии θ , имеющих место в этих зонах:

$$\theta = \Lambda \gamma, \quad (6)$$

где $\Lambda < 1$ – коэффициент дилатансии. Из выражения (6) следует, что чем больше амплитуда приращений интенсивности сдвига, тем больше дилатансия. В дальнейшем мы будем использовать (6) в форме, связанной со сдвигами на трещинах:

$$\theta_n = \Lambda \gamma_n, \quad (7)$$

где θ_n и γ_n – соответственно отрывные и сдвиговые деформации вдоль одних и тех же трещин, т.е. это *трещины дилатансии*. В рамках гипотезы, которую будем использовать для инверсии напряжений, из выражения (7) следует, что чем ближе в данном напряженном состоянии кулоно-

вы напряжения для трещин к предельному значению, тем больше амплитуда раскрытия трещины сдвига:

$$\tau_c \approx K\theta_n. \quad (8)$$

В такой постановке в случае приближения полосы хрупкого разрушения в виде фиг. 6а на одном и том же расстоянии от точки максимальных значений кулоновых напряжений F , наибольшего уровня раскрытия достигают трещины, лежащие вдоль дуги большого круга Мора между точками 1 и 2 на фиг. 6б.

ЗОНИРОВАНИЕ ПО КУЛОНОВЫМ НАПРЯЖЕНИЯМ НА СТЕРЕОСФЕРЕ

Зоны дилатансии

До сих пор зонирование по уровню кулоновых напряжений было представлено на диаграммах Мора по данным о напряжениях на плоскостях трещин. Совершенно очевидно, что такое же зонирование можно выполнить и на стереосферах, на которых в разных методах (Гзовского, Николаева, Парфенова и др.) производится анализ распределения полюсов трещин в их взаимосвязи с положением осей главных напряжений. Так, данным фиг. 6в, где изображены точки 1 и 2, определяющие границы полосы хрупкого разрушения на большом круге Мора, на стереосфере (фиг. 6г) будет отвечать участок, лежащий на дуге большого круга, проходящей через оси главных напряжений σ_1 и σ_3 .

Поскольку на стереосфере длина участка дуги большого круга между осями σ_1 и σ_3 будет 90° , а не 180° , как это имеет место на моровской области (фиг. 6в), то это означает, что характерные размеры дуг моровской области на стереосфере также уменьшаются вдвое (фиг. 6г). На стереосфере точка со значениями максимальной прочности (F) также будет находиться на дуге большого круга, проходящей через оси двух главных напряжений σ_1 и σ_3 , но длина участка дуги между осью σ_1 и точкой максимальной прочности на стереосфере будет вдвое короче ($\bar{\varphi}_F = \varphi_F/2$), чем на моровской области. Точно так же длина дуги между крайними точками 1 и 2 зоны полосы хрупкого разрушения на диаграмме Мора $\alpha_0 = (\alpha_2 - \alpha_1)$ на стереосфере (фиг. 6г) уменьшится вдвое ($\bar{\alpha}_0 = \alpha_0/2$).

Как следует из фиг. 6в, размер полосы хрупкого разрушения зависит от уровня напряжений. Чем правее на диаграмме расположено напряженное состояние, определяемое большим кругом Мора, тем меньше диапазон разброса плоскостей трещин, способных к активизации. Это связано с изменением угла α_0 , построенного на точках 1 и 2 и центре большого круга Мора σ_0 ,

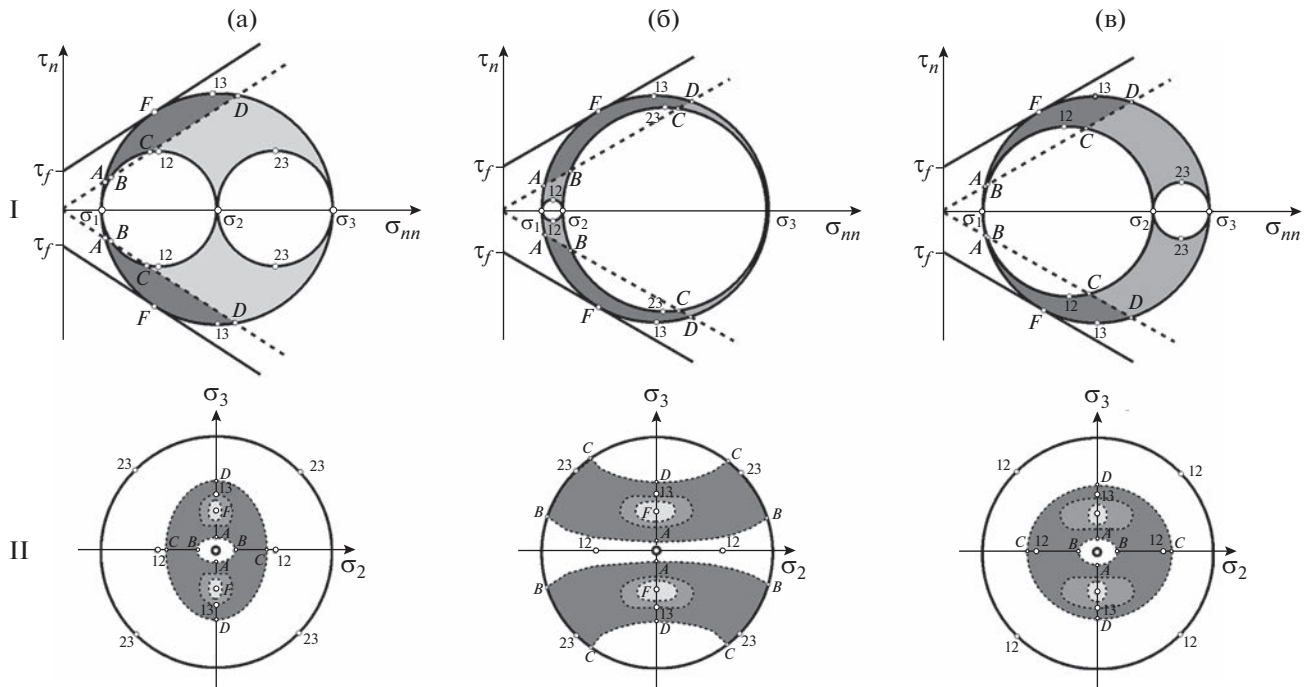
($\sigma_0 = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$). Чем больше уровень напряжений, тем меньше угол α_0 в градусах и тем менее вариабельны полюса трещин на стереосфере.

На фиг. 6 для трех разных напряженных состояний показано соотношение на диаграмме Мора и на стереосфере не только отдельных линейных элементов (участок дуги $1F2$ — фиг. 6), но и зон положительных значений кулоновых напряжений. Как видно, эти области концентрируются вблизи точки F , определяющей максимум кулоновых напряжений и лежащей на стереосфере на дуге большого круга, проходящей через оси главных напряжений σ_1 и σ_3 . Таким образом, на стереосфере точки наибольших амплитуд раскрытия должны тяготеть к дуге большого круга σ_1 и σ_3 , зоне вблизи нее и к точке F .

При этом важно отметить, что возможность использования данных об амплитудах раскрытия трещин должна предусматривать однозначность интерпретации направленности зоны повышенных их значений во взаимосвязи с расположением осей главных напряжений. Эта однозначность интерпретации должна опираться на возможность работы только с одной совокупностью из сопряженных систем трещин. Из трех представленных на фиг. 7 напряженных состояний такому положению не удовлетворяет состояние, близкое к одноосному сжатию (фиг. 7б), т.к. вытянутость зоны полюсов трещин с повышенной амплитудой раскрытия не тяготеет к дуге большого круга, проходящей через оси главных напряжений σ_1 и σ_3 . Для состояния, близкого к одноосному растяжению, такая вытянутость присутствует, но общая форма зоны положительных кулоновых напряжений достаточно изометричная (фиг. 7в).

В завершение этого раздела выскажем соображения об оценке формы эллипсоида напряжений. Как известно, определение коэффициента Лоде—Надаи по данным о трещиноватости является нерешенной проблемой. На фиг. 7 обозначен путь решения этой проблемы, связанный с изучением формы поля полюсов трещин на стереосфере. Так, для чистого сдвига ($\mu_\sigma = 0$) форма поля полюсов трещин вытянута в направлении дуги большого круга, проходящей через оси главных напряжений σ_1 и σ_3 (фиг. 7а). В случае одноосного растяжения ($\mu_\sigma = -1$) форма поля полюсов трещин практически изометрическая, так что будет существовать проблема выбора между осями σ_2 и σ_3 (фиг. 7в). Для одноосного сжатия ($\mu_\sigma = 0$) форма поля полюсов трещин имеет существенную вытянутость в направлении, ортогональном дуге большого круга, проходящей через оси главных напряжений σ_1 и σ_3 (фиг. 7б).

Из всех представленных на фиг. 7 форм эллипсоида напряжений только для состояния чистого



Фиг. 7. Взаимосвязь трех разных напряженных состояний: (а) — чистый сдвиг, (б) — вблизи одноосного сжатия, (в) — между чистым сдвигом и одноосным растяжением на морской плоскости (I) и на стереосфере с данными об осях главных напряжений и нормальными к трещинам (II). 12, 13, 23 — расположение плоскостей наибольших касательных напряжений соответственно между главными напряжениями σ_1 и σ_2 , σ_1 и σ_3 , σ_2 и σ_3 ; A, B, C, D — точки в пересечении линий прочности полосы хрупкого разрушения и кругов Мора; F — точка максимальных значений кулоновых напряжений — предел внутренней прочности данного напряженного состояния, определяемого кругами Мора; области темно-серой заливки — полоса хрупкого разрушения на диаграмме Мора и на стереосфере; центр стереосферы определяет положение главного напряжения σ_1 ; штрих-пунктирные линии на стереосфере — линии одинаковых значений кулоновых напряжений.

сдвига (фиг. 7а) геометрия зоны трещиноватости обладает особенностями, позволяющими относительно уверенно выделять дугу большого круга, проходящую через оси главных напряжений σ_1 и σ_3 . При этом крайне важен тот факт, что этот тип напряженного состояния органически связан с зонами разломов. Здесь трещиноватость имеет относительно небольшие вариации полюсов трещин, а сдвиговые смещения также квазистабильно характеризуют основную компоненту смещения. В случае разрывного нарушения месторождения Бадран — это надвиг. Зонам разломов напряженные состояния, сильно смещенные в сторону одноосного растяжения или сжатия, практически не свойственны.

Отсюда делаем вывод, что теоретические вопросы, рассмотренные в этом разделе, позволяют рассчитывать на возможность использования данных об амплитудах раскрытия трещин скалывания (дилатансионное расширение при сдвиге) для инверсии напряженного состояния. При этом в случае *инверсии напряжений в зонах разломов* можно априорно предполагать, что форма эл-

липсоида напряжений отвечает чистому сдвигу ($\mu_\sigma = 0$).

Формулы расчета величин напряжений из данных о геометрии диаграмм Мора

Для расчета величин напряжений необходимо перейти к редуцированной диаграмме Мора отдельных напряженных состояний (фиг. 8), которая может быть получена, если центр большого круга Мора σ_o (фиг. 7б, в) совместить с началом системы координат и нормальные и касательные напряжения нормировать на максимальное касательное напряжение (τ). Согласно данному определению, выражения для редуцированных нормальных и касательных напряжений будут иметь вид:

$$\bar{\sigma}_{nn} = (\sigma_{nn} - \sigma_o) / \tau, \quad \bar{\tau}_{ns} = \tau_{ns} / \tau \quad (9)$$

$$\text{при } \sigma_o = -p - \tau \mu_\sigma / 3, \quad \tau = (\sigma_1 - \sigma_3) / 2, \quad p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3, \quad \mu_\sigma = 2 \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} - 1.$$

то для редуцированного $\bar{\sigma}_o$ и редуцированных кулоновых напряжений, одинаковых как для точки 1, так и для точки 2, получим соотношения:

$$\bar{\sigma}_o = -\frac{\cos \bar{\alpha}_0}{\cos \varphi_f}, \quad \bar{\tau}_c^k = \frac{\cos \bar{\alpha}_0}{\sin \varphi_f}, \quad (14)$$

k — индекс точек 1 и 2.

Таким образом, используя (12) и (14), можно определить отношение шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений

$$p^*/\tau = \frac{\cos \bar{\alpha}_0}{\cos \varphi_f} - \mu_\sigma/3. \quad (15)$$

В алгоритме МКА для определения абсолютных значений напряжений используются формулы, связывающие давление и максимальное касательное напряжение с прочностью сцепления породы (11). При этом считается, что все напряженные состояния, для которых выполняется расчет, являются предельными, т.е. большой круг Мора всегда касается внешней огибающей ($\tau_c^F = \tau_f$). При инверсии напряжений в сейсмофокальных зонах земной коры это оправдано, т.к. сам факт землетрясения говорит о достижении массивами пород предельного состояния. В приложении к проблеме изучения напряжений в месторождениях разломных зон эта гипотеза может не выполняться из-за наличия большого числа дефектов прочности, которые могут локально понизить прочность отдельных участков массива. Здесь кулоновы напряжения могут достигать меньшей прочности (дефект прочности — ранее существовавший разрыв) и поэтому $\tau_c^F = \tau_f^i \leq \tau_f$ ($i = 1, 2, 3, 4$ — номер сегмента). Учитывая этот факт и подставляя (14) в (11), получим:

$$\tau = \frac{\sin \varphi_f}{1 - \cos \bar{\alpha}_0} \tau_f^i; \quad p^* = \tau \left(\frac{\cos \bar{\alpha}_0}{k_f \sin \varphi_f} - \mu_\sigma/3 \right), \quad (16)$$

а полагая $\mu_\sigma = 0$, находим

$$\tau = \frac{\sin \varphi_f}{1 - \cos \bar{\alpha}_0} \tau_f^i; \quad p^* = \frac{\cos \bar{\alpha}_0}{k_f (1 - \cos \bar{\alpha}_0)} \tau_f^i. \quad (17)$$

Выражения (17) представляют собой базисные формулы для расчета величин напряжений, которые будут далее реализованы в алгоритме создаваемого метода инверсии напряжений. Вопрос определения прочности сцепления массива τ_f^i , учитывающего наличие в нем дефектов, далее будут рассмотрен более конкретно.

АЛГОРИТМ ИНВЕРСИИ НАПРЯЖЕНИЙ ИЗ ТРЕЩИНОВАТОСТИ С КОМПОНЕНТОЙ ДИЛАТАНСИИ

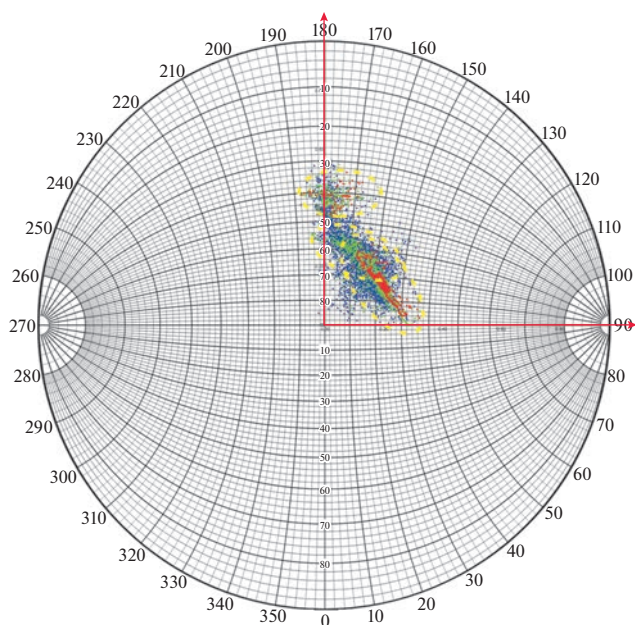
Специально следует отметить, что данные об амплитудах раскрытия трещин являются критически важными на всех стадиях созданного алгоритма. Традиционно расчет напряжений прежде всего опирается на способ выделения из общей совокупности данных о трещиноватости той ее части, которая характеризует квазиоднородное деформирование некоторого объема среды. При инверсии напряжений из данных о трещиноватости главным принципом такой сепарации являются сопряженные системы трещин. В приложении к данным по месторождению Бадран, если бы трещины не были бы сопряжены с амплитудами их раскрытия, то из-за отсутствия сопряженных систем трещин выделение однородных выборок было бы невозможно. Стадия нахождения положения осей главных напряжений на стереосфере также не могла быть реализована без данных об амплитудах раскрытия трещин.

Создание однородных выборок трещин

Первой задачей в обработке совокупности сколовых трещин является их разделение на квазиоднородные выборки, которые характеризуют единый режим напряженно-деформированного состояния. С этой целью был произведен визуальный анализ данных путем построения множества полюсов трещин на полусфере в проекции Вульфа. На фиг. 9 показано поле полюсов трещин надвиговой рудной зоны на сетке Вульфа. Здесь закраска точек отвечает разным амплитудам раскрытия фрагментов разлома — **жильно-прожилковых тел**. Для построения полюсов трещин на стереосферах использовались данные об их азимутах и углах погружения в топоцентрической системе координат месторождения Бадран.

Видно, что в общем облаке точек явно выделяются три совокупности, имеющие разные простирания обобщающих линейментов максимального раскрытия (точки красного и зеленого цветов). Напомним, что специфика созданной базы данных для разломной зоны МБ состояла в том, что имеющаяся совокупность трещин характеризует только одну из сопряженных пар, что не позволяет работать по стандартной методике статистического анализа Николаева. Однако изложенный выше подход, определяющий близость трещин максимальной раскрытости к пределу хрупкой прочности (максимум кулоновых напряжений), позволяет разработать алгоритм расчета ориентации главных напряжений.

Анализ положения полюсов этих трех групп показал, что они расположены в разных частях разлома (фиг. 2). При этом на полусфере для каж-



Фиг. 9. Полюса трещин на верхней полусфере в проекции Вульфа — сетка Вульфа (цвета синий, зеленый, красный — отвечают повышению амплитуды раскрытия трещин — наибольшие объемы жильно-прожилковых тел). Три пунктирными эллипсами желтого цвета отмечены области, в которых максимумы раскрытия отвечают делению месторождения Бадран на три зоны.

дой из групп выделялись линейные зоны максимумов раскрытия трещин. Дальнейший анализ позволил третью зону разделить на две. Этому делению отвечали две близкие по ориентации линейные зоны максимальных амплитуд раскрытия трещин.

Будем использовать выявленную систему распределения на полусфере Вульфа линеаментов максимальной концентрации трещин наибольшего раскрытия (жильно-прожилковые тела наибольших амплитуд раскрытия). Как далее будет показано, на диаграмме Мора эти линеаменты будут расположены на большом круге Мора, определяемом значениями алгебраически наибольшего и алгебраически наименьшего главных напряжений. Таким образом, на полусфере Вульфа выделяемому линеаменту будет отвечать сектор дуги большого круга, на котором должны располагаться и оси двух главных напряжений σ_1 и σ_3 .

Полную выборку трещин, выделенную на фиг. 9 тремя совокупностями, будем в дальнейшем разделять на четыре, согласно четырем сегментам, показанным на фиг. 2г. В однородных выборках присутствовало соответственно 2733, 6310, 22474 и 5098 трещин и в этих сегментах среднее значение раскрытия трещин было соответственно: 12.9, 8.9, 13.0 и 6.5 м. Таким образом, второй и

четвертые сегменты имеют пониженную интенсивность дилатансии трещин.

Далее для каждой совокупности трещин из однородной выборки были выполнены процедуры по определению параметров тензора напряжений.

Определение ориентации трех главных напряжений. Анализ морфологии облака точек полюсов трещин на стереосфере

Согласно принятой схеме взаимосвязи амплитуд раскрытия трещин и значений кулоновых напряжений, максимумы раскрытия должны быть для трещин, полюса которых лежат в плоскости, содержащей оси максимального и минимального сжатия (растяжения). В ходе процедуры определения ориентации осей главных напряжений в поле полюсов каждой из совокупности трещин, построенном на сетке Вульфа, выделялся линеамент, проходящий через срединную часть области максимальной плотности полюсов трещин с наибольшими амплитудами их раскрытия. Будем далее его называть линеаментом максимальной дилатансии — ЛМД. На фиг. 10 этот линеамент показан черной пунктирной линией.

Указанный линеамент хорошо выделяется по вытянутости облака полюсов зеленого и желтого цветов для фиг. 10б–г. Для фиг. 9а при построении ЛМД большую роль играло также и распределение полюсов с наибольшими амплитудами раскрытия (звездочки и красные точки).

Проведя на стереосфере дугу большого круга через этот линеамент, находим плоскость, в которой будут лежать два главных напряжения σ_1 и σ_3 , далее плоскость $G13$. Очевидно, что нормаль к плоскости $G13$ представляет собой ось промежуточного главного напряжения σ_2 . Таким образом, положение оси промежуточного главного напряжения и положение ЛМД на стереосфере определяются прямо из данных о трещиноватости. Для плоскости $G13$ имеем:

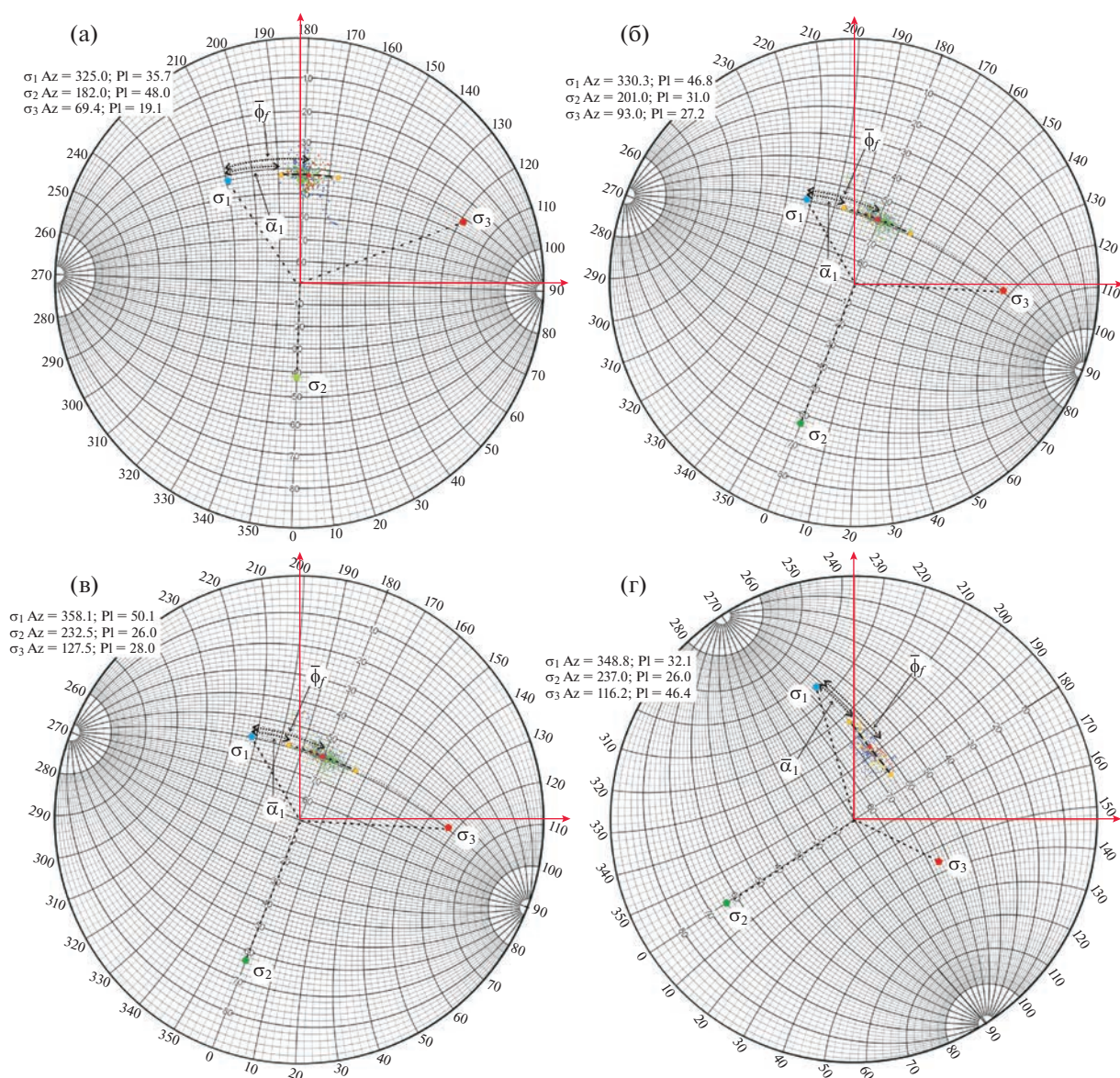
Для первой выборки (фиг. 10а): $AZ = 2^\circ$, $PL = 42^\circ$, $\bar{\alpha}_1 = 20.2^\circ$, $\bar{\alpha}_2 = 43.2^\circ$.

Для второй выборки (фиг. 10б): $AZ = 21^\circ$, $PL = 59^\circ$, $\bar{\alpha}_1 = 16.2^\circ$, $\bar{\alpha}_2 = 47.2^\circ$.

Для третьей выборки (фиг. 10в): $AZ = 52.5^\circ$, $PL = 64^\circ$, $\bar{\alpha}_1 = 10.5^\circ$, $\bar{\alpha}_2 = 52.2^\circ$.

Для четвертой выборки (фиг. 10г): $AZ = 57^\circ$, $PL = 64^\circ$, $\bar{\alpha}_1 = 18.2^\circ$, $\bar{\alpha}_2 = 47.2^\circ$.

Отметим, что при нахождении концов дуги ЛМД ориентируемся прежде всего на плотность распределения полюсов трещин с высокой амплитудой раскрытия. В каких-то случаях требуется учитывать и отдельные полюса трещин со сверхвысокой амплитудой раскрытия. Это означает, что отдельные полюса трещин могут выходить за пределы зоны ЛМД. В дальнейшем такие



Фиг. 10. Положение на верхней полусфере в проекции Вульфа полюсов трещин с маркировкой амплитуд их раскрытия для четырех однородных выборок (1, 2, 3, 4 – а, б, в, г), линиямента максимальной дилатансии (черный пунктир) и выходов на полусферу трех главных осей напряжений (красная точка σ_3 , зеленая точка – σ_2 , синяя точка – σ_1). В прямоугольнике в верхнем левом углу показаны параметры осей главных напряжений. Цвет точек полюсов трещин от синего, зеленого к желтому и красному (красные звездочки максимум раскрытия) определяет увеличение амплитуд раскрытия трещин. Пунктир со стрелочками определяют углы $\bar{\alpha}_1$ и $\bar{\varphi}_f$.

отдельные отскоки полюсов будут видны на диаграммах Мора. Эти отклонения от теоретических требований следует рассматривать как статистически допустимые отклонения.

Для нахождения двух других осей главных напряжений разделим дугу ЛМД пополам, определив ее середину. На фиг. 10 эта точка обозначена треугольником, она соответствует максимальному значению кулоновых напряжений (точка F на диаграмме Мора, фиг. 6). Если от этой точки отсчитать вдоль дуги плоскости $G13$ (плоскость, ор-

тогональная σ_2) угол, равный $\bar{\varphi}_f = 31.7^\circ$, то можно найти положение оси главного напряжения σ_1 . Поскольку у нас нет второго сопряженного облака полюсов трещин, то существует два варианта отложить этот угол в обе стороны от треугольника. Правильность отсчета этого угла определяется соответствием результатов инверсии напряжений кинематике разлома. В данном случае надвиговая рудная зона характеризуется как взброс с небольшой компонентой сдвига вдоль его простираия,

Таблица 2. Азимуты и углы восстания осей главных напряжений четырех выборок трещин

Сегменты разлома	Аз. σ_1	Восст. σ_1	Аз. σ_2	Восст. σ_2	Аз. σ_3	Восст. σ_3
1	325	36	182	48	69	19
2	330	47	201	31	93	27
3	358	50	232	26	128	28
4	349	32	237	26	116	46

что соответствует параметрам палеонапряжений, полученным на поверхности (Фридовский, 1999). Согласно этим данным, ориентация осей напряжений наибольшего сжатия имеет северо-восточное–юго-западное простирание. При этом погружаются оси максимального сжатия на юго-запад (восстание на северо-восток).

Поэтому на фиг. 10 будем откладывать угол $\bar{\varphi}_f$ вдоль дуги большого круга налево от треугольника, находя положение оси главного напряжения σ_1 . Далее, отложив вдоль дуги большого круга от положения оси σ_1 угол в 90° , находим положение оси наибольшего сжатия σ_3 . В результате проведенного анализа на стереосфере определены положения всех осей главных напряжений и сегмент дуги ЛМД большого круга. В правом верхнем углу каждой стереосферы фиг. 10 показаны азимут и угол восстания оси главного напряжения.

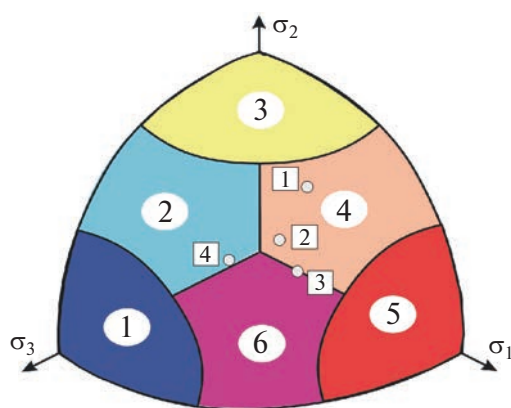
Полученные данные об ориентации осей главных напряжений позволяют говорить, что геодинамический режим напряженного состояния (фиг. 11): для первого (4–5 рудные столбы) и вто-

рого (3 рудный столб) сегмента расчета близок к горизонтальному сжатию со сдвигом (4 тип). Северо-западный и юго-восточный участки 1–2 рудных столбов более тяготеют к промежуточному режиму напряженного состояния – переход от транстенсии (2 тип) или транспрессии (4 тип) к вертикальному сдвигу (6 тип).

Отметим, что 1 и 2 сегменты наиболее четко попадают в режимы транстенсии, т.е. горизонтальный сдвиг в обстановке растяжения. Этот факт при прочих равных (уровень кулоновых напряжений) позволяет предположить формирование для них благоприятных условий флюидной подпитки дилатансионного процесса за счет возникновения трещин сдвига с субвертикальной ориентацией. Неравномерные горизонтальные смещения вдоль таких трещин, возникающих за пределом надвиговой рудной зоны, способствуют созданию вертикальных каналов растяжения, по которым в тело разлома поступает рудовмещающий флюид.

Ориентацию главных осей напряжений, рассчитанную для шахтного поля на глубине 300–1000 м, но формировавшуюся на глубине около 7 км, можно сравнить с данными об ориентации главных осей напряжений, которую определили по данным по трещиноватости на дневной поверхности (фиг. 1). Сравнение показывает, что наибольшая схожесть в ориентации наблюдается в западной части разлома для точек 16 (восточная часть 3 сегмента) и 20 (1 сегмент). Близки по ориентации оси минимального сжатия точек 2 и 18 (2 сегмент). При этом для восточной части исследуемого участка надвиговой рудной зоны различия в нашей инверсии напряжений в шахтном поле и результатах палеонапряжений для поверхности обнажения – более 50° по азимутам.

Морфология напряженных состояний для трещин на диаграмме Мора. Далее переходим к анализу величин напряжений, используя для этого диаграмму Мора. Здесь ключевыми для построения будут являться два угла α_1 и α_2 , половинные значения которых были получены на стереосферах фиг. 10 и могут быть определены. Кроме этих интегральных параметров, характеризующих каждую выборку трещин для построения диаграммы Мора, используются также данные о редуцирован-



Фиг. 11. Геодинамические типы напряженного состояния (1 – горизонтальное растяжение, 2 – транстенсия, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – транспрессия, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг). Серые кружки определяют положение оси на зенит в системе координат, связанной с осями главных напряжений для каждого из четырех сегментов расчета (цифры в белых квадратах).

ных значениях нормальных и касательных напряжений на плоскостях трещин (10). Для их расчета вычисляются направляющие косинусы полюсов трещин и направления максимального смещения вдоль плоскости трещины в системе координат, связанной с осями главных напряжений, полученные после анализа совокупностей трещин на стереосфере. При расчетах редуцированных нормальных и касательных напряжений предполагалось, что $\mu_\sigma = 0$.

Далее, как это показано на фиг. 8, строятся редуцированные диаграммы Мора и находится пересечение линии минимального сопротивления сухого трения, проходящей через точки 1 и 2, с горизонтальной осью редуцированного нормального напряжения (точка О). На фиг. 12 представлены результаты расчетов для всех четырех однородных выборок трещин с учетом значения $\bar{\sigma}_0$, найденного отдельно для каждой выборки на редуцированной диаграмме Мора. Т.е. положение центра большого круга Мора сдвигается влево на значение $\bar{\sigma}_0$.

Новые диаграммы также можно именовать редуцированными. Здесь все большие круги Мора, построенные в редуцированных напряжениях, имеют одинаковые радиусы. Разница между однородными выборками определяет расположение большого круга Мора по горизонтали (вдоль оси нормальных напряжений), что связано с положением крайних точек 1 и 2 дуги ЛМД. Поскольку в каждом случае имеется свое значение не только $\bar{\sigma}_0$, но и максимального касательного напряжения то диаграммы фиг. 12 нельзя воспринимать как единую диаграмму, т.е. их нельзя просто накладывать друг на друга.

Для того чтобы построить единую диаграмму Мора, отражающую взаимоотношение четырех напряженных состояний, необходимо найти некий базис сопоставления этих напряженных состояний. Такое сопоставление напряженных состояний было сделано на основе положения о том, что глубина формирования месторождения Бадран, на которой происходили сдвиговые и дилатансионные смещения, существенно больше, чем разность глубин для трещин четырех выборок. В данном случае перепад высот в шахтном поле — на глубине 300–1000 м. Это создает перепад вертикальных напряжений на порядок меньший, чем основное напряженное состояние структуры, формировавшейся на глубине около 7 км. Поэтому вполне оправданно считать, что соответствующие вертикальные напряжения для всех четырех напряженных состояний одинаковые и определяются величиной литостатического давления (p_H) и эффективного литостатического давления (p_H^*):

$$\sigma_{zz} = -p_H, \quad \sigma_{zz}^* = -p_H^* \text{ при } p_H^* = p_H - p_{fl}. \quad (18)$$

На фиг. 12 звездочками показаны нормированные напряженные состояния на горизонтальных площадках, которые связаны с полными вертикальными эффективными напряжениями соотношением:

$$\begin{aligned} \sigma_{zz}^* &= -p^* + \tau \bar{\sigma}_{zz}, \\ \bar{\sigma}_{zz} &= (1 - \mu_\sigma) \ell_{1z}^2 - (1 + \mu_\sigma) \ell_{3z}^2 + \mu_\sigma. \end{aligned} \quad (19)$$

Таким образом, используя только графические приемы анализа на стереосфере и моровской области, можно оценить величины напряжений относительно значений вертикальных напряжений (литостатическое давление) на горизонтальной площадке.

Расчет прочности пород и напряжений из формул

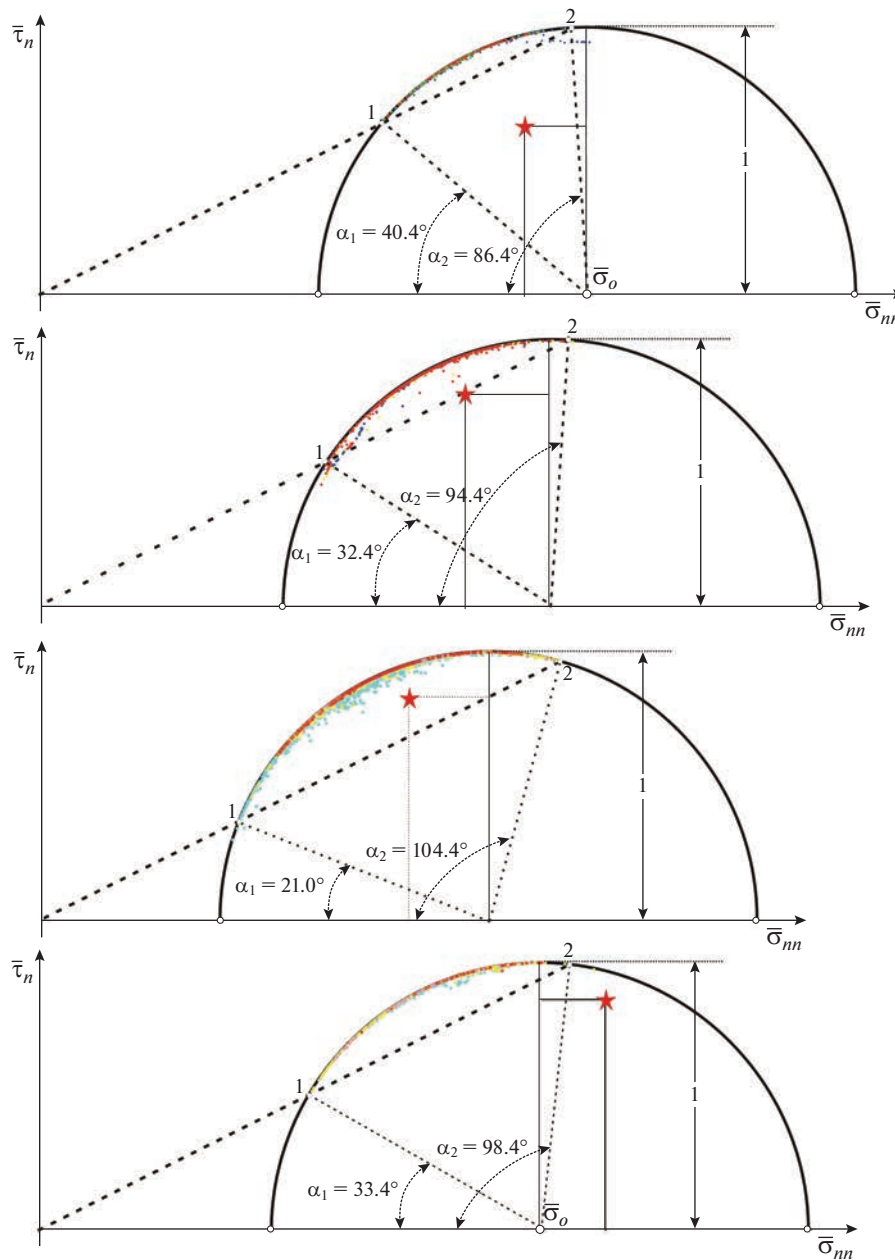
Согласно данным, представленным на фиг. 12 (см. также предыдущий раздел), в каждой из четырех выборок трещин угол α_0 , определяющий размер полосы хрупкого разрушения на диаграмме Мора (фиг. 10), имеет значение 46° , 62° , 83.4° и 65° . Используя выражение (15), из этих значений α_0 , находим, что отношение p^*/τ будет соответственно 2.06, 1.94, 1.67, 1.89. Т.е. возрастание отношения p^*/τ происходит в следующей последовательности номеров сегментов: 3, 2, 4, 1. Поскольку при хрупком разрушении давление препятствует активизации трещин, а касательные напряжения способствуют этому, то полученный результат косвенно свидетельствует, что третий сегмент должен иметь наибольшую активность развития трещин сдвига. Этот вывод подтверждается наибольшими амплитудами раскрытия трещин, полученных прямыми измерениями для третьего сегмента (фиг. 2в).

После выбора базиса сопоставления напряженных состояний на основе значения вертикального напряжения—литостатического давления (18), оценку прочности сцепления для каждой выборки можно выполнить, полагая $\mu_\sigma = 0$ и используя выражения (17) и (19):

$$\tau_f^i = \frac{1 - \cos \bar{\alpha}_0}{\cos \bar{\alpha}_0 - \cos \varphi_f (\ell_{1z}^2 - \ell_{3z}^2)} p_H^* k_f, \quad (20)$$

$$i = 1, 2, 3, 4.$$

Как следует из выражения (20) для определения прочности сцепления τ_f^i четырех сегментов расчета напряжений ($i = 1, \dots, 4$) необходимы данные об ориентации осей главных напряжений ($\ell_{jz}, j = 1, 3$), длине дуги α_0 ЛМД для каждого напряженного состояния, а также эффективного литостатического давления (p_H^*) и коэффициента

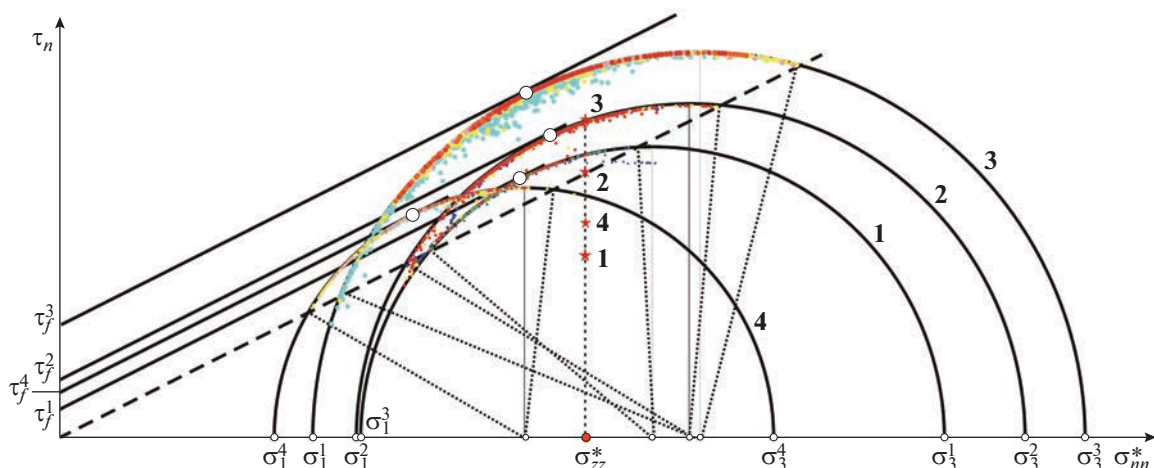


Фиг. 12. Диаграммы Мора однородных выборок трещин, построенные в напряжениях, нормированных на значение максимального касательного напряжения. Здесь большой круг Мора каждой выборки смещен направо относительно редуцированной диаграммы (фиг. 8) согласно значению $\bar{\sigma}_o$, полученному из выражения (14). Радиус большого круга Мора равен единице. Пунктирными линиями показана линия минимального сопротивления сил трения и линии, определяющие углы для двух крайних значений дуги ЛМД. На диаграммах звездочкой в вершине прямоугольника показано напряженное состояние, действующее вдоль горизонтальной плоскости (нормированные на τ вертикальное нормальное напряжение $\bar{\sigma}_{zz}^*$ и касательное напряжение $\bar{\tau}_z$).

трения (k_f), которые одинаковы во всех точках расчетов.

Используя теперь выражение (20), рассчитаем нормированное значение прочности сцепления τ_f^i/p_{li}^* для каждой выборки трещин. Последова-

тельность этого отношения для четырех сегментов будет 0.0485, 0.101, 0.217, 0.083. Т.е. прочность пород возрастает в сегментах в следующей последовательности номеров: 3, 2, 4, 1. Наибольшему значению прочности отвечает третья выборка – 0.217. Если нормировать значения τ_f^i/p_{li}^* для 1, 2 и



Фиг. 13. Совмещенные диаграммы Мора для четырех однородных выборок трещин после масштабирования всех диаграмм для получения одинаковых значений вертикального напряжения σ_{zz}^* на горизонтальных площадках. Сплошные линии — предел хрупкой прочности целых пород, пунктир — линия минимальной прочности трения. По горизонтали откладываются эффективные нормальные напряжения (направо — отрицательные значения). Цифрами обозначены большие круги Мора, прочность сцепления (слева вдоль вертикальной оси) и напряженные состояния на горизонтальных площадках (звездочки) для четырех изучаемых напряженных состояний.

4 выборок на значение третье, то они между собой будут соотноситься как 0.223 : 0.463 : 1 : 0.381.

Если использовать данные для τ_f^i/p_h^* и выражения (17), то можно рассчитать соотношения p^*/p_h^* и τ/p_h^* . В первом случае последовательность отношения для четырех сегментов будет 1.13, 1.21, 1.28 и 0.888, а во втором 0.548, 0.631, 0.766 и 0.472. Т.е. возрастание напряжений в сегментах идет в следующей последовательности их номеров: 3, 2, 1, 4.

Графический метод оценки прочности и напряжений

Выше уже говорилось, что получить соотношение между прочностью сцепления отдельных выборок трещин можно графическим путем. Для этого необходимо совместить четыре напряженных состояния фиг. 12 таким образом, чтобы линия минимального сопротивления сухого трения (нижняя граница полосы хрупкого разрыва) всех четырех напряженных состояний совпала, звездочки, определяющие напряженные состояния на горизонтальной площадке, располагались на одном расстоянии от начала координат вдоль горизонтальной оси. На фиг. 13 выполнено такое построение.

Если на фиг. 13 сопоставить прочности сцепления четырех напряженных состояний, приняв наибольшее из них $\tau_f^i = 1$, то получим следующие соотношения: 0.243; 0.495; 1; 0.402. Отличие этих соотношений от соотношений, рассчитанных прямо из формул и представленных в предыду-

щем разделе, не превышает 5–10% и связано с точностью геометрических построений. В рамках точности исходных данных можно считать, что геометрический способ оценки соотношения прочности напряженных состояния вполне приемлем.

Подобные различия в ориентации, при сохранении общей системы соотношения напряжений с телом разрыва вполне допустимы и могут быть связаны как с изменчивостью с глубиной поля напряжений, так и с точностью реконструкций природного напряженного состояния.

Определение абсолютных значений напряжений

После анализа напряженных состояний, представленных на фиг. 13, и получения соотношения между прочностями сцепления всех четырех исследуемых сегментов для расчета абсолютных значений напряжений достаточно использовать выражение (20) для третьего напряженного состояния, подставив в него значение эффективного литостатического давления. При этом следует иметь в виду, что значение эффективного литостатического давления на глубине 7 км (глубина формирования МБ) зависит не только от веса вышележащих пород, но и от величины флюидного давления в трещинно-поровом пространстве.

Современные данные о распределениях флюидного давления p_f в континентальной коре (Кременецкий и др., 1992; Zoback, 2007) говорят о том, что вблизи поверхности (0–3 км) оно близко к гидростатике, т.е. определяется весом вышележащего столба жидкости ($p_f/p_h = 0.38$), а с глуби-

ной достаточно быстро возрастает. Для Кольской сверхглубокой скважины на глубинах 4–6 км было отмечено возрастание флюидного давления до значений, более чем в два раза превышающих гидростатическое значение.

Если считать, что на глубине 7 км величина литостатического давления $p_{л} = -\sigma_{zz} = 1900$ бар (средняя плотность пород 2.71 Г/см^3), а флюидное давление равно гидростатическому значению ($p_{fl} = 700$ бар), то используя выражение (20), для третьего сегмента находим $\tau_f^3 = 260$ бар. Для $p_{fl} = 0.6p_{л}$, ($p_{fl} = 1140$ бар) из (20) находим $\tau_f^3 = 165$ бар. Для очень высокого значения флюидного давления $p_{fl} = 0.8p_{л}$, ($p_{fl} = 1520$ бар) прочность сцепления будет около $\tau_f^3 = 82.5$ бар. Поскольку диапазон прочности пород МБ изменяется от 60 до 160 бар, то можно предположить, что флюидное давление в период формирования месторождения могло лежать в диапазоне $p_{fl} = 0.6–0.8p_{л}$.

Заметим, что в рамках решения тех проблем, которые стоят перед тектонофизикой прогноза зон повышенных дилатансионных свойств массивов, не столь важно нахождение абсолютных значений напряжений и прочности. Районирование месторождений по относительной величине максимальных кулоновых напряжений, нормированной, как в рассмотренном случае, на литостатическое напряжение на глубине формирования структуры, является вполне достаточным конечным результатом.

ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ НА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТАХ

Полученные данные о направлениях главных осей напряжений и их величинах могут рассматриваться как базис для прогноза состояния надвиговой зоны МБ на больших глубинах, куда он продолжается, погружаясь в северо-восточном (южная часть) и северо-западном (северная часть) направлениях.

Как видно из данных о глубинах надвиговой зоны (фиг. 2г), она на разных глубинах представлена трещиноватостью с разной интенсивностью раскрытия (*мощностями жильно-прожилковых тел*). В современном состоянии исследуемого участка надвиговой зоны его нижняя кромка в поле данных о трещинах везде приблизительно одинаковая — 350–380 м, а верхняя изменяется достаточно сильно. Так, в двух западных сегментах разлома (первая и вторая выборки) наибольшие высоты трещиноватости составляют соответственно около 650 и 780 м. В двух восточных сегментах (третья и

четвертая выборки) высоты с данными о трещиноватости возрастают до 980 и 1050 м.

Из данных об амплитудах раскрытия трещин можно сделать вывод, что результаты расчета для первых двух однородных выборок (сегментов разлома) следует относить к диапазону высот 350–500 м. Для третьей выборки — к диапазону 350–700, а для четвертой — к диапазону 350–1050. При этом с глубиной в третьем сегменте амплитуды раскрытия трещин начинают резко возрастать. Это же наблюдается для первого сегмента, но на значительно меньшей площади.

Для прогноза характера изменения дилатансионной трещиноватости в глубине массива необходимо знать, как с глубиной будет меняться наклон плоскости разлома и напряженное состояние. Если считать, что плоскость разлома прямо продолжается на глубину без изменения азимута и угла наклона, то неизвестным параметром остается только напряженное состояние. На его изменение прежде всего может влиять собственный вес горных пород (литостатическое давление), но также и дополнительные тектонические напряжения, которые определяют повышенный уровень горизонтального сжатия. Такой расчет требует дополнительных предположений о характере деформирования на глубинах формирования месторождения.

Будем считать, что глубинный градиент напряженного состояния можно определить из существующих данных о трещиноватости надвиговой рудной зоны, если разбить его на два глубинных уровня. Отметим, что в новой разбивке на четыре сегмента была изменена граница третьего и четвертого сегментов, разделяющая сегмент 1–2 рудных столбов (см. фиг. 14). Четвертый сегмент расширен за счет третьего и стал сопоставим по площади с ним. В третьем сегменте остались все участки максимальной интенсивности раскрытия трещин.

В этой разбивке средние значения дилатансии трещин верхних частей четырех сегментов отвечали значениям: 16.0 (1492), 7.2 (1855), 9.2 (7492), 6.6 (7667). Средние значения дилатансии трещин нижних частей четырех сегментов отвечали значениям: 21.7 (1426), 9.7 (3298), 25.9 (5593), 7.4 (7811). Здесь в скобках указывается число трещин в каждой выборке. Таким образом, по интенсивности раскрытия трещин в верхнем и нижнем рядах выделяются первый и третий сегменты. При этом в третьем сегменте число трещин в выборках в 4–5 раз было больше.

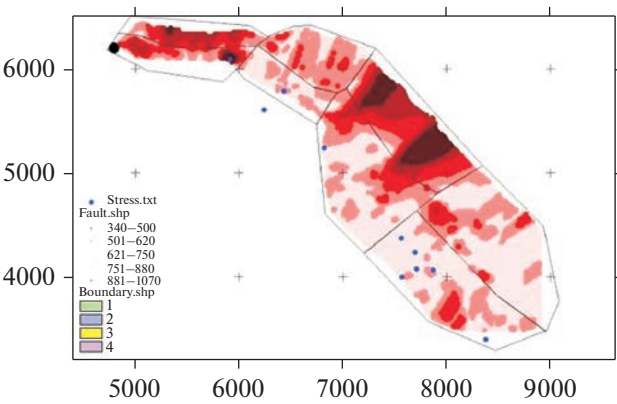
Далее по той же методике, что и выше, было проведено построение полусфер Вульфа с распределением на них трещин разной интенсивности раскрытия (амплитуды жильно-прожилковых тел). Будем этот расчет именовать как второй вариант. На фиг. 15 в двухколоночной таблице по-

казаны восемь таких полусфер. Здесь каждая строка в таблице отвечает сегментам с разбивкой на фиг. 14, при этом в левой колонке стоит полусфера, отвечающая верхнему подсегменту, а в правой – нижнему.

В табл. 3 представлены результаты оценки параметров напряжений для второго и третьего вариантов расчета в удобной для сравнения форме. Обратим внимание, что наиболее существенные расхождения между вторым и третьим вариантами расчетов наблюдаются для третьего и четвертого сегментов. Это говорит о том, что здесь влияние верхней части сегмента на расчет напряжений достаточно существенное, несмотря на преобладание в нижней части сегментов трещин наибольших амплитуд раскрытия.

Данные об ориентации главных осей напряжений показывают, что отвечающие им геодинамические типы напряженного состояния близки в верхней и нижней частях каждого из сегментов (фиг. 15). Изменения углов погружения (восстания) осей в 3°–4° не приводят к смене типа напряженного состояния. Отличие этих результатов от того, что было получено при отсутствии разделения сегментов на верхнюю и нижнюю части (фиг. 11), наблюдается только для сегмента 4, для которого он близок к состоянию сегмента 3 (переход от вертикального сдвига к трансенсии). Таким образом, так же, как и на фиг. 11, 1-й и 2-й сегменты попадают в режимы трансенсии, т.е. они находятся в благоприятных условиях, определяющих поступление к ним рудовмещающего флюида.

Используя, апробированный в предыдущем разделе прием, по геометрической оценке, соотношения кулоновых напряжений для сегментов



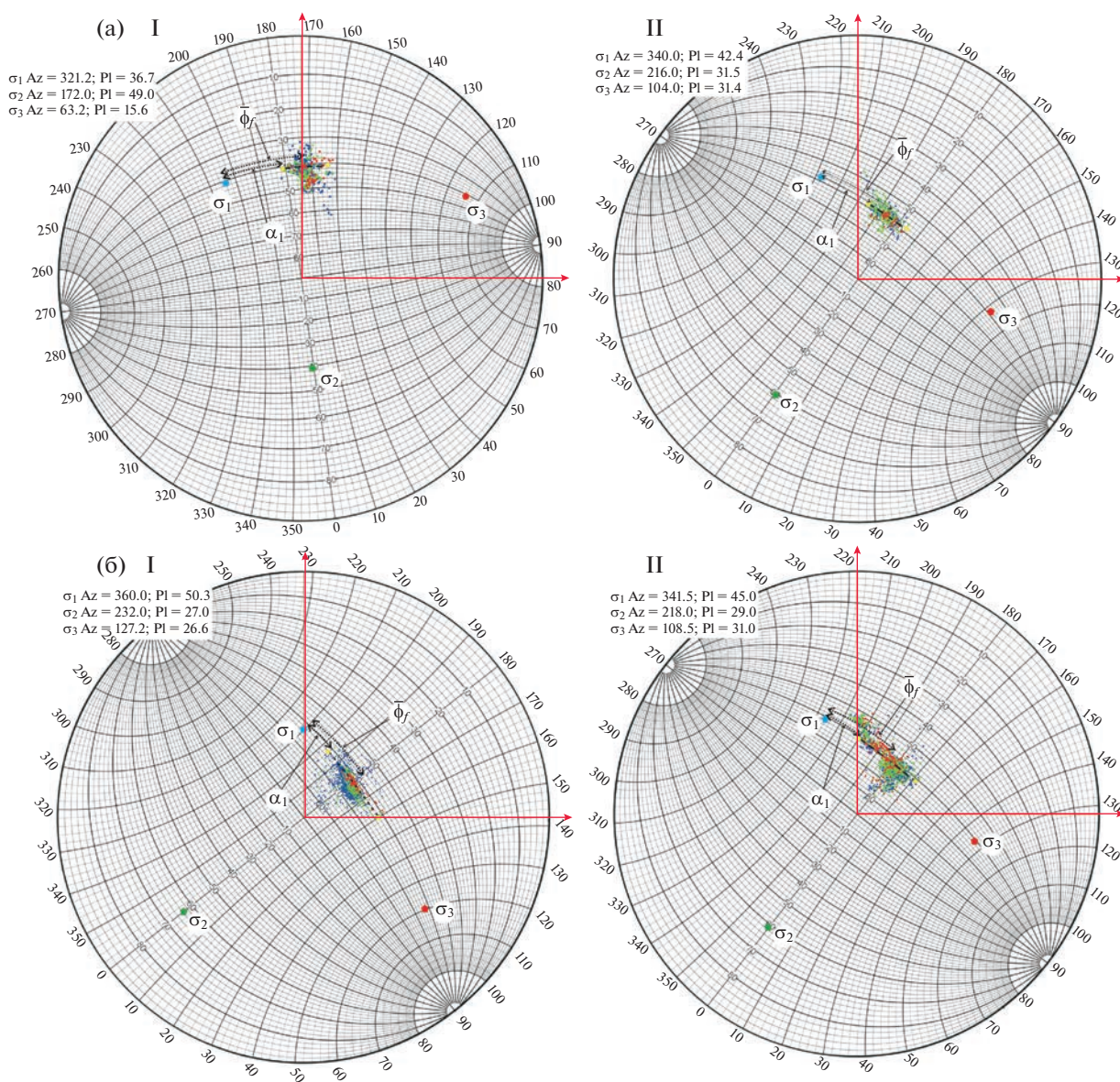
Фиг. 14. Амплитуды раскрытия дилатантных трещин вдоль надвиговой рудной зоны с делением на 8 зон (каждый из четырех сегментов фигуры 2г разбивался приблизительно посередине на два подсегмента).

расчета с одинаковым уровнем высот, на фиг. 16 показаны совмещенные диаграммы Мора для верхней и нижней группы сегментов (фиг. 14). Видно, что для верхней группы сегментов предельная прочность пород сегмента возрастает в последовательности 1, 2, 4, 3, а для нижней – 1, 2, 3, 4.

Средние значения высот для верхней части сегментов были: 640, 700, 770 и 890 метров, что определяло перепад средних величин вертикальных напряжений между первым и четвертым сегментами на 65 бар. Средние значения высот для нижней части сегментов были: 470, 500, 450 и 600 м, что определяло максимальный перепад средних величин вертикальных напряжений около 35 бар. Соответственно, разница вертикальных напряжений σ_{zz}^* верхней и нижней частей каждого из сегмен-

Таблица 3. Азимуты и углы погружения осей главных напряжений

Сегменты разлома	Первый расчет Аз.; Уг. вост.	Второй расчет Верхний подсегмент Аз.; Уг. вост.	Второй расчет Нижний подсегмент Аз.; Уг. вост.
1	325; 36 182; 48 69; 19	321; 37 172; 49 63; 16	325; 36 182; 48 249; 19
2	330; 47 201; 31 93; 27	340; 42 216; 32 104; 31	330; 45 203; 31 94; 29
3	358; 50 233; 26 128; 28	360; 50 232; 27 307; 26	356; 50 228; 27 123; 27
4	349; 32 237; 26 116; 46	342; 45 218; 29 108; 31	343; 47 221; 26 113; 31



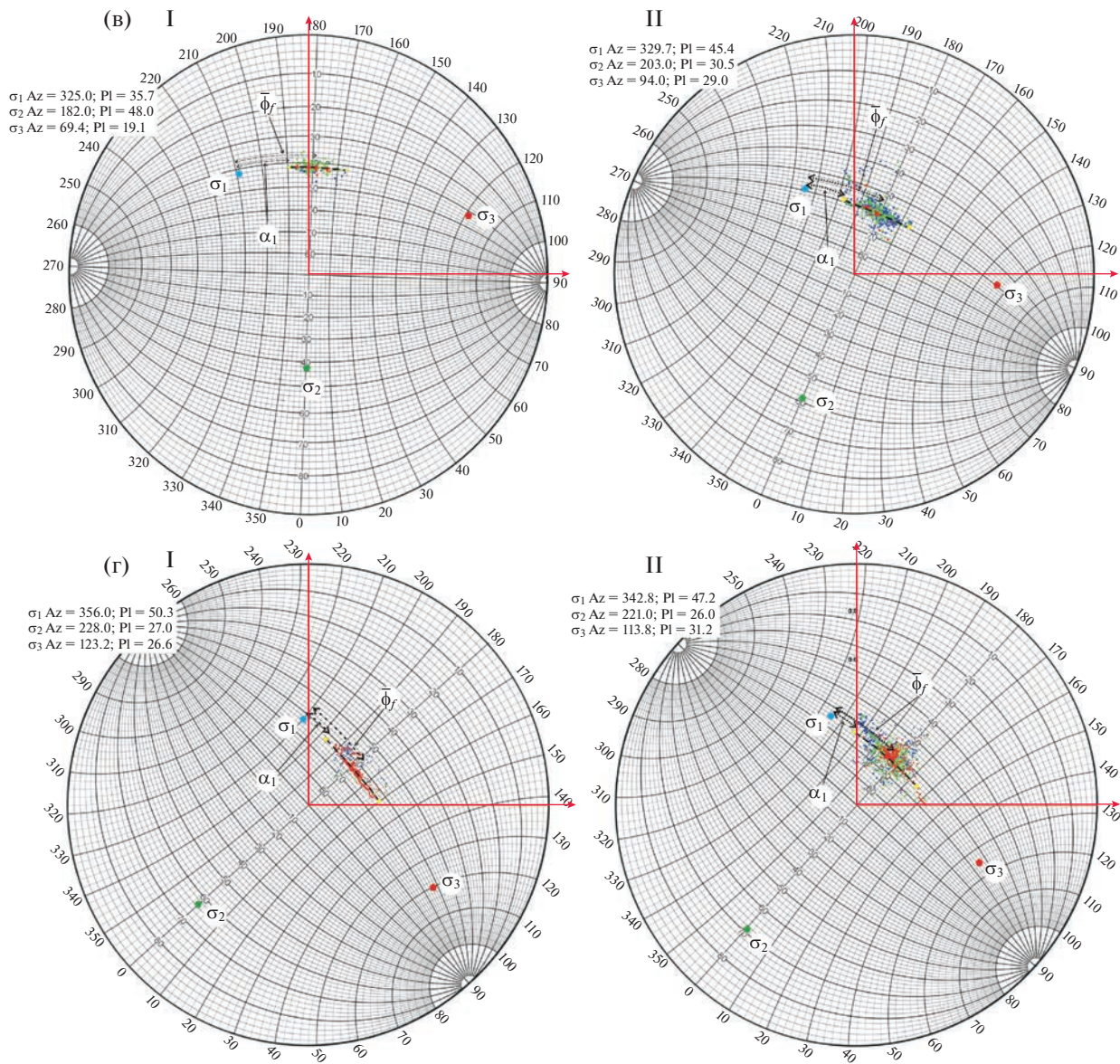
Фиг. 15. Положение на верхней полусфере в проекции Вульфа полюсов трещин с маркировкой амплитуд их раскрытия для верхней (I) и нижней (II) частей разлома с четырьмя однородными выборками в каждой (а, б, в, г — сегменты с северо-запада на юго-восток), линиямента максимальной дилатансии (черный пунктир) и выходов на полусферу трех главных осей напряжений. См. подписи к фиг. 10.

тов составляла около: 45, 55, 65, 85 бар. Среднее значение разницы вертикальных напряжений между верхней и нижними частями сегментов составляет около 60 бар. Переходя к эффективным вертикальным напряжениям (понижаем нормальные напряжения на уровень флюидного давления $0.8 p_{fl}$), получим добавок к эффективному вертикальному напряжению порядка 12 бар. То есть эффективное литостатическое давление нижней группы сегментов больше, чем для верхних на 12 бар.

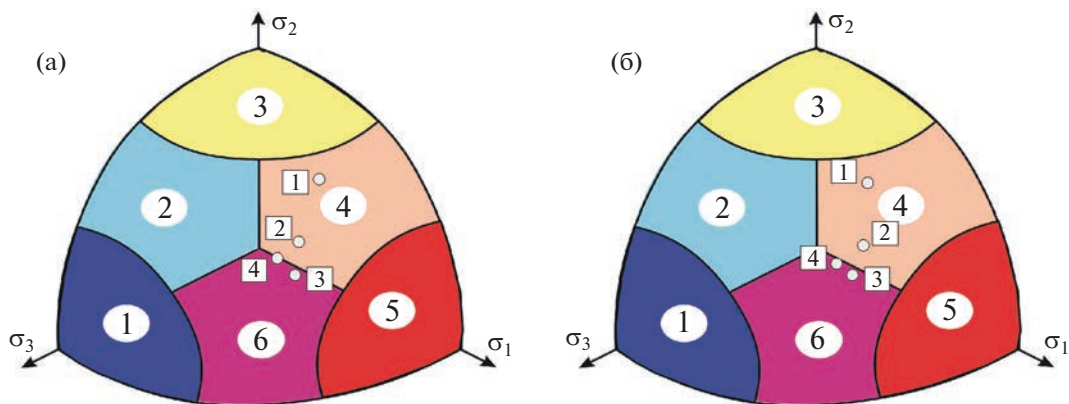
Если считать среднее для всех сегментов литостатическое давление таким же, как в первом рас-

чете (380 бар), то обнаружится, что средние эффективные вертикальные напряжения их верхней и нижней группы сегментов соответственно равны 374 и 386 бар, т.е. соотносятся как 1 : 1.03. Это соотношение укладывается в точность геометрических построений, поэтому будем далее считать литостатическое давление для всех сегментов одинаковым (380 бар).

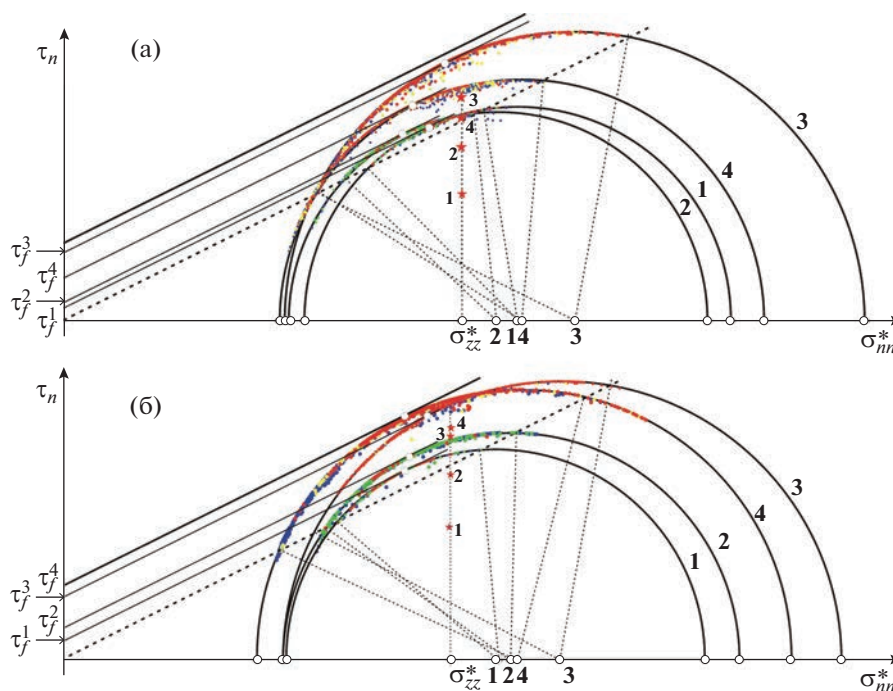
На фиг. 17 для верхней и нижней группы сегментов построены совмещенные диаграммы Мора. При этом значение эффективных вертикальных напряжений $\sigma_{zz}^* = -p_{fl}^*$ в обоих рисунках было



Фиг. 15. Окончание



Фиг. 16. Геодинамические типы напряженного состояния для верхних (а) и нижних (б) частей сегментов. Серые кружки определяют положение оси на зенит в системе координат, связанной с осями главных напряжений для каждого из четырех сегментов расчета. См. подпись к фиг. 11.



Фиг. 17. Диаграммы Мора для четырех однородных выборок трещин верхней I (а) и нижней II (б) части разлома после масштабирования всех диаграмм для получения одинаковых значений вертикального напряжения σ_{zz}^* на горизонтальных площадках. Сплошная утолщенная линия — наибольший предел хрупкой прочности целых пород (нижняя часть разлома — сегмент 4), тонкие сплошные линии — пределы прочности для каждого из сегментов в верхней и нижней части разлома, пунктир — линия минимальной прочности трения. Номера для больших кругов Мора, их центров и напряженного состояния на горизонтальной площадке (σ_{zz}^*) определяют номер сегмента в верхней и нижней частях разлома. См. подписи к фиг. 12 и 13.

одинаковое. Это позволяет прямо сравнивать прочность пород сегментов и их напряжения друг с другом. Поскольку наибольшее значение прочности отвечало 4 сегменту в нижней полосе на фиг. 17б), то на фиг. 17а) была построена эта линия предела прочности (сплошная утолщенная линия).

Важные выводы, которые можно сделать из проведенного расчета, состоят в том, что с глубиной:

- 1) уровень напряжений в 3 сегменте почти не меняется;
- 2) уровень напряжений в 4 сегменте повышается и становится наибольшим;
- 3) уровень напряжений в 1 и 2 сегментах немного повышается, но остается самым маленьким из всех четырех сегментов.

Таким образом, прогноз зон повышенной дилатансии определяет сегменты 3 и 4 как наиболее перспективные. Здесь должны наблюдаться трещины с повышенными амплитудами раскрытия. Сформулированные выводы в отношении 3-го сегмента выглядят вполне правдоподобными, т.к. закономерность распределения по глубине трещин с повышенными амплитудами раскрытия также говорит об этом (фиг. 2г). Но вот для сегмента 4 сделанный вывод неочевиден из структу-

ры этой зоны. Здесь хотя и имеется определенное увеличение амплитуды раскрытия трещин в нижней части в сравнении с верхней, но сами значения раскрытия находятся в среднем диапазоне. Распределение малых зон с высоким уровнем амплитуд раскрытия трещин в этом сегменте носит достаточно случайный характер.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты полевых тектонофизических наблюдений надвиговой зоны месторождения Бадран показали, что дилатансионное расширение породного массива может формироваться не только за счет трещин отрыва (пулл-апарты по Ставрогину), но и в процессе сдвиговых смещений по трещинам скалывания, пульсационное поступление в которые минерализованного флюида приводит к последовательному увеличению и фиксации амплитуд раскрытия. Привлечение фундаментального закона геомеханики закритического деформирования, определяющего взаимосвязь амплитуд сдвиговых деформаций с амплитудами деформаций дилатансионного расширения, позволяет связать амплитуды раскрытия трещин скалывания с уровнем кулоновых напряжений.

В работе показано, что расширение данных о морфологии трещин за счет замеров амплитуд раскрытия трещин скалывания позволяет в условиях отсутствия сопряженной системы трещин скалывания (метод Николаева) определить как ориентацию главных осей напряжений, так и величины напряжений и прочность участков разломных зон.

Эти возможности созданного алгоритма опираются на выявленные в лабораторных геомеханических экспериментах закономерности распределения точек, отвечающих нормальным и касательным напряжениям на трещинах, внутри параметрической области Мора. Только те дефекты прочности или ранее существовавшие трещины, где уровень касательных напряжений больше сухого трения, могут активизироваться. Совмещение этих данных с диаграммы Мора с изображением распределения полюсов трещин, выделенных в обнажении как активные (трещины скалывания с амплитудами раскрытия), на стереосфере позволяет определить и ориентацию осей главных напряжений, и соотношения шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений.

Разработанные на основе фундаментальных закономерностей хрупкого разрушения алгоритм и технология расчета напряжений состоят из последовательности процедур анализа геометрических параметров формы зоны плотности полюсов трещин на стереосферах и напряженных состояний этих трещин на диаграмме Мора. Алгоритм позволяет выполнять расчет параметров тензора напряжений как на основе графического анализа на стереосферах и диаграмме Мора, так с использованием группы формул. Полученные в результате применения новой технологии данные о напряженном состоянии четырех сегментов надвиговой зоны месторождения Бадран позволяют их тестировать на соответствие формированию участков с высокими коллекторскими свойствами.

Опыт прогноза перспективности формирования рудных залежей гидротермального генезиса показывает, что кроме интенсивности скалывающих напряжений, определяющих амплитуду сдвига, а следовательно, и величину дилатансии, большую роль в формировании вертикальных подводящих каналов играет геодинамический тип напряженного состояния. Наиболее благоприятным здесь является геодинамический режим горизонтального сдвига и его сочетание с растяжением.

Согласно результатам измерения, геодинамические режимы участка 1 (4–5 рудные столбы) и участка 2 (3 рудный столб) надвиговой зоны являются более благоприятными для формирования трещин скалывания и растяжения (формирования полостей отрыва), так как, по расчетам, попадают в область горизонтального сдвига со сжатием, юго-восточный же (четвертый) участок попа-

дает в область формирования крутопадающих разрывов (взрезов) и является неблагоприятным для субвертикальных рудных столбов при найденной ориентировке осей палеонапряжений (фиг. 11, 16). Если учесть при построении финальных диаграмм Мора гипотезу о более высоком уровне флюидного давления, чем для сегментов 3 и 4 ($0.8 p_H$), то большие круги Мора сегментов 1 и 2 на фиг. 17 сместятся налево, что приведет к повышению для них кулоновых напряжений. Кроме того, с глубиной более перспективным становится участок 2 (3 рудный столб), так как, по расчетам, он располагается ближе к области горизонтального сдвига с растяжением, в отличие от остальных участков, для которых геодинамическое напряженное состояние остается без существенных изменений (фиг. 11, 16).

Изучение напряженного состояния по глубине выявило, что направление осей сжатия и растяжения изменяется в пределах первых градусов (4° – 10°) против часовой стрелки, “разворот” этих граней на север. То есть значительных изменений в ориентировке граней надвига, контролирующими полости отрыва с максимальными амплитудами раскрытия на момент рудообразования наблюдаться не будет (расчет проводился при условии продолжения надвиговой зоны до глубины 300 м). Однако на диаграммах Мора для верхнего и нижнего уровней наблюдается увеличение длины сектора для трещин, которые могут быть раскрыты (фиг. 15). То есть, при выдержанной ориентировке максимальной амплитуды раскрытия трещин одновременно с глубиной наблюдается увеличение разброса ориентировок трещин с расширением перпендикулярно стенкам.

Такие закономерности для расчетного интервала глубин могут интерпретироваться как разветвление мощных жил или многоярусное расположение жил внутри зоны с большой ее мощностью, при одновременном уменьшении мощности жил. Описываемое геологическое строение, в силу закономерного чередования участков магистрального разрыва и разломных дуплексов, должно смениться на более простое (одну мощную жилу) при дальнейшем погружении вдоль рудного столба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан тектонофизический метод инверсии напряжений из морфологических параметров трещиноватости, включающих в себя не только данные о полюсах трещин, но и амплитуды их дилатансионного раскрытия. Метод позволяет работать с трещиноватостью, характеризующей только одну из систем трещин и связанную с особенностью структуры разломной зоны. В методе реализованы алгоритмы определения положения осей главных напряжений и расчета величин напряжений. Он состоит из нескольких фаз:

1. На стереосфере анализируется геометрия зон различной плотности полюсов трещин и выделяются участки разломной зоны, определяемые как квазиоднородно деформированные. Этим участкам отвечают однородные выборки трещиноватости.

2. Для каждой однородной выборки строится отдельная стереосфера, для которой выделяется дуга большого круга, проходящая через ось симметрии зоны распределения полюсов трещин и одновременно через полюса трещин максимальных амплитуд раскрытия.

3. Находятся граничные точки части выделенной дуги, определяющие границы зоны трещиноватости в этом направлении, рассчитывается длина участка дуги в градусах ($\bar{\alpha}_0$). Этот участок дуги большого круга называется линейментом максимальной дилатансии (ЛМД), а сама дуга содержит выходы на полусферу осей максимального (σ_3) и минимального (σ_1) сжатия. Соответственно, нормаль к плоскости, содержащей эту дугу, определяет положение оси промежуточного главного напряжения σ_2 .

4. По геометрии ЛМД определяется положение оси напряжения минимального сжатия — от центра ЛМД вдоль дуги большого круга, в которую он входит, откладывается дуга, в градусах равная $\bar{\varphi}_f$ (половина угла φ_f , см. фиг. 7), в том направлении, которое требует известная из геологических данных кинематика разлома. Далее определяется положение оси максимального сжатия.

5. Данные о величине угла $\bar{\alpha}_0$ и углов, определяющих положение главных осей напряжений, полученные из анализа полюсов трещиноватости на стереосфере, а также данные о внутреннем трении пород (k_f , α_f , φ_f), полученные в лабораторных экспериментах, позволяют по формулам, разработанного алгоритма рассчитать соотношение величин напряжений и прочности сцепления породы квазиоднородно деформируемых участков разлома, для которых были созданы однородные выборки трещин. Эти формулы в качестве основного параметра, определяющего возможность такого расчета, используют положение о близости значений вертикального литостатического давления для всех участков разлома с выделенными однородными выборками трещин.

6. В предлагаемом методе разработан графический прием определения соотношения величин напряжений и прочности для однородных выборок, характеризующих квазиоднородное деформирование участков разломов. Для этого используется построение редуцированных диаграмм Мора по данным о величине углов α_0 ($\alpha_0 = 2\bar{\alpha}_0$), α_1 ($\alpha_1 = \varphi_f - \bar{\alpha}_0$), α_2 ($\alpha_2 = \varphi_f + \bar{\alpha}_0$), а также значения редуцированных напряжений на гори-

зонтальных площадках $\bar{\sigma}_{zz}$ (литостатическое давление). Соотношение напряжений для разных выборок находится масштабированием редуцированных диаграмм Мора, определяющим совпадение линии минимального сухого трения и эффективного вертикального напряжения σ_{zz}^* (учет влияния флюидного давления).

7. Для определения абсолютных величин напряжений и прочности отдельных участков разлома необходимо оценить величину эффективного вертикального напряжения, действовавшего на горизонтальных площадках в момент формирования структуры. Для этого кроме данных о глубине необходимо также подбирать величину флюидного давления, позволяющую получить параметры прочности, не противоречащие данным лабораторных экспериментов о прочности образцов породы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амузинский В. А., Агеев В. А., Анисимова Г. С., Баландин В. А. Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 2002. С. 40–64.
- Войтенко В. Н., Задорожный Д. Н. Определение напряженного состояния и величины флюидного давления в горном массиве по ориентировке вторично активизированных трещин // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. С. 76–81.
- Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 3. С. 390–410.
- Гзовский М. В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. № 11. С. 7–22.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
- Гущенко О. И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР, сер. геоф. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.
- Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
- Гущенко О. И. Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты, 1982. С. 35–52.
- Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1961. 47 с.

- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Нартиков В.Д., Лапидус И.В.* Комплекс геохимических и петрологических исследований глубоких и сверхглубоких скважин. Глубинные Исследования Недр в СССР // Докл. Сов. Геол на XXVII сессии Междунар. Геологич. конгр. Л.: 1989. С. 212–226.
- Неустроев Р.Г.* Структурно-морфологические особенности размещения золоторудного оруденения месторождения Бадран (Северо-восток Якутии). Дис. канд. геол.-минер. Наук. 2004. 149 с.
- Мамонов А.Ф., Зубков В.П., Необутов Г.П.* Оценка первоначального напряженного состояния многолетне-мерзлого массива месторождения Бадран в Якутии // ГИАБ, 2001. С. 1–7.
- Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1977. № 12. С. 113–127.
- Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 294 с.
- Парфенов В.Д.* Анализ напряженного состояния в ангидридовых тектонитах // ДАН СССР. 1981. Т. 260. № 3. С. 695–698.
- Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.
- Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // ДАН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 904–909.
- Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палео-геомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987а. С. 171–181.
- Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987б. С. 173–235.
- Ребецкий Ю.Л.* Восстановление величин главных напряжений в земной коре по полю их траекторий // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. 1991. № 5. С. 24–25.
- Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмостектонических деформаций на основе современной теории пластичности // ДАН. 1999. Т. 365. № 3. С. 392–395.
- Ребецкий Ю.Л.* Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. Сер. геол. 2001. Т. 76. Вып. 4. С. 28–35.
- Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // ДАН. 2003. Т. 400. № 3. С. 237–241.
- Ребецкий Ю.Л.* Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. Киев. С. 39–54.
- Ребецкий Ю.Л.* Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 397–402.
- Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра, 1992. 223 с.
- Фридовский В.Ю.* Структуры месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области // Дис. ... д.г.-м.н., Якутск. 1999а. 408 с.
- Фридовский В.Ю.* Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1999б. № 1. С. 60–65
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. 155 с.
- Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris. D. 1975. V. 281. P. 1805–1808.
- Angelier J.* Tectonic analysis of fault slip data sets // Geophys. Res. 1984. № 89. B7. P. 5835–5848.
- Angelier J.* From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. V. 11. № 1/2. P. 37–49.
- Angelier J.* Inversion field data in fault tectonics to obtain the regional stress – III. A new rapid direct inversion method by analytical means // Geophys. J. Int. 1990. V. 10. P. 363–367.
- Byerlee J.D.* Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. № 14. P. 4741–4750.
- Brace W.F.* Volume changes during fracture and frictional sliding // A Rev. Pure and Applied geoph. 1978. V. 116. P. 603–614.
- Rebetsky Yu.L. I.* Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // Journal of earthquake prediction research. Beijing, China. 1996. V. 5. № 4. P. 557–573.
- Reches Z.* Analysis of faulting in three-dimensional strain field // Tectonophysics. 1978. V. 47. P. 109–129.
- Reches, Z.* 1983. Faulting of rock in three dimensional strain fields. II Theoretical analysis. Tectonophysics. V. 95. P. 133–156.
- Reches Z.* Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition // Tectonics. 1987. V. 6. P. 849–861.
- Zoback M.D.* Reservoir Geomechanics. Cambridge University Press. 2007. 505 p.

УДК 553.411:551.24 (575.1+571.65)

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ НАРУШЕНИЯ ТРАНСПРЕССИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ТЕКТониКИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (СТРУКТУРНЫЕ СЛЕДСТВИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ)

© 2023 г. **Ю. С. Савчук^а, А. В. Волков^а*, В. В. Аристов^а, К. Ю. Мурашов^а**

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*E-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 11.01.2022 г.

После доработки 23.06.2022 г.

Принята к публикации 27.09.2022 г.

Верхояно-Колымский складчато-надвиговый пояс — важнейшая металлогеническая структура Северо-Востока России. Золотоносность в его пределах распространена неравномерно и выделяются два крупных рудно-россыпных района: на северо-западе — Верхне-Инди́гирский (ВИР) и на юго-востоке — Центральнo-Колымский (ЦКР). Золотоносность этих районов во многом обеспечена крупнейшей разрывной структурой — рудоконтролирующим Адыча-Тарынским глубинным разломом. На своем протяжении этот разлом меняет свои характеристики, от взбросо-надвига на севере, до сдвига-взброса (Тенькинский разлом) на юге. Такая смена кинематики по латерали, основной рудоконтролирующей структуре, отразилась на строении конкретных рудовмещающих нарушений в рудных районах, что показано нами на примере месторождений Дегдекан (ЦКР) и Дразное (ВИР). На месторождении Дегдекан рудовмещающими являются синтетические взбросо-надви́ги, контролирующие крупнообъемные залежи сравнительно бедных руд, а на месторождении Дразное — встречные сдвига-взбросы, вмещающие небольшие по размерам, этажно расположенные богатые рудные тела. Смена рудовмещающих нарушений в разных рудных районах объясняется их позицией в меняющемся стрессовом поле, возникавшем во время этапов геодинамического развития: (1) связанных с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским кратоном и столкновением с Алазейской дугой (ранняя рудная минерализация Верхне-Инди́гирского рудного района) и Удо-Мургальской дугой (ранняя вкрапленная пиритовая минерализация Центральнo-Колымского рудного района) и (2) столкновением с Чукотским микроконтинентом и реактивацией образованных ранее нарушений (основная золото-сульфидно-кварцевая минерализация Яно-Колымского металлогенического пояса).

Ключевые слова: Верхояно-Колымский пояс, Верхне-Инди́гирский, Центральнo-Колымский, рудный район, золото, структурные исследования, месторождение, Дразное, Дегдекан, взброс, надвиг, сдвиг

DOI: 10.31857/S001677702302003X, **EDN:** LYJUMB

ВВЕДЕНИЕ

На территории Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса выделяются два крупных золоторудных рудно-россыпных района: на юге — Центральнo-Колымский (Стружков и др., 2009) и на севере — Верхне-Инди́гирский (Фридовский и др., 2012, 2013; Аристов, 2019). Эти рудно-россыпные районы контролируются главными тектоническими границами, к которым относятся: (1) широкая (до 40 км), региональная зона Адыча-Тарынского разлома (Парфенов, Рожин, Третьяков, 1988) между Сибирским кратоном и Куларским террейном, продолжением которой на юго-восток является Тенькинский разлом; (2) Чай-Юрьинский и

Чаркы-Инди́гирский надви́ги между двумя турбидитовыми террейнами; и (3) надвиг Дарпир вдоль восточной окраины Полоусно-Дебинского террейна. Общая величина надвига по Дарпирской зоне, согласно расчетам Б.И. Малькова (1976), могла составить 35–40 км (Шпикерман, 1998).

Характерной является вероятностная трассировка этих региональных разломов, т.к. при признании глубинной природы, на поверхности они либо проявлены усилением трещинно-складчатых характеристик пород, порой без нарушения сплошности и без значительных смещений, либо их зоны перекрыты чехлом современного аллю-

вия. Отметим, что такие особенности полностью характерны для Адыча-Тарынского разлома и его юго-восточного продолжения — Тенькинского разлома. Падение у разломов предполагается крутое северо-восточное, навстречу аккретивровавшему Колымо-Омолонскому супертеррейну.

Рудоконтролирующая роль этих разломов и надвигов давно обоснована (Шпикерман, 1998; Волков и др., 2008; Шахтыров, 2009; Аристов, 2009; Fridovsky, 2018; Фридовский и др., 2020), но конкретные позиции месторождений зависят от оперяющих нарушений, которые часто различаются значительно и определяют разнообразие структурно-морфологических типов рудных тел, залежей и их сочетания в пространстве (Гамянин и др., 2018). В качестве рудовмещающих нарушений здесь выступают различные элементы структуры складчато-надвигового пояса. Такие особенности выдвигают на первый план структурные методы исследования месторождений. Стандартные методики структурного анализа (Шахтыров, 2009; Читалин, 2016) хорошо себя зарекомендовали при изучении региональной позиции объектов и особенностей рудолокализации (Аристов и др., 2016) на верхних уровнях, но ограничены при выборе направлений поисково-разведочных работ на больших глубинах и флангах. Здесь в приоритете обычно трудоемкие статистические методы (MICROMINE и т.д.), которые, с одной стороны, позволяют визуализировать оруденение в объеме, однако с другой — страдают чисто формальным, “компьютерным” подходом.

В ЦКР лидеры по масштабу оруденения — месторождения Наталка (Гончаров и др., 2002), Павлик (Савчук и др., 2018) и Дегдекан (Михайлов и др., 2010), а в ВИР — месторождение Дрожное (фиг. 1) (Аристов, 2009; Аристов и др., 2015). Все эти объекты относятся к орогенным мезозональным (Groves et al., 1998) в фанерозойском коллизионном поясе (Goldfarb et al., 2001) или к золото-кварцевой формации согласно региональной классификации (Горячев, 1998). Также можно отметить, что при явном сходстве золото-рудной минерализации этих территориально разобщенных рудных районов, месторождения характеризуются значительными структурными различиями, имеющими определяющее значение при направлении геологоразведочных работ.

Для преодоления возникающих проблем геологоразведки нами предложено использовать сочетание структурных методик и статистического анализа при изучении локализации золотой минерализации, на примере двух эталонных объектов: в Центрально-Колымском районе — месторождение Дегдекан и в Верхне-Индигирском — месторождение Дрожное (фиг. 1). В настоящей статье сделана попытка объяснить особенности структуры и рудообразования этих месторожде-

ний ситуационными различиями во время главных этапов геодинамического развития рудных районов.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДЕГДЕКАН (ЦКР)

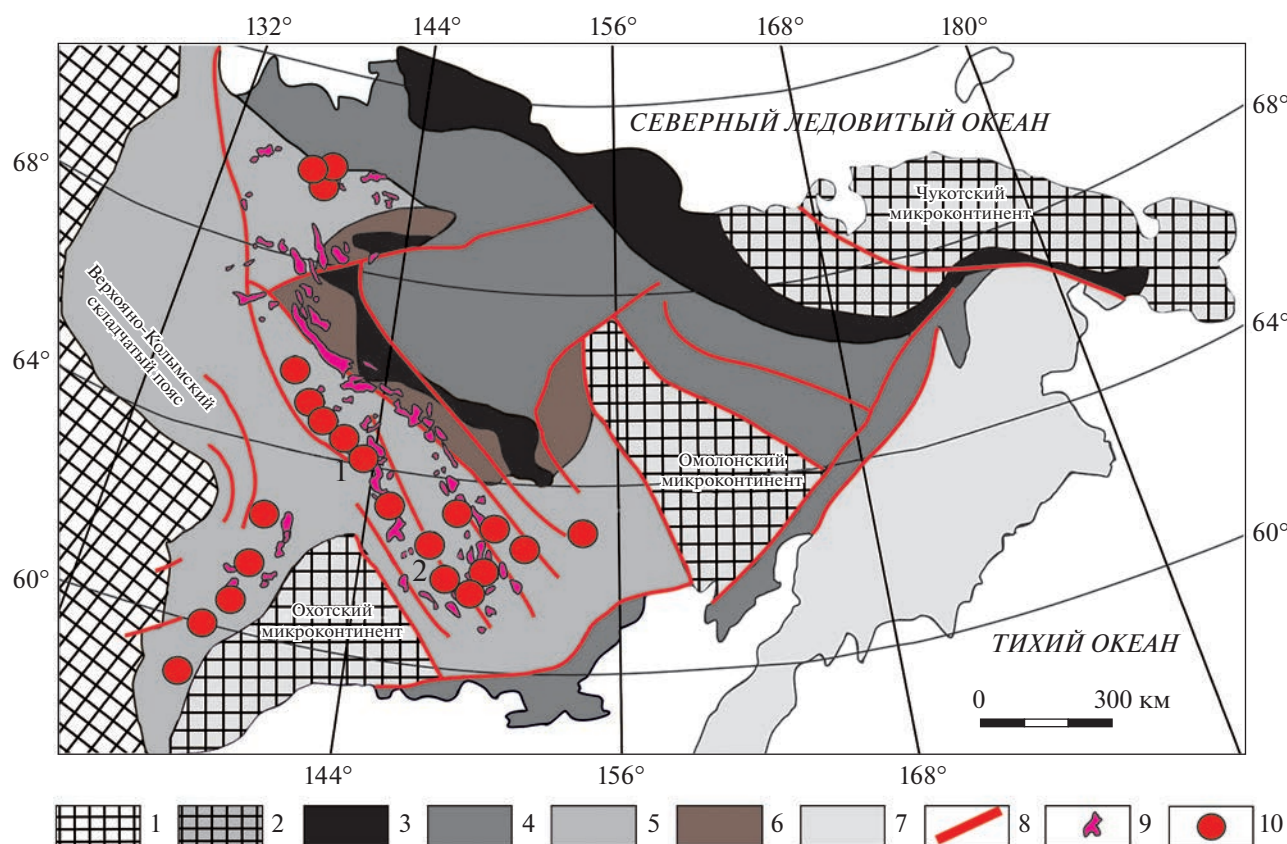
Месторождение Дегдекан разведано с поверхности канавами и траншеями, штольневыми горизонтами и небольшим количеством буровых скважин. Вмещающие породы — верхнепермские отложения нижней и средней подсвит пионерской свиты: глинистые алевролиты и алевроитистые аргиллиты с линзами мелкозернистых песчаников.

В ранние периоды изучения, на восточном фланге месторождения были выявлены 15 мелких жильных тел (Ворошин, 1988). Позже, на западном фланге — участок Верный, установлены прямые признаки крупнообъемного месторождения. Основные его характеристики рассмотрены Б.К. Михайловым с соавторами (2010), выделившими крупную зону прожилково-вкрапленной минерализации, объединяющую несколько субпараллельных субширотных зон смятия, расщепления, дробления с многочисленными прожилками и маломощными жилами, линзами и вкрапленностью рудных минералов. Мощность зоны 250–600 м (в среднем 300 м), при протяженности не менее 1500 м. Зона прослежена до глубины 200–300 м, а средние содержания составляют 1.2–1.4 г/т. Общий прогнозный потенциал оценен в 400 т золота (Михайлов и др., 2010).

Сульфиды составляют до 2% от общей массы руды. Основной сульфид — пирит, содержания которого до 83–85% от общей массы сульфидов. Пирит представлен как минимум двумя генерациями, одна из которых — ранняя, возникшая при диагенезе осадков, вторая — гидротермального генезиса, ассоциирует с самородным золотом. Арсенопирит находится в починенном количестве — до 0.2% (Маньшин, Горячев, 2009).

На восточном фланге, в углеродистых алевролитах встречаются мелкие дайки (фиг. 2а), с элементами залегания $20 < 50$. Дайки измененные, бурого цвета, мощностью десятки сантиметров, по поперечным трещинам ($265 < 55$) пересечены кварцевыми прожилками 0.3–4 см (фиг. 2б). Здесь же развиты зоны прожилкового окварцевания (прожилки 1–2 см) и пиритовой вкрапленности мощностью до 20 м. Пирит полуокисленный, размер зерен и вкрапленности до 0.5 см (фиг. 2в). Кварц крупнокристаллический, с пустотами, местами полосчатой “книжной” текстуры (фиг. 2г). По соотношению с оруденением, С.В. Ворошин (1988) установил три группы даек: внутрирудные, с неясными взаимоотношениями, и пострудные.

Детальными исследованиями на месторождении выделяются (Остапенко и др., 2004) первый



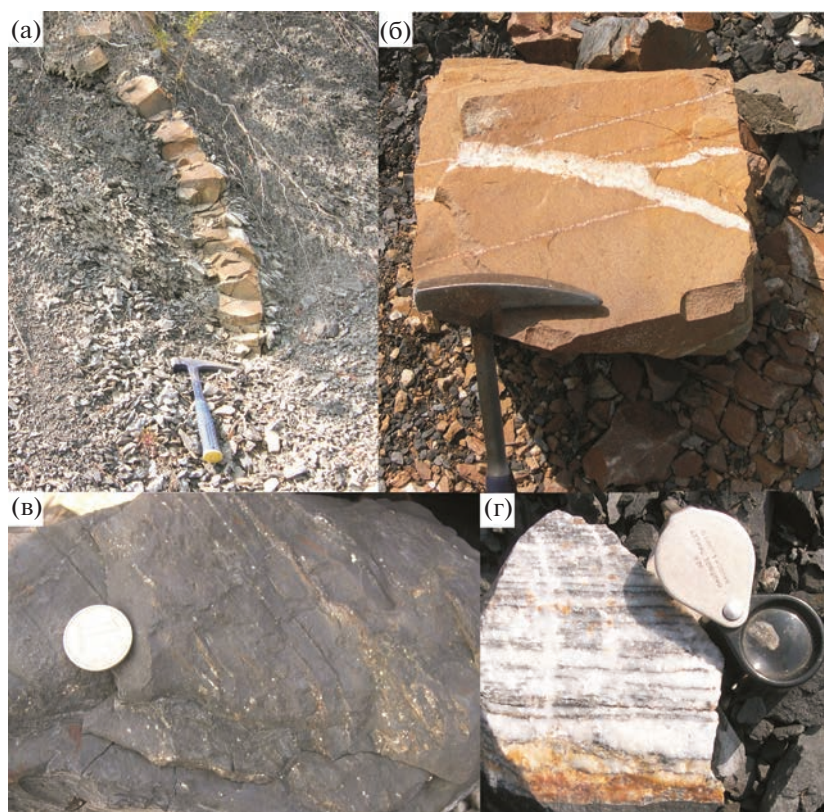
Фиг. 1. Региональное положение орогенных месторождений золота Дражное (1) и Дегдекан (2) в Верхояно-Колымском складчатом поясе, основа по (Goryachev et al., 2018; Soloviev et al., 2020), модифицирована. 1 – Сибирская платформа; 2 – микроконтиненты; 3 – океанические террейны; 4 – островодужные террейны; 5 – пассивной континентальной окраины террейны; 6 – карбонатно-терригенные толщи; 7 – аккрецированные Корьякско-Камчатские террейны; 8 – главные разломы; 9 – меловые гранитоидные интрузии; 10 – золоторудные месторождения Верхояно-Колымского и Южно-Верхоянского поясов.

гидротермально-метаморфогенный этап, со стадиями: раннего “книжного” кварца, кварцевая (перерыв – заложение надвигов, внедрение даек диоритовых порфиров), позднего “книжного” кварца, арсенопирит-кварцевая (перерыв – дайки фельзитов), кварц-анкеритовая, полевошпат-анкерит-кварцевая, кварц-мусковитовая (фиг. 2). Во втором гидротермальном этапе установлены стадии: продуктивная золото-арсенопирит-полиметаллическая и пострудная кварц-кальцитовая (дайки риолитов K_2). Дайки оказывали метаморфизирующее воздействие на руды, так как, по данным сульфидных геотермометров, температуры метаморфизма вблизи контакта даек достигали 700°C (Ворошин и др., 2006). Золото отлагалось в ходе золото-арсенопирит-полиметаллической стадии, в узком температурном интервале от 230 до 200°C , при давлении около 100 МПа на глубине около 4 км. Основной механизм рудоотложения – повышение щелочности рудоносных растворов вследствие вскипания водно-углекислотного флюида и удаления углекислоты, что приводило к осаждению золота (Михайлов и др., 2010). Золото в

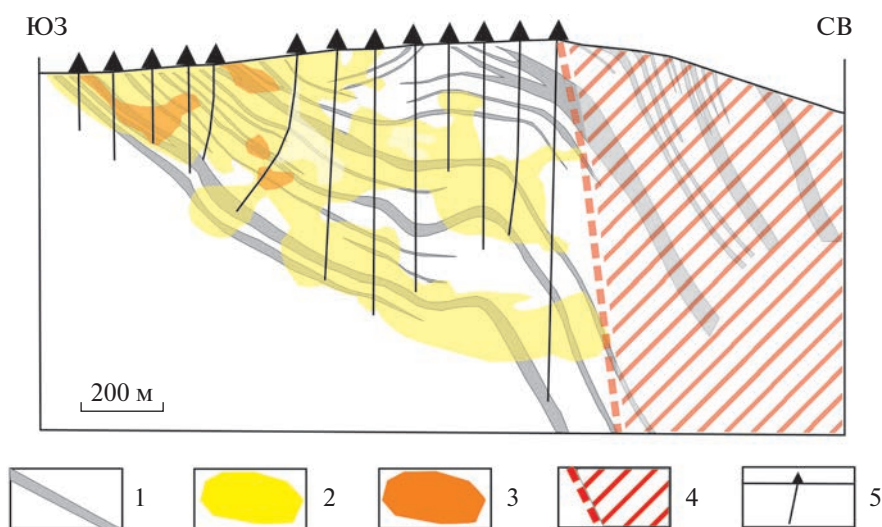
рудах низко-среднепробное $751\text{--}840\text{‰}$ (основное) и высокопробное $885\text{--}931\text{‰}$ (Литвиненко, 2009). Отмечаются содержания Pt и Pd во вмещающих породах и рудах участка Верный от 0.01 до 1.34 г/т (Ханчук и др., 2011; Горячев и др., 2012; Соцкая, 2017).

Абсолютный возраст золотого оруденения восточного фланга Дегдеканского рудного поля оценивается В.В. Акининым с соавторами (2003) в 131 ± 5.6 млн лет (по данным U-Pb датирования), Р.Дж. Ньюбери (Акинин и др., 2003) – $133\text{--}137$ млн лет (Ag-Ag метод), т.е. – начало раннего мела.

В качестве основной разрывной структуры рассматривается субширотный разлом, проходящий по долине среднего течения р. Дегдекан (Михайлов и др., 2010). Предполагается, что он представлен серией крутопадающих ($80^\circ\text{--}90^\circ$), сближенных швов интенсивного расщепления, дробления, мощностью $10\text{--}20$ м (фиг. 3), причем южное крыло приподнято на $100\text{--}150$ м. По-видимому, этот разлом является поверхностным выра-



Фиг. 2. Месторождение Дегдекан: измененная дайка в алевролитах (а) и пересечение ее кварцевыми прожилками (б), вкрапленность и прожилки пирита в углеродистых алевролитах (в) и книжный кварц (г).

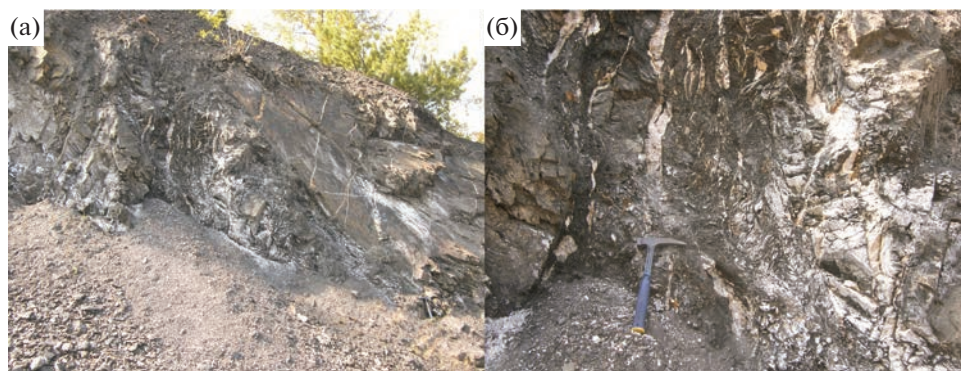


Фиг. 3. Строение месторождения Дегдекан (по Маньшин, Горячев, 2009, с изменениями и добавлениями). 1 – зоны интенсивного расланцевания, милонитизации, дробления пород; 2 – ореол измененных пород ($Au \geq 0.3$ г/т); 3 – рудные тела ($Au \geq 1.0$ г/т); 4 – предполагаемая зона Тенькинской сдвиговой зоны; 5 – буровые скважины.

жением одной из разрывных структур глубинного Тенькинского сдвига (Шахтыров, 1997).

На месторождении выделяются несколько полого наклоненных (надвиговых?) швов. На во-

сточном фланге они контролируют серию жильно-прожилковых рудных тел и даек. На юго-западе месторождения (участок Верный) сгущение подобных швов, сопровождаемое прожилково-



Фиг. 4. Пологая зона углеродистых милонитов с кварцевыми прожилками сложной формы, выше зона штокверкового окварцевания (а) и внутреннее строение тектонической зоны углеродистых милонитов (б).

вкрапленной минерализацией, образует мощную рудоносную зону (фиг. 3).

К востоку от портала штольни вскрыт один из этих швов, падающий в северных румбах $10 < 45^\circ$, мощностью до 2 м. Выполнен углеродистыми милонитами (фиг. 4а), насыщенными кварцевыми прожилками (фиг. 4б). Кварц до 1–10 см, перемятый, дробленный, выше зоны развиты сколовые трещины с кварцем 0.5–2 см и элементами залегания $200 < 60^\circ$ и $280 < 25^\circ$. Кварц “книжной” текстуры, редко в отвалах встречается белый молочный кварц до 20–30 см с редкими гнездами (1–2 см) арсенопирита, галенита, реже коричневого сфалерита.

Строение рудоносной зоны участка Верный (фиг. 3) с прожилково-вкрапленным оруденением аналогично таким зонам на других месторождениях золота вдоль магистрального Тенькинского сдвига — Наталка, Павлик, Родионовское (Гончаров, Ворошин, Сидоров, 2002; Савчук и др., 2018; Михайлов и др., 2010). Общими чертами являются: расположение оруденения к юго-западу от магистрального разлома; сравнительно пологое залегание рудовмещающих структур, иногда выходящих до горизонтального залегания (Родионовское) и падающих согласно с магистральным разломом; неоднократная смена знака перемещения по этим нарушениям; выполнение нарушений углеродистыми бластомилонитами с пиритовой вкрапленностью и кварцево-прожилково-жилковой минерализацией (Соцкая, Маньшин, Горячев, 2011; Соцкая, 2017). Морфологические признаки этих рудовмещающих нарушений позволяют отнести их к оперяющим взбросо-надвигам (Савчук и др., 2018) в лежащем боку круто падающего в восточных румбах (70° – 80°) магистрального разлома. Подобные оперяющие взбросо-надвиги возникают при транспрессионных сдвиговых перемещениях по разломам (Морозов, 2002).

В целом для рудовмещающих нарушений на золотых месторождениях Центрально-Колым-

ского района В.Г. Шахтыров (2009) выделяет: 1 — кинематически правосторонний складчатый этап флюидно-деформационной переработки терригенных углеродсодержащих толщ верхоянского комплекса (J_3), сопровождаемый слабопроявленным магматизмом в форме даек или мелких штоков, прогрессивной стадией регионального метаморфизма и золото-сульфидным оруденением с тонким “невидимым” золотом; 2 — кинематически левосторонний этап формирования метаморфогенно-гидротермального золото-кварцевого оруденения с крупным переотложенным золотом и сульфидами (K_1). Этот этап сопровождался более интенсивным магматизмом в форме даек, штоков, массивов средних размеров и регрессивной стадией регионального метаморфизма; 3 — последующие деформационные этапы ответственны уже за формирование постмагматических золотосурьмяных проявлений и т.д.

Именно во время левостороннего сдвигового этапа происходит приоткрытие полостей в ранее образованных (во время правостороннего транспрессионно-сдвигового этапа) взбросо-надвигах и рудоотложение в них и в возникающих между этими нарушениями зонах объемной трещиноватости, как показано нами на примере месторождения Павлик (Савчук и др., 2018). При этом устанавливается перемещение рудоносных флюидов снизу вверх по восстанию оперяющего взбросо-надвига в направлении от магистрального Тенькинского разлома

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДРАЖНОЕ (ВИР)

Месторождение Дражное располагается в северо-западной части Адыча-Тарынской металлогенической зоны (Гамянин и др., 2018). Здесь рудоконтролирующий Адыча-Тарынский разлом, по-видимому, распадается на несколько швов, ориентированных с северо-запада на юго-восток (фиг. 1). Непосредственно к западу от месторож-

дения Дражное проходит Большетарынский разлом (Фридовский и др., 2015). Вмещающие породы верхненорийского возраста (T_{3n3}) — алевролиты углеродистые, массивные, неяснослоистые, кливаж эмбриональный, спорадический, косо се-чет слоистость. По Г.Ю. Акимову (2004), датировки серицитов из золото-кварцевых руд месторождения Тарыньское, расположенного в 20 км к юго-западу от Дражного — 130 ± 4 млн лет.

Площадь перекрыта чехлом аллювиальных отложений, но на месторождении Дражное действует карьер глубиной 120 м. Скважинами разведаны две залегающие друг над другом на расстоянии до 50 м и менее рудные залежи, падающие на юго-запад под углами от 10° – 15° до 50° – 30° . Верхняя — I залежь, прослежена по простиранию на 735 м, по падению в наиболее широкой части — на 300 м, при мощности от 1 до 70 м (суммарная мощность рудных и минерализованных тел максимально составляет 50 м). Нижняя — II залежь, прослежена на 820 м по простиранию и на 330 м по падению в наиболее широкой части, при мощности от 1 м до 96 м (суммарная мощность рудных и минерализованных тел максимально составляет 49 м). При таких параметрах, по результатам разведочных работ, установлено, что в I залежи содержится около 26% запасов, а во II залежи — 74% запасов. Средние содержания в залежах — 3.33 – 6.53 г/т. На флангах (в основном к юго-востоку), по простиранию рудоконтролирующих нарушений, установлены только единичные рудные интервалы, удаленные от основных рудных залежей. По сообщениям ПАО “Высочайший” (GV Gold), в ходе геологоразведочных работ на месторождении установлены запасы 49.8 т золота (по категории $C_1 + C_2$). В 2018 году первая очередь комбината произвела 2.9 т золота.

Особенности рудообразования на месторождении изучены В.В. Аристовым с соавторами (2015), отметившими, что отложение рудных минералов происходило в термостатированных условиях при гетерогенизации флюидов за счет вероятного резкого снижения давления и смешения растворов различного генезиса.

Строение месторождения и этапность формирования его структуры рассмотрели А.Ф. Читалин с соавторами (2018), сделавшие вывод, что на втором рудном этапе формировались наклонные кварцевые штокверки золотоносных кварцевых жил. По их мнению, богатые золотом рудные интервалы сконцентрированы вдоль гипотетического рудного канала, имеющего крутое северо-восточное падение и пересекающего пакет многоэтажных штокверков в их “замковой” части, где сконцентрированы мощные золотоносные кварцевые жилы. В целом рудоконтролирующие нарушения являются секущими, и рудовмещающие породы, в силу своей однородности, по-ви-

димому, не оказывали значительного влияния на размещение рудной минерализации. Физический смысл “гипотетического рудного канала”, выделенного А.Ф. Читалиным (Читалин и др., 2018), остался не ясным.

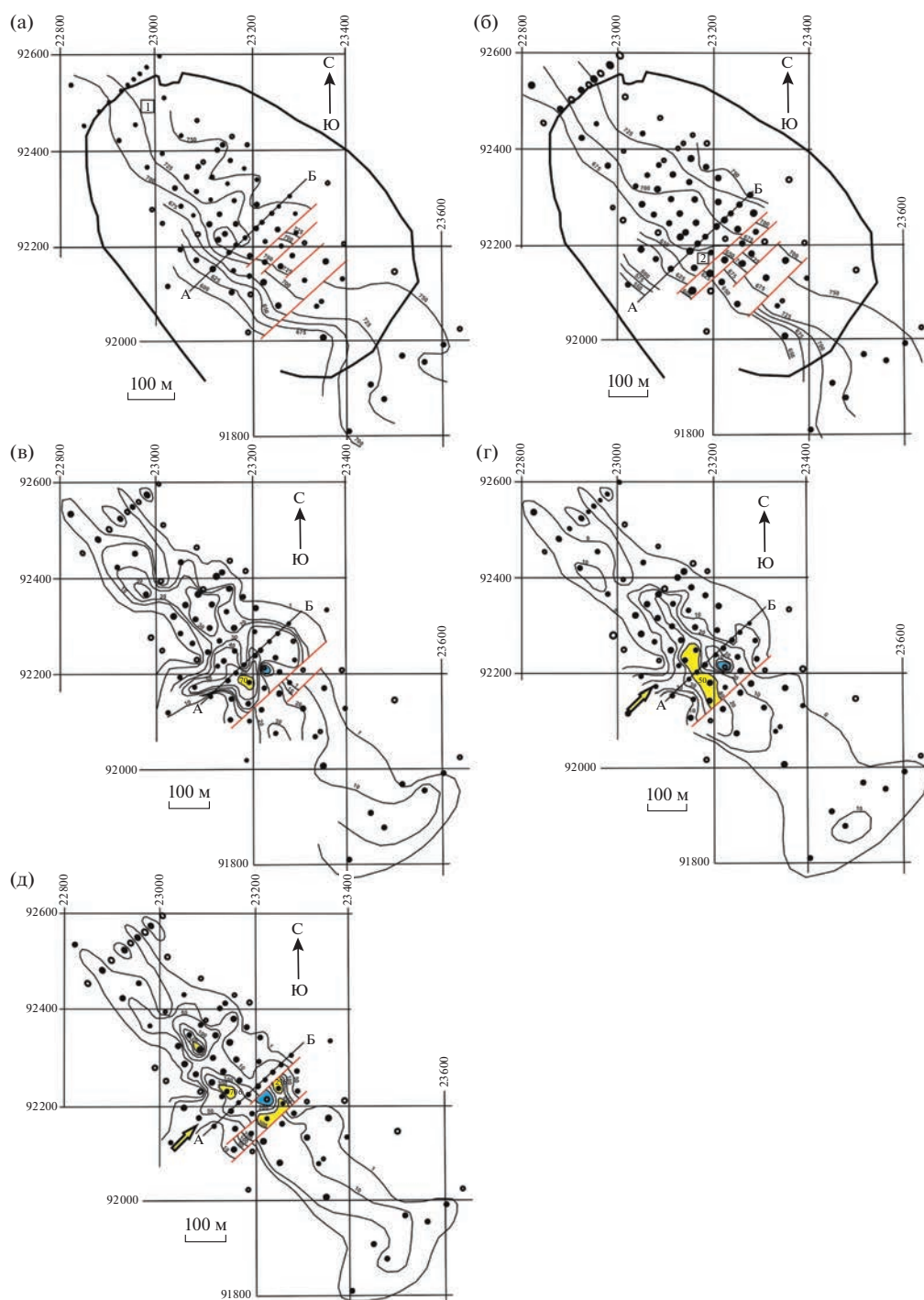
Для выявления морфологии и генетических признаков тектонических нарушений, определивших пути перемещения рудоносных гидротерм (трассы палеофлюидопотоков), нами проведена статистическая обработка данных кернового опробования центральной части месторождения (фиг. 5). Месторождение разведано 79 наклонными буровыми скважинами, расположенными на 17 профилях. Серии сближенных рудных интервалов объединены нами в геологически обусловленные рудные залежи, иногда (редко) не совпадающие с выделенными при разведочных работах по ряду экономических параметров и участвующих в подсчетах запасов залежи. Центры этих выделенных обобщенных рудных интервалов по каждой скважине проецировались на горизонтальную плоскость, с выноской следующих параметров: отметки кровли залежи, подошвы залежи, общей мощности залежи, суммарной мощности рудных и минерализованных интервалов (с содержаниями золота >0.2 г/т) в залежи, суммарного метро-грамма (фиг. 5).

Затем, на основе интерполяции вынесенных значений, с отрисовкой изолиний, проводился структурно-морфологический анализ рудовмещающих нарушений и рудных залежей. Заверка полученных результатов проводилась натурными наблюдениями в карьере месторождения Дражное (фиг. 6).

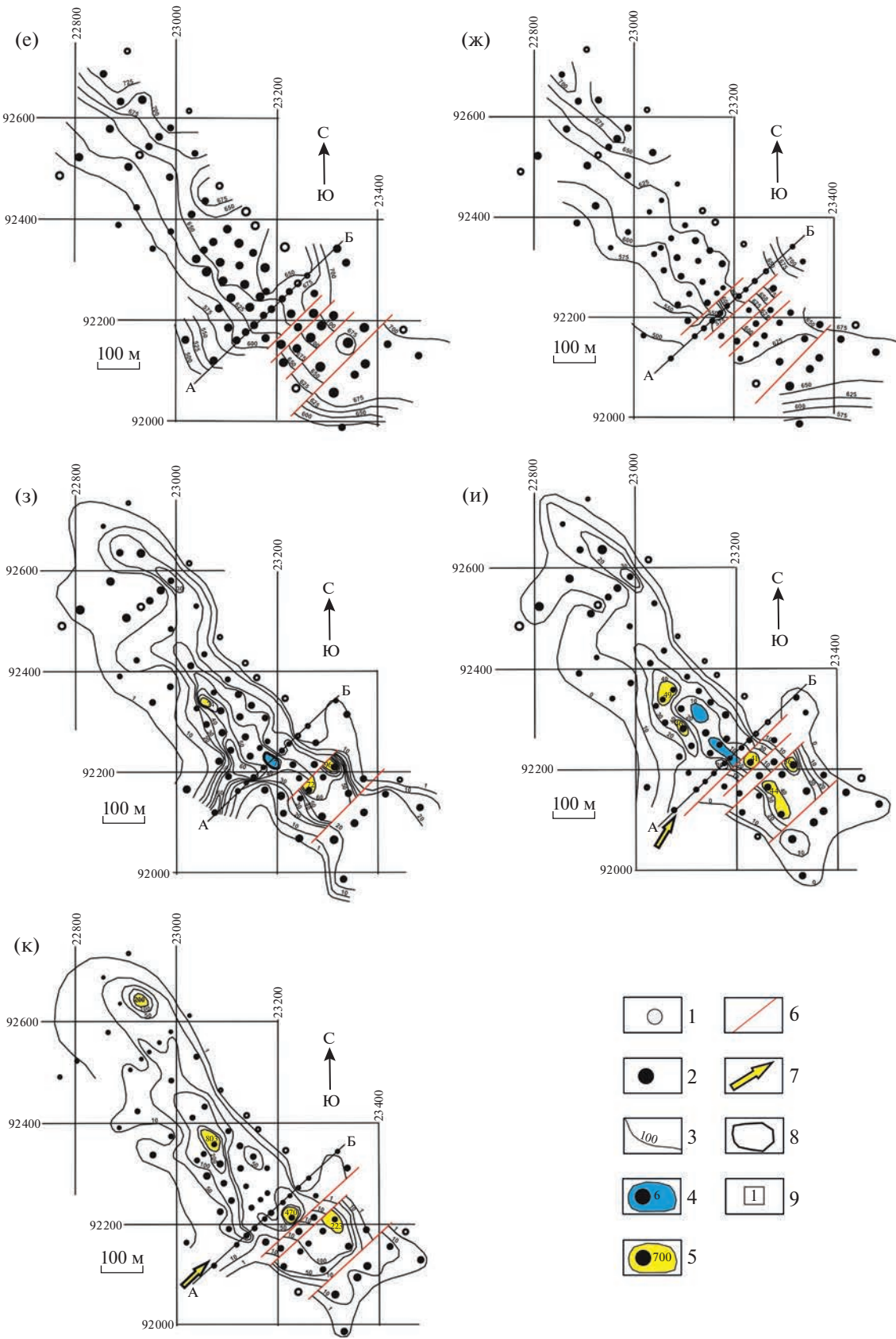
Морфология, а также продуктивность рудовмещающих нарушений изучались при анализе поведения всех установленных параметров, отдельно для каждой рудной залежи.

В I рудной залежи (фиг. 5а–д) выделены три секции, ориентированные в северо-западном направлении, вдоль простирания рудовмещающего нарушения и отличающиеся по значениям параметров. Юго-западная и северо-восточная секции характеризуются сравнительно крутым падением, до 40° – 50° и очень малой мощностью — первые метры; содержания золота в маломощных рудных интервалах минимальные, и значения метро-грамма невелики. Центральная секция отличается пологим падением — 20° – 30° , и здесь установлена наибольшая мощность нарушенной зоны — до 50–70 м. Соответственно, в этой пологой секции мощность оруденелой и минерализованной частей максимальная, содержания золота часто достигают многих десятков граммов на тонну, метро-грамм достигает значений сотен и до 1296 единиц (фиг. 5д).

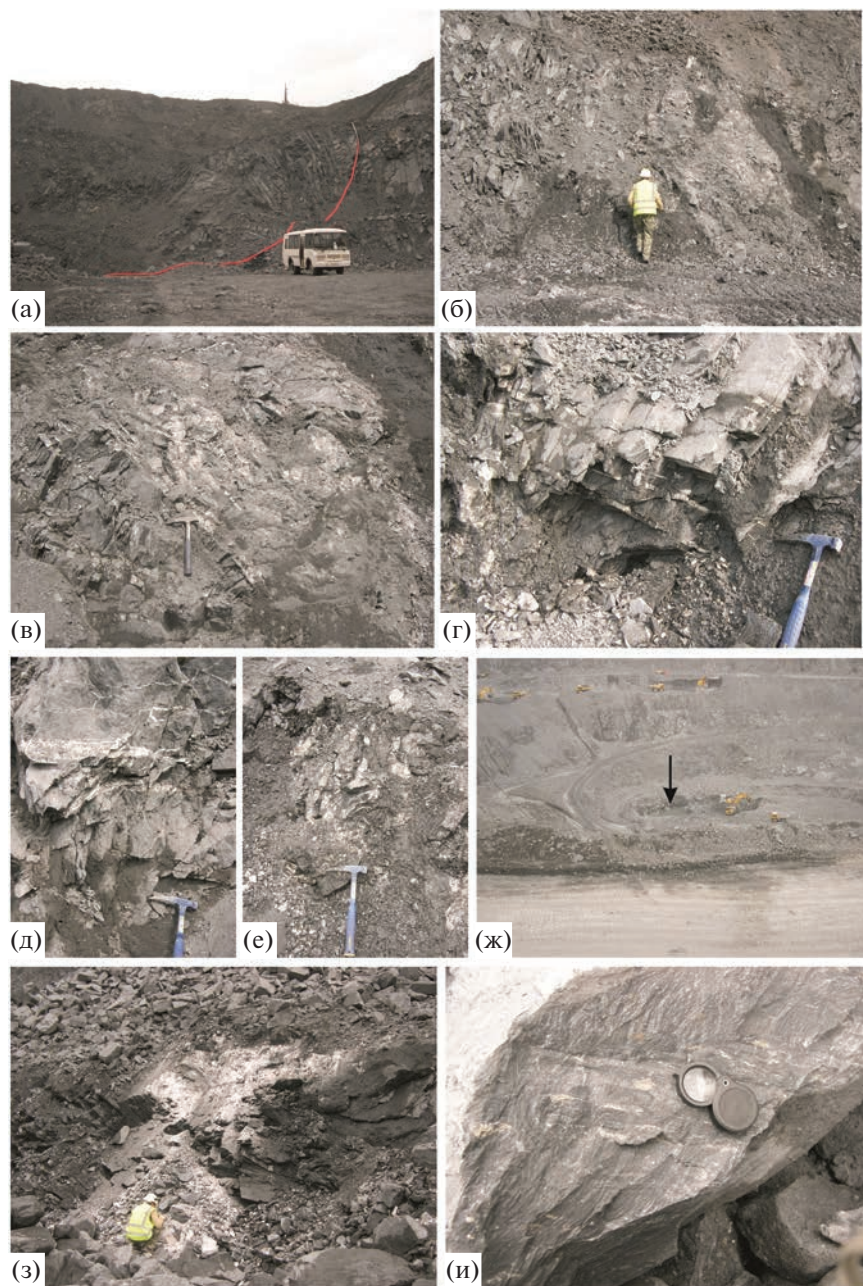
Во II рудной залежи (фиг. 5е–к) также выделено три секции, причем юго-западная наиболее



Фиг. 5. Морфология рудоконтролирующих структур и рудных залежей месторождения Дражное в изолиниях: а–д – Первая залежь: а – глубина залегания кровли в метрах (здесь и далее абсолютные отметки), б – глубина залегания подошвы в метрах, в – общая мощность нарушенной зоны в метрах, г – суммарная мощность рудных и минерализованных (>0.2 г/т) интервалов, д – суммарный метро-грамм (Σ м грамм); е–к – Вторая залежь: е – глубина залегания кровли в метрах, ж – глубина залегания подошвы в метрах, з – общая мощность нарушенной зоны в метрах, и – суммарная мощность рудных и минерализованных (>0.2 г/т) интервалов, к – суммарный метро-грамм (Σ м грамм). А–Б – разрез (см. фиг. 7). 1–2 – скважины: 1 – не вскрывшие рудные и минерализованные интервалы, 2 – вскрывшие рудные и минерализованные интервалы (цифры – пиковые значения); 3 – изолинии и их значения; 4 – заливка голубым – минимальные значения; 5 – заливка желтым – максимальные значения; 6 – тектонические нарушения, установленные по вертикальным смещениям; 7 – предполагаемое направление палеофлюидопотоков; 8 – контур карьера на конец 2019 г.; 9 – места расположения объектов на фото фиг. 5 (1 – а–е, 2 – ж–и).



Фиг. 5. Окончание



Фиг. 6. Фото в карьере месторождения Дразное. (а) — антиклинальная складка в углеродистых алевролитах (наклон осевой поверхности крутой к западу); (б) — общий вид рудной зоны (простираение 350°) на верхних уступах и ее детали (в—е); (в) — прожилковое окварцевание в рудной зоне, (г) — секущие кварцевые прожилки ($20 > 30^\circ$), (д) — пологие кварцевые прожилки ($340 > 20^\circ$), (е) — прожилки смятые в складки (шарниры $60 > 20^\circ$); (ж) — мощная пологая зона прожилкового окварцевания внизу карьера (стрелка указывает место фото з); (з) — богатая кварцевая руда; (и) — вкрапленность и линзовидные гнезда пирита вокруг рудного тела.

плохо охарактеризована, лишь единичными скважинами в центральной части месторождения, в связи с большими глубинами залегания. По-видимому, здесь сравнительно крутые падения зоны 40° — 50° , но, в отличие от I залежи, здесь установлена значительная мощность нарушенной зоны и, соответственно, оруденения.

Центральная секция имеет пологое залегание, от 20° до 0° , здесь же максимальные мощности зоны и оруденелой ее части. Характерно крайне неравномерное распределение оруденения, наряду с проявлением наиболее интенсивного (до сотен метро-грамм), в центральной части секции выделяется продольная полоса минимальных значений

мощностей и метро-граммов (фиг. 5и–к). В северо-восточной секции вновь увеличивается угол наклона зоны до 50° и постепенно убывают мощности рудных интервалов и содержания золота.

Подобный пирит, локализующийся вдоль разломов и широко распространенный в Верхояно-Колымском складчатом поясе, отнесен к гидротермально-метаморфогенному (Горячев и др., 2020).

Следующее событие, в значительной степени определившее промышленную ценность месторождения – возобновление перемещений по ранним взбросо-надвигом. Вероятно, с этими перемещениями связано образование асимметричной (осевая поверхность круто падает к западу) антиклинальной складки прямо над взбросо-сдвигом (фиг. 6а). Ступенчатая морфология этих рудовмещающих нарушений, при преобладании **взбросовых** перемещений обусловила образование локальных зон “приоткрывания” в их пологих участках.

Эти зоны “приоткрывания” (здесь максимальное падение давления) контролируют наиболее масштабную рудную минерализацию, в них широко развиты мощные (до 1 м) пологие кварцевые жилы (фиг. 6б–з). Кварц белый, крупнокристаллический, с вкрапленностью (местами богатой) пирита, арсенопирита (мало), самородного золота (иногда видимого). Кварц содержит гнезда карбоната (анкерит?), в пустотах – прозрачные кристаллы кварца, что характеризует именно режим приоткрывания. Кроме того, совмещение суммарных мощностей рудных и минерализованных (>0.2 г/т) интервалов, а также суммарных метро-граммов (Σ м грамм) по верхней – I и нижней – II рудным залежам, показало следующее: максимумы показателей в I рудной залежи идеально совпадают с минимумами во II рудной залежи. Такое “зеркальное” распределение оруденения в пространстве позволяет предположить миграцию или перетекание рудных гидротерм по соединительному нарушению между залежами.

Структурно-морфологическим построением (фиг. 5) на юго-восточном окончании рудных залежей установлена наложенная зона секущих северо-восточных нарушений, в целом **сбросового** характера, шириной около 200 м. Здесь по морфологии кровли и подошвы залежей выявляется опущенный блок. Перемещения по отдельным трещинам 10–50 м. Знаменательно, что именно в этом блоке наблюдаются максимальные перепады значений как содержания золота в пробах, так и суммарного метро-грамма, что может свидетельствовать об интенсивном проявлении процессов переконцентраций металла.

Комплексный анализ полученных результатов позволяет наметить пути миграции рудоносных гидротерм – трассы локальных палеофлюидопотоков. По нашему мнению, миграция происходи-

ла снизу вверх с юго-запада на северо-восток по сравнительно узкому (около 100 м) каналу небольшой мощности на юго-западном фланге месторождения (фиг. 7). При достижении пологой секции рудовмещающего нарушения происходило растекание гидротерм вдоль нарушения в основном к северо-западу на значительное расстояние – до 500 м. К юго-востоку распространение было не таким значительным – до 200 м. Примечательным также является установленная “зеркальность” интенсивности оруденения в I и II рудных залежах (фиг. 7). Вероятно, основной поток гидротерм проходил вдоль рудоконтролирующего нарушения нижней II рудной залежи, а верхняя I залежь является дополняющей, что подтверждается и ее меньшей продуктивностью.

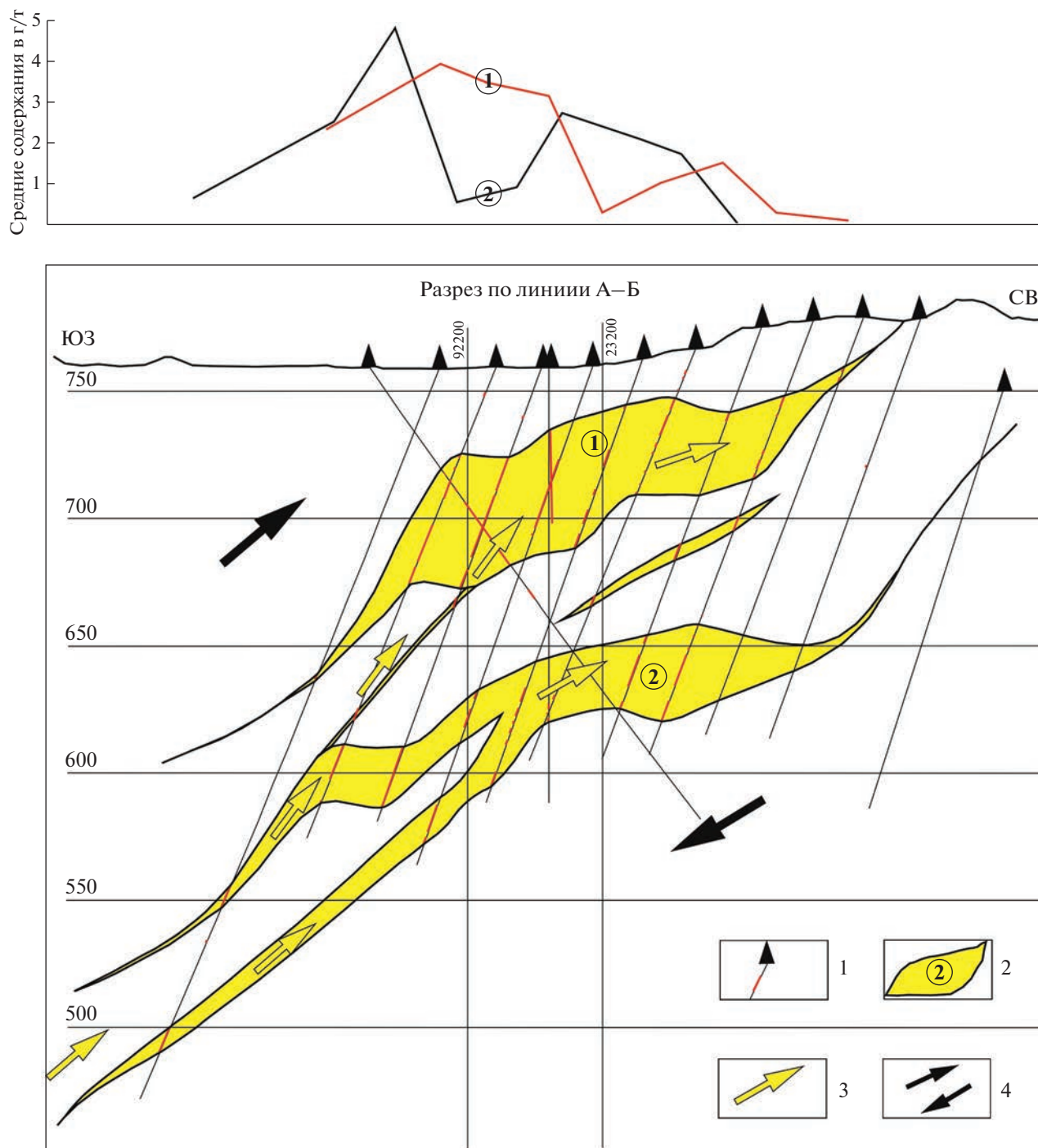
Источник гидротерм, которые поступали в зону рудоотложения, должен располагаться к юго-западу от месторождения, вниз по падению изученных взбросо-надвигов, в узле их сочленения с одной из ветвей Адыча-Тарынского разлома. С учетом крутого (принято 70°) падения разлома на северо-восток и сравнительно пологого (около 45°) встречного падения взбросо-надвигов, узел их сочленения может находиться на глубине около 1 км.

Возможно, изученные залежи месторождения Дразное – верхние, а ниже может располагаться еще одна залежь. Признаками ее присутствия являются рудные сечения, установленные на уровнях около 510–530 м в некоторых глубоких скважинах.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Рассмотренные месторождения – типичные представители для Центрально-Колымского и Верхне-Индигирского рудных районов, которые входят в Верхояно-Колымский складчато-надвиговой пояс, образованный при столкновении восточной окраины Сибирского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном. Геодинамическую историю этой территории рассмотрели Р. Голдфарб с соавторами (Goldfarb et al., 2014), выделив в ней ряд этапов (фиг. 8).

Несколько докембрийских блоков-микроконтинентов были оторваны от окраины Сибирского кратона в **девоне** (Шпикерман, 1998; Goldfarb et al., 2014), в результате субдукционного воздействия со стороны Монголо-Охотского океана. Они существовали как изолированные террейны и большие микроконтиненты в карбоновое-позднеюрское время в Оймяконском бассейне, располагаясь вдоль окраины кратона. Наиболее крупным блоком является Колымо-Омолонский супертеррейн, от которого в результате рифтогенеза в **конце девона–раннем карбоне** от-

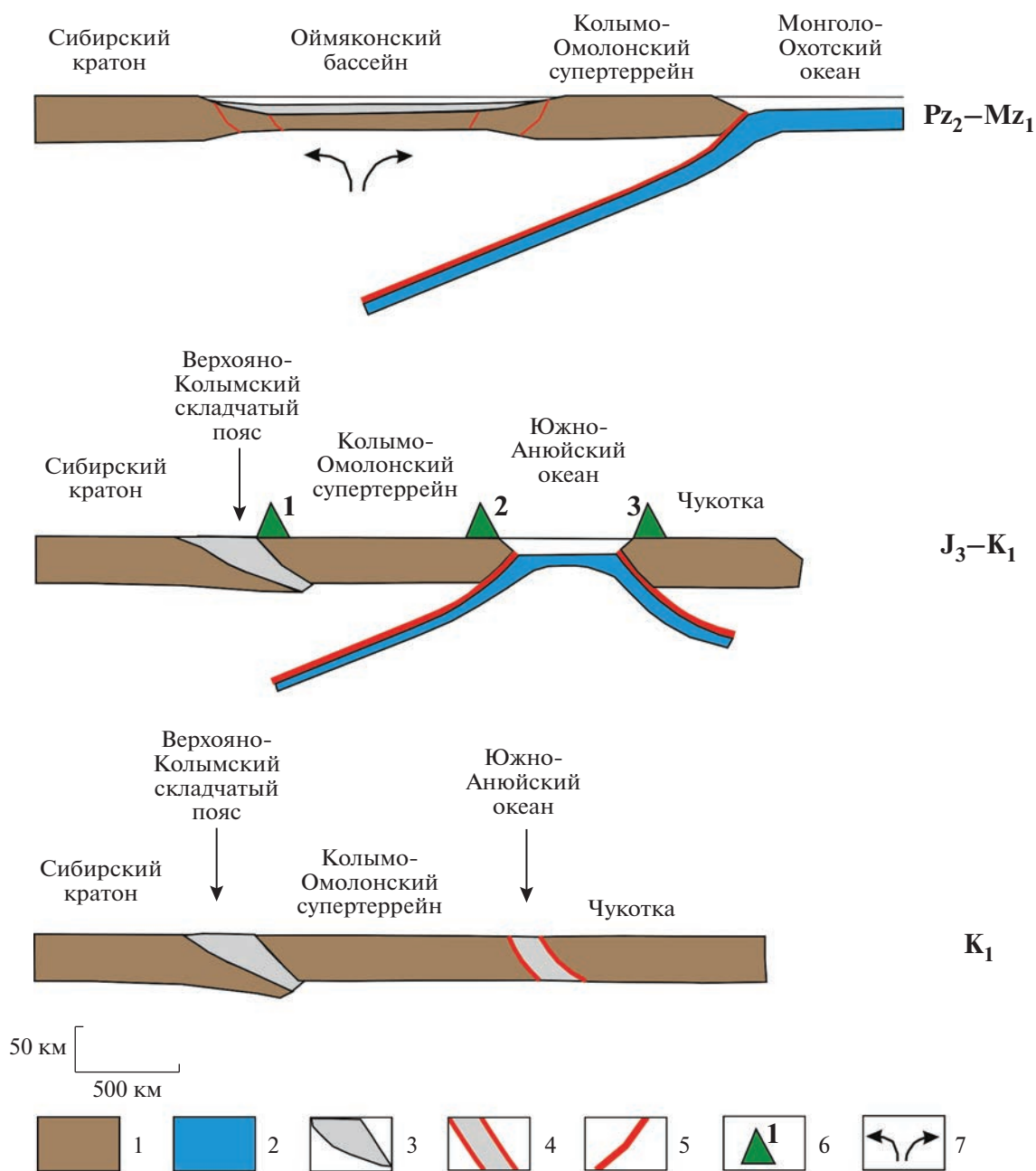


Фиг. 7. Разрез через центральную часть месторождения Дразное и графики средних содержаний в рудных залежах по этому сечению. 1 – буровые скважины, рудные и минерализованные (>0.2 г/т) интервалы в них; 2 – рудные залежи и их номера; 3 – предполагаемые трассы палеофлюидопотоков; 4 – направление перемещения блоков по взбросам.

делился Омогонский террейн. Природа Оймяконского бассейна остается неясной, одними исследователями он рассматривается как образованный на океанической коре (Оксман и др., 1998, 2003а), а другими – как окраинный или задуговой бассейн на утоненной (деструктированной), но все же континентальной коре (Проко-

пьев, Тронин, 2004). В последующей истории территории выделяются следующие этапы.

1. В **начале средней юры** Оймяконский бассейн был закрыт во время причленения Колымо-Омогонского супертеррейна к восточной окраине Сибирского кратона (Парфенов, 1995; Парфенов, Кузьмин, 2001; Оксман и др., 2003б; Ханчук и др.,



Фиг. 8. Профильная модель геодинамической эволюции Верхояно-Колымского складчатого пояса в позднем палеозое–мезозое (на основе реконструкций из Goldfarb et al., 2014). 1 – кора континентального типа; 2 – кора океанического типа; 3 – карбонатно-терригенные отложения Верхояно-Колымского складчатого пояса; 4 – зона Южно-Анхойской сутуры; 5 – зоны субдукции; 6 – надсубдукционные вулканические дуги (1 – Уяндино-Ясачненская, 2 – Олойская, 3 – Нутесынская); 7 – рифтогенез.

2006). Верхояно-Колымский складчато-надвиговый пояс образовался в результате деформации отложений окраины кратона и Оймяконского бассейна, представленных карбонатными и терригенными образованиями. В связи с отсутствием в составе складчатого пояса типичных офиолитов, являющихся реликтами океанической коры и наличие которых позволило бы предположить субдукционный механизм закрытия

палеобассейна при образовании пояса, как альтернатива был предложен коллизионный вариант (Горячев, Бердников, 2006), либо рассматриваются небольшие размеры закрывшегося бассейна и задуговая позиция региона (Fridovsky et al., 2020). Отмечается, что пока не ясно, был супертеррейн пододвинут под кратон или наоборот (Goldfarb et al., 2014). Основной шов между окраиной кратона и супертеррейном имеет протяжен-

ность более 1500 км, его слагают позднепермско-триасовые отложения Куларского террейна и юрско-Полоусно-Дебинский террейн, располагающийся восточнее (Константиновский, 2007).

2. М.В. Герцева и И.В. Сысоев (2020), на основе анализа абсолютных определений возраста магматических пород различными методами, делают вывод, что на *рубеже средней и поздней юры* произошла коллизия Колымо-Омолонского супертеррейна и Алазейской энсиматической островной дуги. С этим событием авторы связывают глубинную магмогенерацию гранитоидов колымского комплекса, которые в результате непосредственной коллизии супертеррейна с Сибирским континентом на *границе юры и мела*, провалились по ослабленным зонам на верхний уровень (3–7 км), что зафиксировано в биотитах Ag-Ag методом (146.2–132.6 млн лет).

С другой стороны, юго-восточнее (в современных координатах), в это время происходила аккреция Охотского и палеозойско-раннемезозойских океанических террейнов, образовалась протяженная (3500 км) Уда-Мургалская дуга вдоль окраины Северо-Восточной Азии (Ханчук и др., 2006), сопровождаемая синаккреционным магматизмом.

3. В следующий этап, в *начале мелового* периода (Акинин и др., 2009), образуется Олойско-Чукотский складчатый пояс вдоль современной северной окраины Сибирского кратона (Ханчук и др., 2006). В результате Южно-Ануйская сутура маркирует зону столкновения Арктического Аляска-Чукотского террейна (Соколов, 2010).

4. Пост-аккреционная Охотско-Чукотская вулканическая дуга, образованная около 105–77 млн лет назад (Акинин, Миллер, 2011), запечатала все террейны Российского Дальнего Востока.

Спорная трактовка природы Оймяконского бассейна и неясность способа его закрытия не позволяют однозначно определить, к какому типу поясов — верхнему или нижнему — относится Верхояно-Колымский складчато-надвиговый пояс. В пользу варианта задуговой природы Оймяконского бассейна свидетельствуют отсутствие реликтов офиолитов и глубоководных образований в поясе, а также распространенные вулканические образования на западной и восточной окраинах супертеррейна. Эти вулканы (Уяндино-Ясачненская, Олойская дуги) интерпретируются как надсубдукционные (Шпикерман, 1998; Гедько, 1988; Дылевский, 1994), и в таком случае наиболее вероятна трактовка Верхояно-Колымского пояса как представителя верхнего складчато-надвигового пояса (фиг. 9), что отразилось в слабом уровне и степени структурно-метаморфических преобразований слагающих его террейнов, а также металлогенических особенностях.

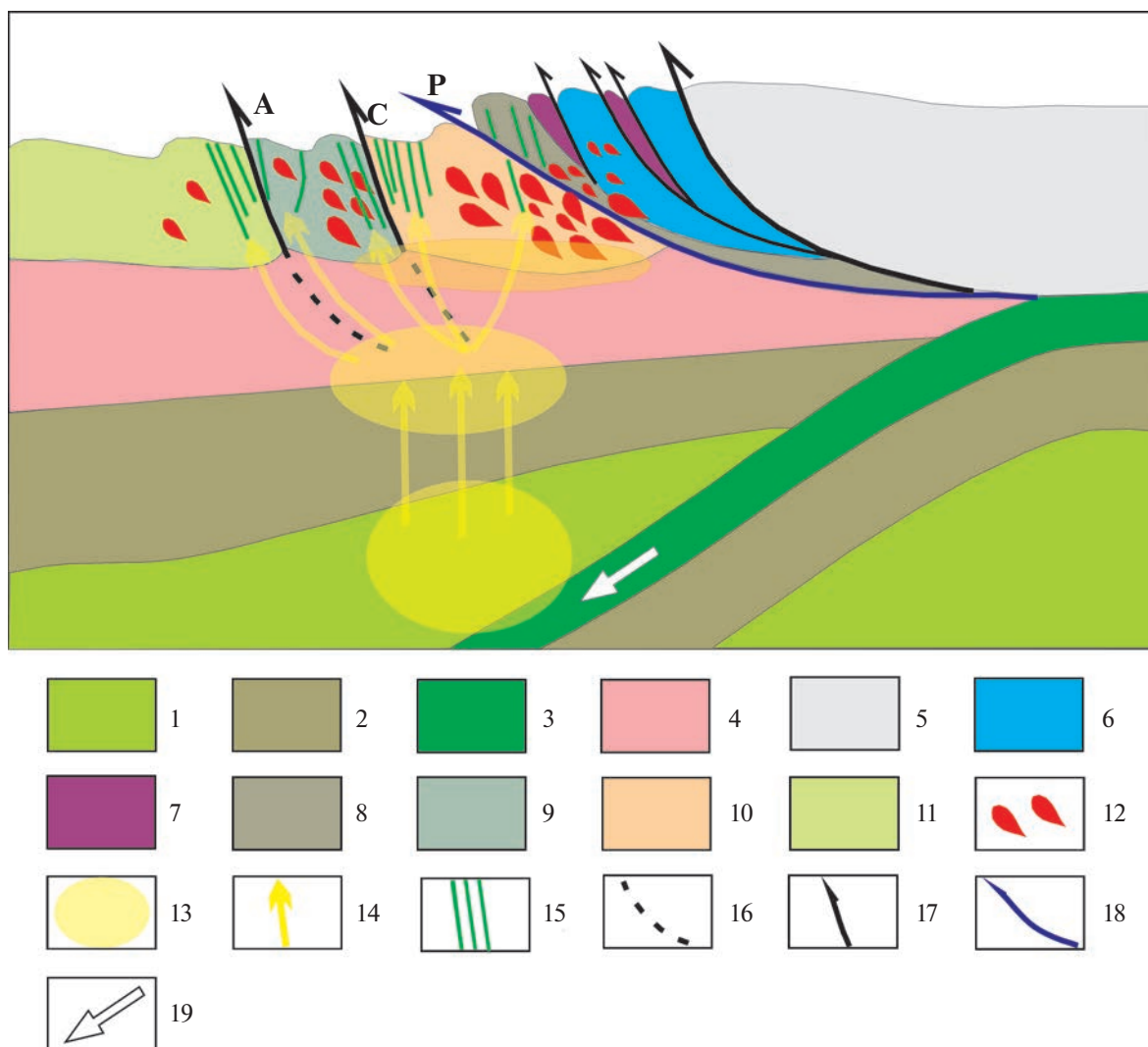
Близкую модель предлагают Н.А. Горячев и Н.В. Бердников (2006). Здесь на схематическом разрезе между двумя кристаллическими массивами выделена наклонная коллизионная зона с зеленосланцевым и амфиболитовым метаморфиз-

мом и плавлением, в верхних частях которой располагаются золото-кварцевые жилы. В качестве поверхностного выражения такой зоны для Центрально-Колымского района можно принять пологую вдоль разлома Дарпир, где наиболее широко проявлены гранитоидные массивы и нера-бохапчинская дайковая серия — Полоусно-Колымская сутура по В.Ю. Фридовскому (Fridovsky et al., 2020).

По В.Ю. Фридовскому (1999) золотое оруденение формировалось при косой коллизии Колымо-Омолонского и Охотского микроконтинентов с окраиной Северо-Азиатского кратона. Обосновывается, что тектонофизические условия и механизмы формирования структур золоторудных месторождений Верхояно-Колымской орогенной области определяются условиями регионального тектонического сжатия двух этапов. С верхнеюрско-нижнеленооким этапом связано формирование раннеколлизионного золотого оруденения взбросово-надвиговых зон чешуйчатых вееров; с верхнеленооким этапом — позднеколлизионного золотого оруденения сдвиговых зон. Основное оруденение размещается в транспрессионных и сдвигово-дуплексных структурах, и таким образом, основными структурными элементами Верхояно-Колымского пояса, разделяющими террейны и контролирующими золоторудные металлогенические зоны, являются коллизионные взбросо-надвиги и взбросо-сдвиги. На севере это Адыча-Тарынский разлом и Чакры-Индибирский надвиг, Полоусно-Колымская сутура. На юге — Тенькинский, Чай-Юрьинский, Дебинский разломы и Дарпирская сутура. Металлогенические зоны образуют закономерные латеральные ряды — во внешней зоне развито раннеколлизионное оруденение фронтальных структур чешуйчатых вееров, сменяющееся в тылу позднеколлизионными металлогеническими зонами сдвиговых структур с комбинированной кинематикой (Фридовский, 1999).

ОБСУЖДЕНИЕ

Одной из главных структур раннеколлизионного этапа является Чакры-Индибирский надвиг, разделяющий верхнетриасовые терригенные отложения Кулар-Нерского сланцевого пояса внешнего шельфа пассивной континентальной окраины Сибирского кратона (автохтон) и среднеюрские песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов Иньяли-Дебинского синклинория (аллохтон). В.Ю. Фридовский с соавторами (2020) отмечают, что с зоной надвига ассоциирует обильная (1–10%) пиритизация пород, мощностью десятки — первые сотни метров. Висячем крыле надвига развиты линейные изоклинальные и сжатые асимметричные складки северо-западного простирания с пологими шарнирами, причем северо-восточные крылья длинные, а юго-западные — короткие, что свидетельствует о надвигании на юго-запад. Подобные складки в районе месторождения Павлик имеют субширотную ориентировку шарниров (Савчук и др., 2018).



Фиг. 9. Модельный разрез через северо-восточную окраину Сибирского континента на позднеюрское время. А – Адыча-Тарынский сдвиг, С – Чакры-Индиговый сдвиг, Р – Полоусно-Колымская сутура (По Fridovsky et al., 2020 с изменениями). 1 – астеносфера; 2 – литосферная мантия; 3 – океаническая кора; 4 – Сибирский кратон; 5 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 6 – Уяндино-Ясачненская вулканическая дуга (J_3); 7 – офиолиты; 8 – Омудевский террейн; 9 – Кулар-Нерский террейн; 10 – Полоусно-Дебинский террейн; 11 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 12 – коллизионные гранитоиды главного пояса (155–144 млн лет); 13 – активные магматические очаги; 14 – пути продвижения расплавов; 15 – дайки основного (162–145 млн лет), среднего (158–150 млн лет) и кислого (162–145 млн лет) состава; 16 – главные сдвиговые зоны, проникающие в фундамент; 17 – главные сдвиговые зоны в складчатом поясе; 18 – сутура; 19 – направление поддвига океанической плиты.

По-видимому, главным коллизионным событием, обусловившим образование протяженных глубинных сдвигов в поздней юре–начале раннего мела, было приращение островных дуг (в современных координатах): на востоке – Алазейской и на юго-востоке – Уда-Мургальской. В позднем неогене происходит смена направлений движения Колымо-Омолонского и Охотского микроконтинентов на северо-западное (Фридовский, 1999) в связи с аккрецией Чукотского террейна с окраиной северо-востока Азии (Парфенов, 1995; Шпикерман, 1998). Происходит трансформация ранних надвигов и взбросов в нарушения с комбинированной транспрессион-

ной и транстенсионной кинематикой. Продольные взбросы активизируются *левосторонними* перемещениями. Связь золотоносности Центрально-Колымского региона с этапами развития региональной сдвиговой тектоники обоснована В.Г. Шахтыровым (2009, 2010). А.Ф. Читалин (2016) на основе анализа средне- и крупномасштабных геологических карт выделил шесть этапов сдвиговых деформаций, причем сделал акцент на втором этапе, в который проявлены протяженные (400–600 км) и широкие (10–20 км) субмеридиональные сдвиговые зоны, *левосдвиговой* кинематики, косо пересекающие более ран-

ние структурно-тектонические образования и контролирующие золотую минерализацию.

Недавно большой коллектив авторов (Прокопьев и др., 2018) обобщил результаты изотопно-геохронологического исследования ряда рудных месторождений и проявлений и плутонов и даек северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области. На основе корреляции тектономагматических, геодинамических событий и рудогенеза предложена новая систематизация металлогенических единиц. Предполагается, что формирование месторождений, входящих в состав позднеюрско-раннемелового Яно-Колымского металлогенического пояса и тяготеющих к зоне Адыча-Тарынского разлома, происходило на заключительных этапах коллизии Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента. Зафиксировано два импульса рудогенеза — ранний и поздний, что согласуется с результатами структурных исследований. Ранний импульс рудогенеза установлен на Малотарыньском месторождении (~143–144 млн лет) на рубеже юры и мела, а поздний импульс также на Малотарыньском месторождении и месторождении Дора-Пиль (~126 млн лет) в конце раннего мела.

По расположенной западнее от Чакры-Инди-гирского надвига Адыча-Тарынской металлогенической зоне, в состав которой входит рассмотренное месторождение **Дражное**, опубликовано большое количество работ, которые, с учетом последних исследований, недавно обобщены Г.Н. Гамяниным и др. (2018). Намечена генеральная последовательность развития и связь с региональными геодинамическими процессами основной рудоконтролирующей структуры региона — Адыча-Тарынского разлома.

Наши данные позволяют уточнить последовательность развития опережающих рудовмещающих структур и их кинематики, включая: образование взбросо-надвиговых зон при *левостдвиговых* транспрессионных перемещениях по магистральному разлому, что сопровождалось вкрапленностью слабозолотоносного пирита вдоль этих зон; последующие взбросовые перемещения с приоткрыванием вдоль пологих граней и отложение большой массы кварцевых руд в этих пологих секциях; поперечные крутопадающие северо-восточные трещины сбросового характера, вероятно отражающие движения по поперечным разломам в фундаменте.

Отметим, что в районе месторождения, среди терригенных поздне триасовых и раннеюрских отложений, широко распространены близмеридиональные открытые складки, образование которых возможно при *левосторонних* движениях по глубинному разлому. Именно с этими движениями связывается образование “ранних” надвигов (Гамянин и др., 2018). Но при левосторонних перемещениях по северо-западному рудоконтролирующему Адыча-Тарыньскому разлому встречное, сравнительно пологое (40°–50°) падение рудовмещающих структур месторождения Дражное, не

может определять их как трещины R_1 , как предлагается А.Ф. Читалиным с соавторами (Читалин и др., 2018). Более вероятно отнести эти нарушения к *опережающим взбросо-надвиговым структурам*.

Необходимо отметить, что В.Ю. Фридовский с соавторами (2020), на основании исследований более северных районов, для этапа сдвиговых деформаций предлагают: по разломам северо-западного направления — *взбросо-правосдвиговые* перемещения, а по структурам северо-восточного простирания — *взбросо-левостдвиговые*. Возможно подобное несовпадение знака перемещения для рудоконтролирующих разломов — правое, вместо регионально определенного левого (см. выше), обусловлено вторичными движениями по этим зонам в рудный этап.

В расположенном южнее Центрально-Колымском рудном районе, месторождения **Дегдекан**, **Наталка** и **Павлик** контролируются зоной Тенькинского разлома. Нами на примере месторождения Павлик выделено два основных этапа развития рудоконтролирующих опережающих структур (Савчук и др., 2018). Здесь, на структурно-кинематической модели месторождения Павлик показано соотношение магистрального нарушения с рудовмещающими структурами, отнесенными к листрическому взбросо-сдвигам. Судя по северо-западной ориентировке этих нарушений, на первом этапе магистральный Тенькинский разлом характеризовался *правыми* перемещениями. Были образованы верхний и нижний взбросо-сдвиги и мощная зона объемной трещиноватости между ними. Этот этап, по-видимому, является дорудным, подготовительным, происходило внедрение даек, отложение дорудного кварца и вкрапленной пиритовой минерализации. Подобная вкрапленная пиритовая минерализация является характерной для зон крупных разломов Яно-Колымского пояса (Горячев и др., 2020). В следующий, собственно рудный этап, произошла смена знака перемещений по разломам на противоположный — *левосторонний*, с преобладанием сдвиговых перемещений, а взбросовая компонента обеспечивала приоткрытие ранее заложенных нарушений (взбросо-сдвигов, трещин скола) и отложение золотоносных минеральных ассоциаций. В целом эта последовательность совпадает и для месторождения Дегдекан, причем на участке Верный, по-видимому, широко развита ранняя вкрапленная сульфидная минерализация.

Сравнение основных этапов структурообразования на месторождениях Верхне-Инди-гирского и Центрально-Колымского рудных районов (табл. 1) показывает их некоторые различия, что с учетом размещения их в пределах одного Верхояно-Колымского складчатого пояса, но на значительном удалении друг от друга, приводит к выводу об изменчивости тектонической обстановки вдоль рудоконтролирующего Адыча-Тарыньского разлома и его южной ветви — Тенькинского разлома. Наиболее вероятная причина такой изменчивости — смена геодинамической обстановки

Таблица 1. Сравнение основных этапов структуро- и рудообразования на месторождениях Дразное и Дегдекан

Месторождение	Дразное	Дегдекан
Рудный район	Верхне-Инди́гирский	Центра́льно-Колы́мский
Рудоконтролирующий разлом	Адыча-Тары́нский (Больше́тарын-ская ветвь)	Теньки́нский
Падение разлома	Крутое северо-восточное	Крутое северо-северо-восточное
Ориентировка рудовмещающих нарушений	Два этажно расположенных, встречных взбросо-надвига, с падением около 45° на юго-запад	Серия синтетических взбросо-надвигов и зона объемной трещиноватости между ними, с падением 45°–60° на северо-восток
Возраст оруденения, млн л.	Ранний импульс — 143–144; поздний импульс — 126 (Малотары́нское, Дора-Пиль) (Проко́пьев и др., 2018)	131 ± 5.6 (Акинин и др., 2003)

Таблица 2. Основные геодинамические обстановки во время рудообразования в различных сегментах Верхояно-Колымского складчатого пояса

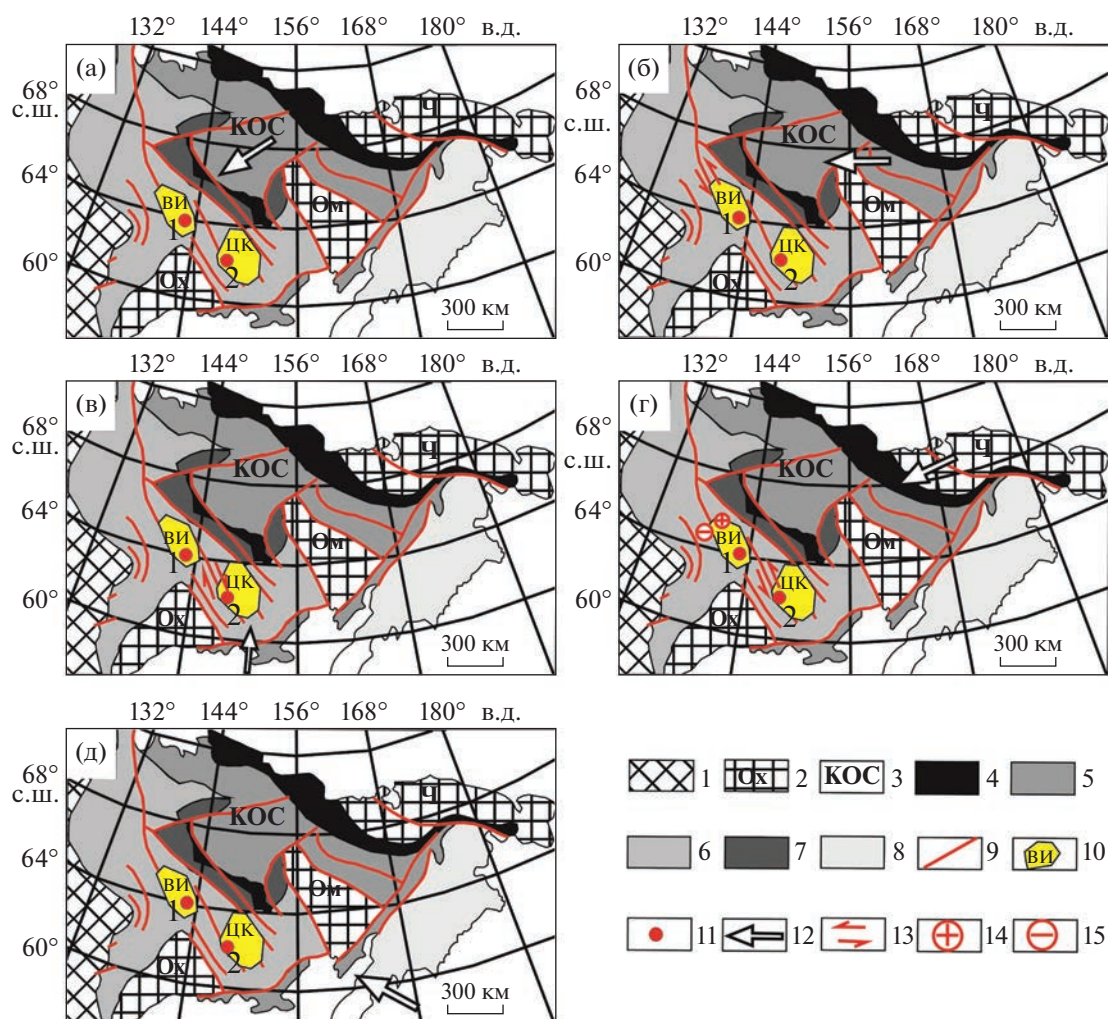
Структурные преобразования	Рудные районы		Основные этапы геодинамического развития
	Верхне-Инди́гирский	Центра́льно-Колы́мский	
Ранние надвиги юго-западной вергентности	Редкий кливаж	Кливаж, мелкие складки близширотной ориентировки, кварцевые прожилки	Раннеколлизийный этап, начало средней юры. Закрытие Оймяконского бассейна, приращение Колымо-Омолонского супертеррейна к восточной окраине Сибирского кратона
Образование региональных глубинных сдвигов и первоначальные перемещения по оперяющему рудовмещающему нарушению	Левый сдвиг, внедрение даек и отложение вкрапленной пиритовой минерализации (~143–144 млн лет; Проко́пьев и др., 2018)		Коллизийно-транспрессионный этап, поздняя юра—начало раннего мела. Приращение Алазейской энсиматической островной дуги (146.2–132.6 млн лет; Герцева, Сысоев, 2020)
		Правый сдвиг-взброс, внедрение даек, отложение вкрапленной золото-сульфидной минерализации	Аккреция Охотского и океанических террейнов на юге, поздняя юра—начало раннего мела. Образование Уда-Мургальской дуги
Реактивация в главный рудный этап рудовмещающих нарушений	Взброс, отложение золотоносной золото-сульфидно-кварцевой минерализации (~126 млн лет; Проко́пьев и др., 2018)	Левый сдвиг-сброс, отложение рудоносной золото-сульфидно-кварцевой минерализации (131 ± 5.6 млн лет; Акинин и др., 2003)	Столкновение с Чукотским микроконтинентом, ранний мел. Образование Южно-Ануйской сутуры
Пострудная тектоника	Северо-восточные взбросо-левосдвиги, кварц-кальцитовые прожилки	Правосторонние северо-восточные сбросы, кварц-кальцитовые прожилки	Пост-аккреционная Охотско-Чукотская магматическая дуга, поздний мел (105–77 млн лет; Акинин, Миллер, 2011)

вдоль восточной окраины Сибирского кратона во время коллизии (табл. 2, фиг. 10).

Постаккреционное развитие региона в альбекмпане определялось уже субдукционными процессами на активной континентальной окраине востока Азии, а связанное с ними оруденение получило максимальное развитие среди вулкано-

плутонических комплексов Охотско-Чукотского пояса (Фридовский, 1999).

Анализ геодинамической обстановки (фиг. 10) указывает на размещение Верхне-Инди́гирского рудного района ближе к *форландовой* области складчатого пояса, где напряжения во время коллизии реализовывались в основном в виде взбро-

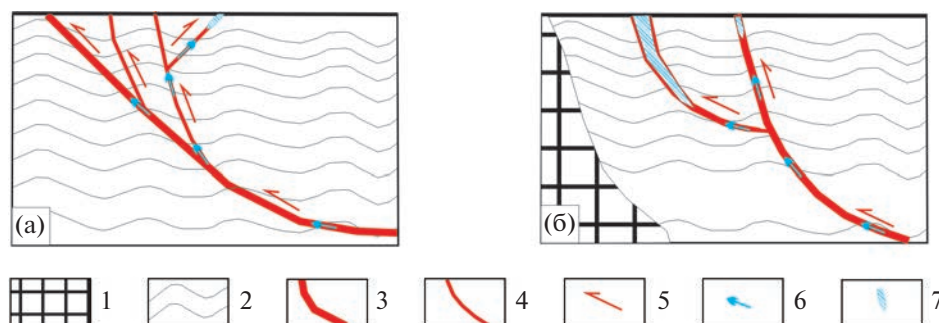


Фиг. 10. Позиция месторождений Дразное и Дегдекан в Верхояно-Колымском складчатом поясе и предполагаемая ориентировка стрессовых напряжений во время коллизии (основа по Soloviev et al., 2020; направления перемещения террейнов и микроконтинентов в разные этапы по Ханчуку и др., 2006). а – ранние надвиги (начало средней юры); б – столкновение с Алазейской дугой (поздняя юра–начало раннего мела); в – столкновение с Удо-Мургалской дугой (поздняя юра–начало раннего мела); г – столкновение с Чукотским микроконтинентом (ранний мел); д – Охотско-Чукотская магматическая дуга (поздний мел). 1 – Сибирский кратон; 2 – микроконтиненты: Охотский (Ох), Омолонский (Ом) и Чукотский (Ч); 3 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 4–8 – террейны разного состава: 4 – океанические; 5 – островных дуг; 6 – пассивной континентальной окраины (терригенные); 7 – пассивной континентальной окраины (карбонатные); 8 – аккрецированные Корьякские и Камчатские террейны; 9 – главные разломы; 10 – рудные районы: Верхне-Индигорский (ВИ) и Центрально-Колымский (ЦК); 11 – месторождения золота: Дразное (1) и Дегдекан (2); 12 – предполагаемая ориентировка перемещения Колымо-Омолонского суперконтинента и террейнов при коллизии; 13–15 – направления перемещения блоков по разломам: 13 – латеральные по сдвигам, 14–15 – вертикальные по взбросам и сбросам: 14 – вверх, 15 – вниз.

со-надвигов (Чакры-Индигорский надвиг, Адыча-Тарынский разлом). В отличие от этой обстановки, Центрально-Колымский рудный район приурочен к области, ограниченной с запада упором в виде Охотского континентального блока (микроконтинент, террейн), и здесь уже преобладают сдвиго-взбросовые нарушения (Тенькинский разлом). Постоянное наличие сдвиговой компоненты в разные этапы развития структуры на обоих месторождениях, свидетельствует о ко-сой коллизии, а значительное сокращение территории (Шпикерман, 1998) и взбросовый характер

нарушений позволяют предположить коллизионно-транспрессионный режим.

Генерализованная модель образования оперяющих рудовмещающих структур в различных геодинамических позициях Верхояно-Колымского складчатого пояса представлена на фиг. 11. Отметим, при описании этих структур авторы не стремились охватить все возможные варианты, тем более что известны небольшие месторождения и проявления с северо-восточной ориентировкой рудных тел и залежей, а также приуроченные к близгоризонтальным надвигам. Так, пологие за-



Фиг. 11. Схемы циркуляции рудоносных растворов (локальные палеофлюидопотоки) в тектонических нарушениях различных обстановок Верхояно-Колымского складчатого пояса (разрез). а – удаленная обстановка (Верхне-Инди-гирский рудный район – месторождение Дrajное); б – обстановка с жестким упором (Центрально-Колымский руд-ный район – месторождения Дегдекан, Павлик, Наталка). 1 – Охотский континентальный массив; 2 – осадочная тол-ща (пермь–триас); 3 – основной рудоподводящий разлом (сдвига-взброс); 4 – рудораспределяющие и рудовмещаю-щие нарушения; 5 – направления перемещения блоков пород; 6 – направления перемещения рудоносных флюидов; 7 – рудные тела и залежи (размер примерно соответствует соотношению запасов).

легания имеют рудоконтролирующие нарушения месторождений Пиль, Базовское (Фридовский и др., 2017) и т.д. В данной статье рассмотрены лишь наиболее рудоносные и значительные по масштабам случаи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Основные золоторудные районы Верхояно-Колымского складчатого пояса располагаются в различной обстановке, обусловленной длительной и сложной геодинамической историей территории в юрском–меловом периоде. Давление со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна и причленившейся Алазейской дуги реализовывалось во форландовой части (ВИР) в виде удаленных надвигов, постепенно воздымающихся и переходящих во взбросо-сдвиги. Функционирование Уда-Мургальской дуги инициировало образование системы глубинных сдвигов на юго-восточном фланге пояса (ЦКР).

2. Главными для рудообразования являются: (1) образование региональных глубинных сдвигов, связанных с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским кратоном и столкновением с Алазейской дугой (ранняя рудная минерализация ВИР) и Уда-Мургальской дугой (ранняя вкрапленная пиритовая минерализация ЦКР) и (2) столкновение с Чукотским микроконтинентом и реактивация образованных ранее нарушений (основная золото-сульфидно-кварцевая минерализация Яно-Колымского металлогенического пояса).

3. Различие в позициях рудных районов выразилось в особенностях строения основных рудовмещающих нарушений. Месторождение Дегдекан (участок Верный) приурочено к синтетическим взбросо-надвигам, контролирующим крупнообъемные залежи сравнительно бедных руд, а месторождение Дrajное – к встречным сдвиго-взбросам, вмещающим небольшие по размерам, этажно расположенные богатые рудные тела.

4. Детальный структурный анализ золоторудных месторождений в коллизионных сдвиговых зонах, в комплексе со статистическими методами, позволяет наметить основные пути локальных палеофлюидопотоков и прогнозировать невоскрытые части рудных тел и залежей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны руководству компании ЗАО “ТЗРК” и Главному геологу рудника Дrajное – Олегу Александровичу Михайлову, благодаря которым удалось ознакомиться с геологическим строением месторождения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации (грант № 13.1902.21.008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхне-Инди-гирском районе // ДАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 80–83.
- Акин В.В., Ворошин С.В., Гельман М.Л., Леонова В.В., Миллер Э.Л. SHRIMP- датирование метаморфических ксенолитов из лампрофира на золоторудном месторождении Дегдекан: к истории преобразований континентальной земной коры в Аян-Юрхском антиклинории (Яно-Колымская складчатая система) / Геология, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Т. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 142–146.
- Акин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х, Миллер Э.Л. Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2009 Т. 426. № 2. С. 216–221.

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290
- Аристов В.В. Перспективы выявления крупных богатых золотокварцевых месторождений в Тарынском рудно-россыпном узле // Разведка и охрана недр. 2009. № 6. С. 3–11.
- Аристов В.В. Закономерности размещения золоторудных объектов Яно-Колымской провинции // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 8. С. 1108–1125.
- Аристов В.В., Прокофьев В.Ю., Имамендинов Б.Н., Кряжев Г.С., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А. Особенности рудообразования на золотокварцевом месторождении Дражное (Восточная Якутия, Россия) // ДАН. 2015. Т. 464. № 1. С. 65–70.
- Аристов В.В., Бабарина И.И., Григорьева А.В., Алексеев В.Ю., Прокофьев В.Ю., Узюнкоян А.А., Заболотская О.В., Титов С.Г. Золото-кварцевые месторождения Жданинского рудно-россыпного узла (Восточная Якутия). Структурный контроль и условия образования // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 559–594.
- Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Горячев Н.А., Бирюков А.В. Золоторудные месторождения в дайках Яно-Колымского пояса // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 4. С. 275–298.
- Ворошин С.В. Соотношение оруденения и даек на месторождении Дегдекан // Геология руд. месторождений. 1988. Т. XXX. № 4. С. 30–37.
- Ворошин С.В., Токова Е.Э., Гибишер Н.А. Метаморфизм сульфидов и жильного кварца на Дегдеканском и Гольцовском золоторудных месторождениях (Магаданская область) // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 3. С. 249–272.
- Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благоприятная минерализация Адыча-Тарынский металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1586–1605.
- Гедько М.И. Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88–100.
- Герцева М.В., Сысоев И.В. Этапы формирования Главного Колымского plutонического пояса // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. Материалы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 165–170.
- Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 230 с.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золотокварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Горячев Н.А., Бердников Н.В. Типы рудоносных гранитов юго-восточной части мезозойского Северо-Востока России и их флюидная специализация // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 3. С. 40–52.
- Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Михалицина Т.И., Горячева Е.М., Маньшин А.П. Оценка Au-Pt-Pd-Ni в рудах типовых месторождений (Наталка, Дегдекан) в черносланцевых толщах Яно-Колымского золоторудного пояса // Проблемы минерации России. Вестник ОНЗ РАН, спецвыпуск. 2012. С. 325–336.
- Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.И., Горячева Е.М., Семышев Ф.И., Бердников Н.В., Малиновский М.А., Альшевский А.В. О сульфидной минерализации зон крупных разломов Яно-Колымского орогенного пояса // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2020. № 1. С. 11–29.
- Дылевский Е.Ф. Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа // Геотектоника. 1994. № 4. С. 52–62.
- Константиновский А.А. Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника. 2007. № 5. С. 3–22
- Литвиненко И.С. Условия нахождения и типоморфизм самородного золота в рудах Дегдеканского (Северо-восток России) месторождения в черносланцевых толщах // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 691–697.
- Мальков Б.И. Тектоника Верхояно-Колымских мезозой (Северо-Восток СССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1976. 20 с.
- Маньшин А.П., Горячев Н.А. Геологическое строение участка “Верный” золоторудного месторождения Дегдекан // Чтения памяти академика К.В. Симакова. Тез. докл. Всеросс. научн. конф. (Магадан, 25–27 ноября 2009 г.) Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 2009. С. 125–126.
- Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. Многофакторная модель крупнообъемного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область) // Отечественная геология. 2010. № 2. С. 20–31.
- Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
- Оксман В.С., Прокопьев А.В., Карякин Ю.В., Тарабукин В.П. Фрагменты Оймяконского палеоокеана в коллизионном поясе Черского (Северо-Восток Азии) // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: Геос., 1998. Т. 2. С. 69–72.
- Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д. Офиолитовые пояса Арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеанская геология. 2003а. Т. 22. № 6. С. 62–75.
- Оксман В.С., Соколов Е.Д., Бондаренко Г.Е. Орогенные пояса северо-западного сектора Пацифики // Геодинамика, магматизм и минерация континентальных окраин Севера Пацифики: матер. Всеросс. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2003б. С. 55–57.
- Остапенко Л.А., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б., Цымбалюк Н.В., Евтушенко М.Б. Оценка достоверности опробования руд на крупнообъемных золоторудных месторождениях в терригенных толщах (на примере Дегдеканского месторождения) // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 42–55.
- Парфенов Л.М. Терейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С. 32–43.
- Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90–102.
- Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (отв. ред). Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
- Прокопьев А.В., Тронин А.В. Седиментологические и структурные особенности зоны сочленения Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинали // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 49–56.
- Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхо-

- яно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. № 10. С. 1542–1563
- Савчук Ю. С., Волков А. В., Аристов В. В., Сидоров В. А., Лямин С. М. Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 77–85.
- Соколов С. Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соколов С. Д., Тучкова М. И., Бондаренко Г. Е. Тектоническая модель Южно-Ануйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М.-СПб.: Паулсен, 2010. С. 205–228.
- Соцкая О. Т. Минералогические и геохимические особенности месторождений золото-сульфидно-вкрапленного типа в южной части Яно-Колымского золотоносного пояса: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2017. 28 с.
- Соцкая О. Т., Маньшин А. П., Горячев Н. А. Новые данные по минералогии руд Дегдеканского месторождения. Золото Северного обрамления Пацифика. II Международный горно-геологический форум, посвященный 110-летию со дня рождения Ю. А. Билибина. Тезисы докладов горно-геологической конференции (Магадан, 3–5 сентября) Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 205–207.
- Стружков С. Ф., Наталенко М. В., Цымбалюк Н. В. Уникальные золоторудные регионы Витватерсранд (ЮАР) и Центрально-Колымский (Россия) – сопоставительный анализ // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2009. № 4. С. 72–81.
- Фридовский В. Ю. Структуры месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1999. 33 с.
- Фридовский В. Ю., Гамянин Г. Н., Полуфунтикова Л. И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7–21.
- Фридовский В. Ю., Гамянин Г. Н., Полуфунтикова Л. И. Золотокварцевое месторождение Сана Тарынского рудного узла // Разведка и охрана недр. 2013. № 12. С. 3–7.
- Фридовский В. Ю., Гамянин Г. Н., Полуфунтикова Л. И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.
- Фридовский В. Ю., Полуфунтикова Л. И., Горячев Н. А., Кудрин М. В. Рудоконтролирующие надвиги золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия) // ДАН. 2017. Т. 474. № 4. С. 462–464.
- Фридовский В. Ю., Кудрин М. В., Яковлева К. Ю. Тектонические деформации пород в зоне Чаркы-Индибирского надвига (Верхояно-Колымская складчатая область, Северо-Восток России) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 2. Материалы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 368–371.
- Ханчук А. И., Голозубов В. В., Горячев Н. А., Родионов С. М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России / Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А. И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880–897.
- Ханчук А. И., Плюснина Л. П., Никитенко Е. М., Кузьмина Т. В., Баринов Н. Н. Распределение благородных металлов в черных сланцах золоторудного месторождения Дегдекан (Северо-восток России) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 2. С. 3–11.
- Читалин А. Ф. Сдвиговая тектоника и золотоносность Колымского региона // Золото и технологии. 2016. № 4 (34). С. 128–133.
- Читалин А. Ф., Воскресенский К. И., Гришин Е. М., Сивков Д. В., Усенко В. В., Фомичев Е. В., Чикатуева В. Ю. Структурно-кинематическая модель золоторудного месторождения Дажное // Геофизика. 2018. № 3. С. 106–114.
- Шахтыров В. Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1997. С. 62–64.
- Шахтыров В. Г. Верхне-Колымский золотоносный район в свете сдвиговой тектоники // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2009. № 2. Вып. 35. С. 89–98.
- Шахтыров В. Г. Сдвиговые структурные ансамбли и золотое оруденение Яно-Колымской складчатой системы: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Иркутск: Иркут. Гос. техн. ун-т, 2010. 51 с.
- Шникерман В. И. Домеловая минерализация Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
- Fridovsky Yu. V. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geol. Rev. 2018. V. 103. P. 38–55.
- Fridovsky Yu. V., Yakovleva K. Y., Vernikovskaya A. E., Vernikovskiy V. A., Matushkin N. Y., Kadilnikov P. I., Rodionov N. V. Geodynamic emplacement setting of late jurassic dikes of the Yana-Kolyma Gold Belt, NE folded framing of the Siberian Craton: geochemical, petrologic, and U-Pb zircon data // Minerals. 2020. V. 10. 1000. 27 p.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type // Ore Geol. Rev. 1998. V. 13. P. 7–27
- Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a synthesis // Ore Geol. Rev. 2001. V. 18. P. 1–75.
- Goldfarb R. J., Taylor R. D., Collins G. S., Goryachev N. A., Orlandini O. F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 48–102. Goryachev N. A., Shpikerman, V. I., Church, S. E., Gvozdev, V. I., Calcic skarn ore deposits of the North-East Russia // Ore Geol. Rev. 2018. V. 103. P. 3–20.
- Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dyurechenskaya S. S. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Aglyki reduced tungsten (W-Cu-Au-Bi) skarn deposit, Verkhoyansk fold-and-thrust belt, Eastern Siberia: tungsten deposit in a Gold-Dominant Metallogenic Province // Ore Geol. Rev. 2020. V. 120. 25. 103452.