

Том 66, Номер 4

ISSN 0016-7770

Июль - Август 2024



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам генезиса рудных месторождений.



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 66, номер 4, 2024

Дешифрирование и интерпретация структур центрального типа на территории юго-восточного Забайкалья для прогноза рудообразующих систем <i>С. А. Устинов, В. А. Петров, В. А. Минаев, И. О. Нафигин, Е. В. Яровая</i>	329
Первые результаты изучения крупных алмазов из промышленных месторождений Якутии <i>Л. Д. Бардухинов, Е. М. Седых, А. А. Евстратов, К. В. Гаранин, Н. Н. Зинчук</i>	363
Самородное золото из аллювиальных отложений Кыввожского района и его вероятные коренные источники (Вольско-Вымское поднятие, Средний Тиман) <i>К. Г. Пархачева, Ю. В. Глухов, М. Ю. Сокерин, С. К. Кузнецов, Р. И. Шайбеков</i>	385
Генетическая типизация бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка) по текстурно-структурным особенностям <i>Д. А. Внучков, Н. М. Боева, М. А. Макарова, Е. С. Шипилова, В. И. Мамедов, Н. С. Бортников</i>	408

Contents

Vol. 66, No. 4, 2024

Detection and Interpretation of Central Type Structures within the Territory of Southeastern Transbaikalia for Prediction of Ore-forming Systems <i>S. A. Ustinov, V. A. Petrov, V. A. Minaev, I. O. Nafigin, E. V. Yarovaya</i>	329
The First Results of the Study of Large Diamonds from Industrial Deposits of Yakutia <i>L. D. Bardukhinov, E. M. Sedykh, A. A. Evstratov, K. V. Garanin, N. N. Zinchuk</i>	363
Native Gold from Alluvial Deposits of the Kyvvozhsky District and its Probable Primary Sources (Volsko-Vymskoe Rise, Middle Timan) <i>K. G. Parkhacheva, Yu. V. Glukhov, M. Yu. Sokerin, S. K. Kuznetsov, R. I. Shaybekov</i>	385
Genetic Typication of Boxites of the Futa Province of Jallon-Mandingo (West Africa) by Textural and Structural Features <i>D. A. Vnuchkov, N. M. Boeva, M. A. Makarova, E. S. Shipilova, V. I. Mamedov, N. S. Bortnikov</i>	408

УДК 551.4.044:528.88:551.2:553.49

ДЕШИФРИРОВАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ДЛЯ ПРОГНОЗА РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

© 2024 г. С. А. Устинов^{а, *}, В. А. Петров^{а, **}, В. А. Минаев^{а, ***}, И. О. Нафигин^{а, ****},
Е. В. Яровая^{а, *****}

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

*E-mail: ustinov@igem.ru

**E-mail: vlad243@igem.ru

***E-mail: minaev2403@mail.ru

****E-mail: nafigin@igem.ru

*****E-mail: e.v.yarovaya@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.12.2023 г.

После доработки 29.02.2024 г.

Принята к печати 27.03.2024 г.

Вопросам дешифрирования и интерпретации структур центрального типа (СЦТ) при проведении дистанционных структурно-геологических и структурно-геоморфологических исследований уделяется крайне малое внимание. При этом еще в 70–80-х гг. XX в. доказана важная роль СЦТ в локализации месторождений и рудных полей. Положение данных структур обязательно должно учитываться при решении задач поиска и прогноза полезных ископаемых в контексте металлогенического анализа и реконструкции геологической истории развития изучаемых площадей. Практически отсутствие результатов массового дешифрирования и интерпретации СЦТ можно объяснить пока еще слабо разработанной методикой выделения и анализа рассматриваемого типа структур. В исследовании для территории юго-восточного Забайкалья представлен авторский подход к дешифрированию и интерпретации СЦТ, в том числе в связи с локализацией рудных объектов различных геолого-промышленных (геолого-генетических) типов в рамках концепции формирования минеральных систем. Подход основан на использовании современных геоинформационных технологий, данных дистанционного зондирования Земли (радарная топографическая съемка) высокого разрешения, создании цифровой модели рельефа и применении комплексного структурно-пространственного анализа. Проведен статистический анализ выделенных на площади СЦТ, показавший плавное увеличение числа структур с уменьшением их диаметра. Установлено, что пространственные максимумы экстенсивности оруденения в пределах территории сконцентрированы на периферии крупных СЦТ и в непосредственной близости от них. Большинство известных крупных рудных объектов приурочены к внутренним областям структур менее 10 км в поперечнике. Построены модельные разрезы, позволяющие условно реконструировать глубинное положение магматических очагов, с которыми связаны выделенные СЦТ, и тем самым определить вероятные источники металлоносных флюидов. Установлена тесная пространственная связь выявленных магматических очагов с глубинными разломами. Для определения наиболее благоприятных участков отложения рудной минерализации созданы весовые прогнозно-поисковые модели территории. Они основаны на структурно-пространственных критериях, включающих не только структурные элементы СЦТ, но и сегменты известных разрывных структур. Точность комплексной модели составила 89%. Таким образом, в соответствии с концепцией минеральных систем, реконструированы источники, пути миграции и места наиболее вероятного отложения рудной минерализации.

Ключевые слова: структуры центрального типа, рудообразующие системы, геоинформационный анализ, дистанционное зондирование Земли, цифровая модель рельефа, металлогенический анализ, концептуальная прогнозная модель, весовая прогнозно-поисковая модель, металлогения, юго-восточное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0016777024040015, EDN: cbchrl

ВВЕДЕНИЕ

В рамках многочисленных современных региональных дистанционных исследований геологических структур задаче достоверного дешифрирования, изучения и интерпретации структур центрального типа (СЦТ) часто придается второстепенное значение. В большинстве структурных изысканий данная задача даже не ставится. СЦТ в западной литературе чаще всего обозначаются термином “кольцевые структуры” и в наиболее общем определении представляют собой геологические образования кольцевой, округлой или овальной формы в плане, наблюдаемые на поверхности Земли и других небесных тел (Saul, 1978; Соловьев, 1978). Данный термин впервые ввел А. Харкер в 1904 г. для описания комплексов вулканических пород, окруженных системами кольцевых даек. В настоящее время к СЦТ относят округлые геологические структуры и морфоструктуры различного генезиса, диаметр которых составляет от десятков и сотен метров до десятков и сотен, реже тысяч, километров. Также в российской литературе применительно к поискам и разведке рудных месторождений и структурам рудных полей, разработке геолого-генетических моделей, активно используются близкие к СЦТ по смыслу термины “концентрическая структура” (Лучицкий, Бондаренко, 1974), “система центрального типа” (Ежов, Худяков, 1984), “месторождение кольцевого типа” и “кольцевой рудоносный комплекс” (Невский, Фролов, 1985).

Научно-методические подходы к выявлению, классификации, анализу и интерпретации СЦТ получили свое максимальное развитие в основном в трудах советских исследователей в 70–80-х годах прошлого века. Данный факт объясняется появившейся возможностью работы с космическими снимками. Именно в этот период В.М. Рыжковой и В.В. Соловьёвым издана “Карта морфоструктур центрального типа территории СССР” масштаба 1 : 10000000 (Рыжкова, Соловьёв, 1975). Подробные пояснения по терминологии, методикам и результатам дешифрирования, отраженным на обозначенной карте, а также интерпретация результатов, обобщены в работе “Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа” (Соловьёв, 1978). Учитывая масштабный фактор – слабое пространственное разрешение первых данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и практически отсутствие возможности применения компьютерных технологий для их обработки – авторам

на территории СССР в основном удалось выявить только крупные и очень крупные структуры, размер которых варьировал от сотен до тысяч километров.

В основном для выделения СЦТ в обозначенный выше период разработаны и применялись методики геолого-морфологического и морфоструктурного анализов в сочетании с методами обработки первых полученных данных ДЗЗ. При этом показана возможность выделения скрытых геологических структур, не всегда выраженных в рельефе и рисунке речной сети, с помощью анализа геофизических и геохимических полей. В результате дешифрирования СЦТ на основе обобщения большого количества поперечных профилей В.В. Соловьёв выделил три основные топологические группы, свойственные трем морфологическим категориям центральных форм. Им, подобно морфологическому подразделению тектонических структур, предложено использовать термины “кольцевая структура” – для обозначения отрицательных морфоструктур и “купольная структура” – для положительных. Для комплексных структур, сочетающих в себе свойства обеих категорий, предлагалось применять термин “купольно-кольцевая структура” (ККС) (Соловьёв, 1978).

Проведенное картирование, систематизация и сравнительный анализ позволили установить во многих рудоносных провинциях мира широкое распространение разнообразных эндогенных рудных месторождений, приуроченных к СЦТ, считавшихся ранее достаточно редкими структурными образованиями (Томсон и др., 1982; Невский, Фролов, 1985). Таким образом, подтверждена важная практическая роль СЦТ в постановке и решении задач поиска полезных ископаемых и прогнозных металлогенических построений. В это же время возникает множество гипотез формирования различных типов СЦТ в связи с геологическими процессами, такими как региональные тектонические движения, формирование соляных куполов и диапировых складок, проявление гидровулканизма, образование воронко- и трубообразных карстовых полостей, падение метеоритов на поверхность Земли, механическая активность магматических расплавов и вырывающихся из них флюидов, внедряющихся в верхние горизонты земной коры, вулканическая активность.

Подобные посвященные СЦТ исследования обозначенного временного этапа в западной литературе практически отсутствуют. Данный

факт Д.В. Гуревич объясняет направленностью работ зарубежных исследователей в этот период на развитие тектоники плит и совершенствование сверхточных геохимических изысканий (Гуревич, 2009). К сожалению, с распадом СССР вместе с негативными процессами в геологии произошел и резкий спад интереса к проблеме изучения СЦТ.

С начала 2000-х гг. возможности для решения задач в области выделения и интерпретации СЦТ резко возросли благодаря лавинообразному развитию компьютерных технологий, появлению возможности получения различных высокоточных геологических, геофизических и геохимических данных, спутниковых снимков высокого разрешения и разнородных данных ДЗЗ, включая радарную, радиолокационную, мульти- и гиперспектральную съемки, а также при значительном совершенствовании средств сбора, обработки и анализа пространственной геологической информации с помощью геоинформационных систем (ГИС). Это обусловило новую волну интереса геологов к данной проблеме по всему миру. В России наиболее объемные исследования и обобщение материалов о СЦТ отражены в работах Д.В. Гуревича, А.И. Полетаева и О.А. Мещеряковой (Гуревич, 2009; Гуревич, 2010; Полетаев, 2015; Мещерякова, Полетаев, 2018). Д.В. Гуревич, основываясь на своем личном опыте реализации прогнозных и поисковых работ на металлические полезные ископаемые в различных регионах России, стран СНГ и Африки, с использованием конкретных примеров, смог обобщить обширный материал предыдущих исследований и предложил четкую терминологию и классификацию СЦТ, основанную на генетическом подходе. Для сложных СЦТ, имеющих длительную историю развития и поэтому характеризующихся многочисленными вложенными концентрическими структурами, он предложил использовать термин “мультиринговая структура” (Гуревич, 2009).

В зависимости от степени геоморфологической выраженности, особенностей геометрии, вещественно-структурных признаков, размеров и генезиса, на сегодняшний день существует множество классификаций СЦТ (Соловьев, 1978; Космическая информация ..., 1983; Ежов, Худяков, 1984; Брюханов и др., 1987; Гуревич, 2009). К наиболее крупным подразделениям генетической классификации обычно относят магматогенные, метаморфогенные, тектоногенные, тектоногенно-магматогенные, аркогенные, интрегеогенные, эрозионные и импактные.

Необходимо отметить, что на современном этапе появилось значительно больше зарубежных публикаций, посвященных изучению различных генетических типов СЦТ, с практическим приложением результатов их структурного анализа в области прогноза полезных ископаемых. При этом данные работы в основном посвящены исследованиям единичных, ранее установленных, структур в пределах известных рудных таксонов. Одним из ярких примеров являются исследования кольцевой структуры импактного происхождения Вредерфорт в ЮАР, в пределах которой расположены богатейшие месторождения бассейна Витватерсранд. Структура установлена по системе концентрических разломов и наличию центрального поднятия фундамента (Robb, Meyer, 1995). Очень часто в областях активного палео- и современного вулканизма СЦТ представлены кольцевыми (отрицательными) структурами — кальдерами, изучению механизмов формирования которых также посвящено множество современных работ зарубежных исследователей (Cole et al., 2005; Gudmundsson et al., 2006; Marti et al., 2008).

В данной статье на основе комплексного пространственно-структурного анализа результатов детального дешифрирования СЦТ сделана попытка установить их связь с определенными рудообразующими системами и оценить роль данных структур в формировании крупных рудных объектов в контексте геологической истории развития территории с активным палеовулканизмом. Концепция минеральных систем предложена как мультидисциплинарный подход, ориентированный на анализ всех геологических факторов, контролирующих формирование и сохранность минеральных месторождений, с учетом миграции рудных компонентов из источника, аккумуляции в более концентрированной форме и сохранности в определенных обстоятельствах (Wyborn et al., 1994). Методология минеральных систем успешно использовалась при анализе условий формирования рудных месторождений различных генетических типов (Pirajno, 2009, 2016; Hagemann et al., 2016; Huston et al., 2016). В этом контексте на основе разработанного авторского подхода задача дешифрирования и комплексной пространственной интерпретации СЦТ позволяет восстановить локальные магматические очаги. Дальнейший учет каркаса разрывных нарушений, моделирования кольцевых трещин над поднимающимся магматическим очагом, применение анализа пространственно связанных с ним разрывных структур различных

рангов, тектонофизических и геодинамических реконструкций позволяют проследить пути миграции флюидов и прогнозировать области наиболее вероятного отложения рудной минерализации. Рассмотрение магматических очагов в качестве однозначных источников металлоносных флюидов в данной статье, учитывая парагенетический характер связи различных типов минерализации с интрузивными, субвулканическими и эффузивными телами, носит условный характер. Наиболее вероятные области локализации рудной минерализации могут быть определены при разностороннем структурном анализе (Сафонов и др., 2007).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследуемая территория юго-восточного Забайкалья расположена в пределах листа государственной геологической карты (ГГК) М-50 (Борзя) масштаба 1 : 1000000 и характеризуется сложным геологическим строением, а также длительной историей развития, которая, по мнению всех исследователей, во многом определила локализацию мультиметалльного (Au, U, Mo, Pb-Zn, Sn, W, Ta, Nb, Li, флюорит) эндогенного оруденения в пределах определенных рудообразующих систем.

В региональном плане площадь относится к зоне сочленения Центрально-Азиатского подвижного пояса и Сибирской плиты, границу между которыми проводят по Монголо-Охотскому разлому (Таусон и др., 1984; Красный, 1997; Геологическая ..., 1999), выделяя по окраине Сибирской плиты Селенгино-Яблонувую складчатую область и Монголо-Охотскую складчато-надвиговую систему (фиг. 1). Эти зоны в ряде работ рассматриваются как террейны с сиалическим фундаментом, аккрецированные к Сибирскому кратону в позднем рифее и кембрии (Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1999). На северо-западе территории выделяются Пришилкинский и Хилок-Витимский блоки Селенгино-Яблонувой складчатой области. Пришилкинский блок характеризуется широким развитием выходов раннедокембрийского кристаллического основания – метаморфитов и гранитоидов, а также более поздних интрузий раннепалеозойского, позднепермского и позднеюрского (субвулканические образования) возраста. Хилок-Витимский блок представлен незначительным по размерам фрагментом на крайнем северо-западе территории и сложен раннепалеозойскими гранитоидами.

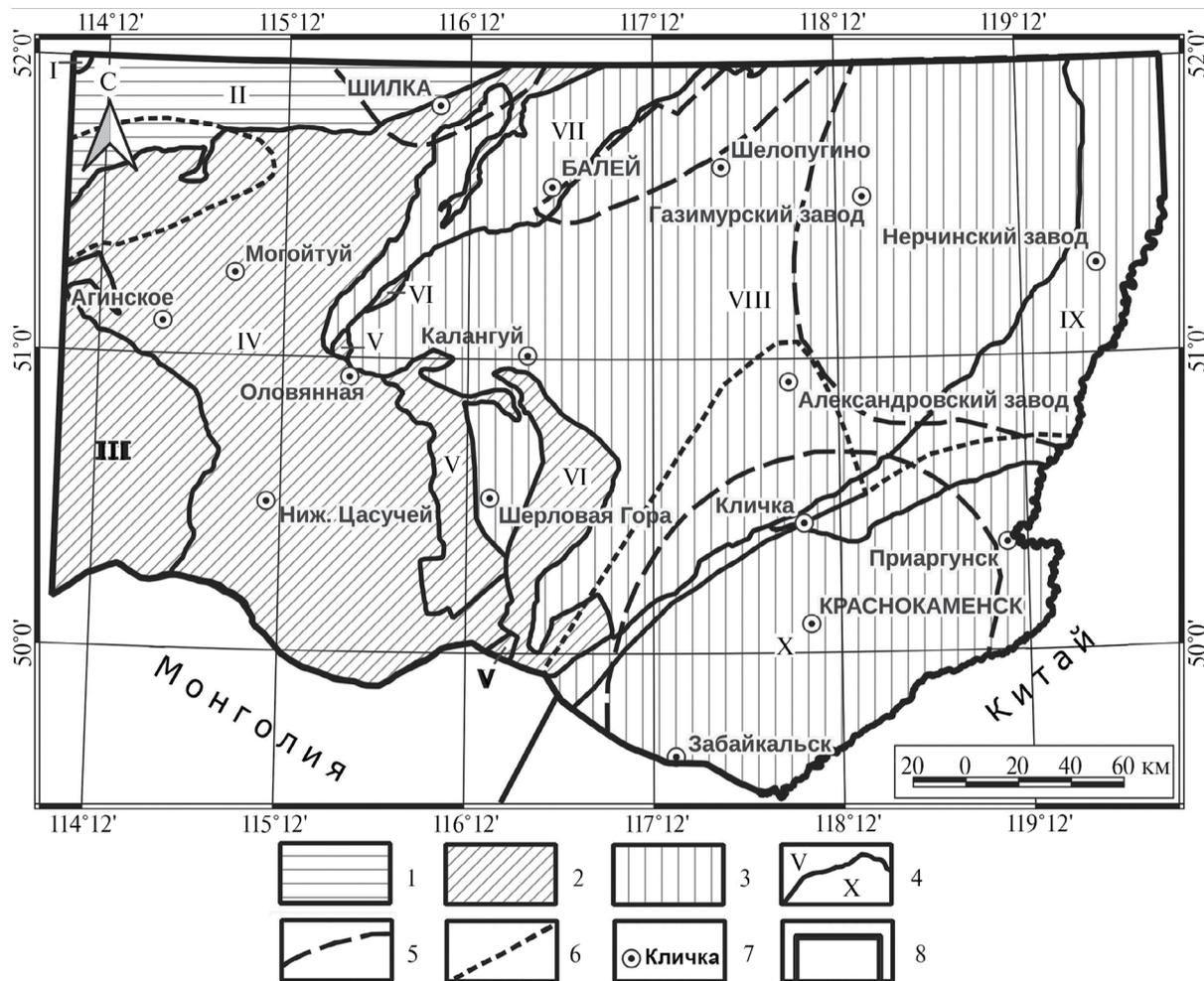
Центрально-Азиатский подвижный пояс к югу от Монголо-Охотского разлома, по мнению одних исследователей, представляет собой чередование разного размера блоков и выступов кристаллического фундамента (микроплит – микроконтинентов), а также фрагментов складчатых и складчато-надвиговых систем (Красный и др., 1999), а по мнению других – коллаж разнородных и разновозрастных террейнов (Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1999). На рассматриваемой территории в составе пояса выделяются Агинская мегазона Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы и Керулено-Аргуно-Мамынский композитный микроконтинент или супертеррейн.

Агинская мегазона, ограниченная Онон-Туринским, Монголо-Охотским и Восточно-Агинским глубинными разломами, представлена коллажем различных по размерам террейнов, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями окраинных морей, формировавшихся на различных этапах и при различных геодинамических режимах по периферии Сибирского континента. По совокупности признаков в Агинской мегазоне выделяются Среднеононский, Ононский, Уртуйский и Борзинский террейны (Парфенов и др., 1999).

Керулено-Аргуно-Мамынский микроконтинент – это одно из крупнейших композитных сооружений в Центрально-Азиатском подвижном поясе, представленное на данной территории одной из своих частей – крупным Аргунским террейном. Он в свою очередь также имеет сложное строение, проявляющееся в неоднородности характеристик и глубины залегания фундамента, в разной степени его гранитизации, а также в распределении разновозрастных геологических образований в верхней части коры.

Фундамент Аргунского террейна можно рассматривать как раннепротерозойское аккреционное сооружение, состоящее из мафических блоков островодужного типа и, предположительно, первичноосадочных пород (Государственная ..., 2010). В раннем протерозое эти образования претерпели ареальную гранитизацию. По совокупности признаков в Аргунском террейне обособляются Заурулюнгуийский (Урулюнгуийский), Газимурский, Калга-Орочинский и Борщовочный блоки (зоны). Для Аргунского террейна в целом характерна северо-восточная ориентировка крупных геологических структур, присущая большей части территории Забайкалья (см. фиг. 1).

Из приведенного анализа видно, что на территории листа М-50 существуют крупные

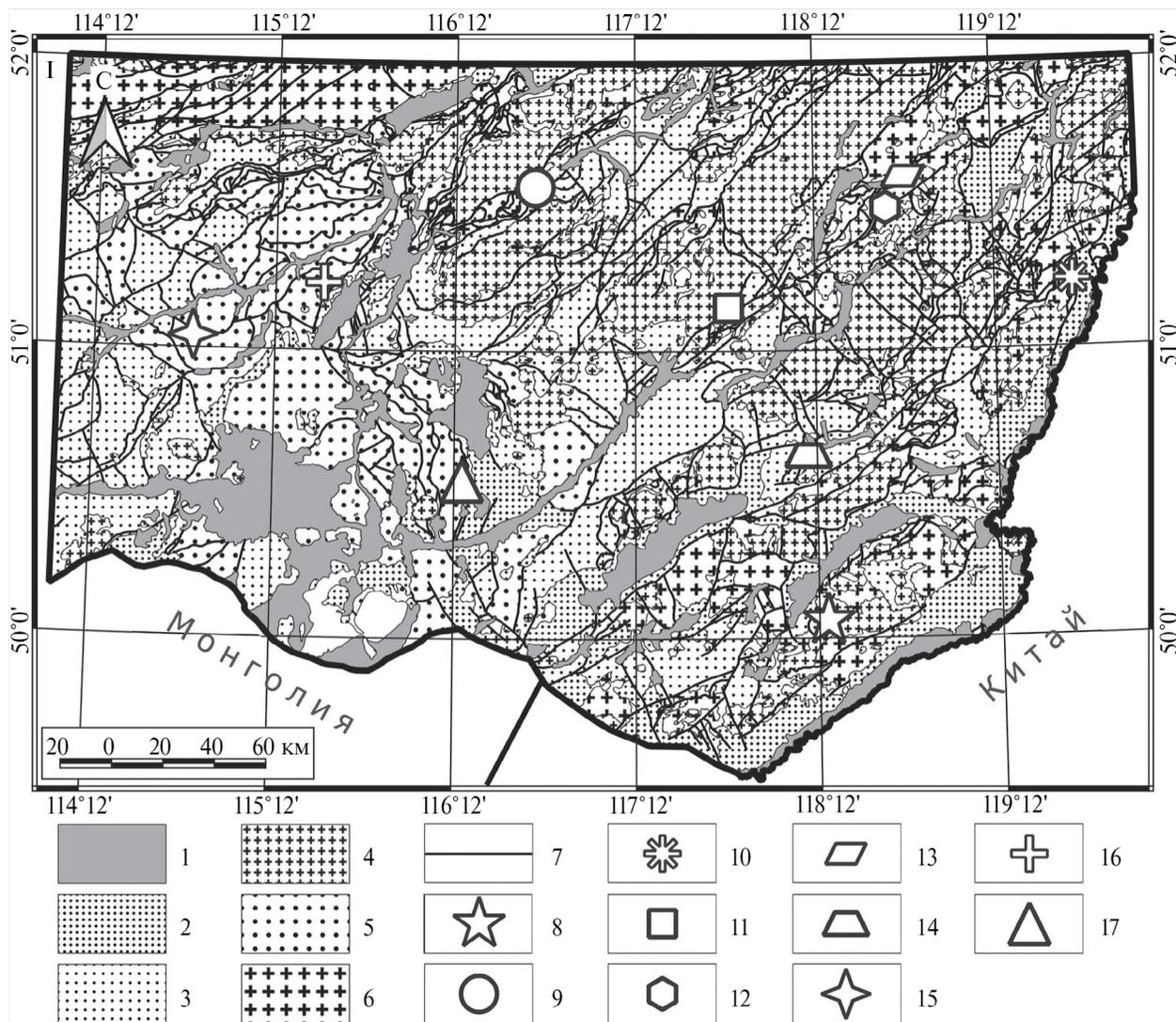


Фиг. 1. Схема тектонического районирования юго-восточного Забайкалья (Государственная ..., 2010): 1 – Селенгино-Яблонная складчатая область; 2 – Агинская мегазона Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы; 3 – Аргунский террейн Керулено-Аргуно-Мамынского композитного супертеррейна; 4 – границы тектонических таксонов и их номера: I – Хилок-Витимский блок, II – Пришилкинский блок, III – Среднеононский террейн, IV – Ононский террейн, V – Уртуйский террейн, VI – Борзинский террейн, VII – Борщовочный блок, VIII – Газимурский блок, IX – Калга-Орочинский блок, X – Заурулюнгийский (Урулюнгийский) блок; 5 – позднеюрские структурно-фациальные зоны; 6 – средне-позднеюрские фациальные зоны; 7 – населенные пункты и их названия; 8 – контур площади листа карты М-50.

структуры, различающиеся набором вещественных комплексов разного возраста и различной формационной принадлежности. Выделены раннепротерозойский, средне-позднерифейский, позднерифейско-раннепалеозойский, средне- и позднепалеозойский, позднепермско-раннетриасовый, познетриасовый, ранне-среднеюрский, средне-позднеюрский, меловой и кайнозойский структурные этажи (фиг. 2).

Раннедокембрийская история зафиксирована по фрагментарно сохранившимся выходам в составе древнего фундамента Аргунского террейна и Агинской мегазоны. В пределах первого выделяются разрозненные участки

бластомилонитизированных и частично гранитизированных кристаллосланцево-плагиогнейсовых пород. U-Pb датировки кристаллических сланцев из глубокой скважины Стрельцовского рудного поля составляют около 1800 млн лет (Ищукова и др., 1998). В Агинской мегазоне выделяют амфиболитовый комплекс нижнего протерозоя, подвергавшийся неоднократной метаморфизации. Омоложенный Rb-Sr возраст составляет 1500 млн лет (Государственная ..., 2010). Кроме того, получил распространение габбро-ультрамафитовый комплекс, наиболее вероятно, связанный с древним зеленокаменным поясом, развивавшимся вдоль зоны Монголо-Охотского



Фиг. 2. Основные геологические формации и крупнейшие месторождения территории юго-восточного Забайкалья (Государственная ..., 2010): 1 – N–Q осадочные отложения, 2 – меловые вулканогенно-осадочные комплексы, 3 – юрские вулканогенно-осадочные комплексы, 4 – PZ–MZ гранитоидные интрузии, 5 – PZ вулканогенно-осадочные комплексы, 6 – AR–PZ₁ гранито-гнейсы и комплексы магматических пород, 7 – разрывные нарушения, 8–17 – рудные поля и месторождения (вне масштаба) с основными извлекаемыми рудными элементами: 8 – Стрельцовское рудное поле (19 месторождений – U, Mo), 9 – Балейское рудное поле (Балейское и Тасеевское месторождения – Au), 10 – Березовское месторождение (Fe), 11 – Бугдаинское месторождение (Mo, Pb, Au, Ag), 12 – Быстринское месторождение (Au, Ag, Cu, Fe), 13 – Ново-Широкинское месторождение (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Cd, Sb, Bi), 14 – месторождение Нойон-Тологой (Zn, Pb, Au, Ag, Sb, Cd, S), 15 – Орловское месторождение (Ta, Li), 16 – Урунайское месторождение (Bi, Au), 17 – Шерловогорское месторождение (Sn, Zn, Pb, Be, Ag, In, Sc).

глубинного разлома (Геологическая ..., 1999) и имевший важное значение в размещении золоторудных объектов (Щеглов и др., 1994).

Средне- и позднерифейские комплексы связаны с двумя этапами осадконакопления, а также двукратным гранитообразованием, поднятием и размывом территории. В среднерифейский этап накапливались кварцито-песчано-сланцевые и карбонатно-песчано-сланцевые отложения.

Позднерифейский этап начался новым поднятием со значительным размывом песчано-сланцевых отложений и гранитов с формированием кор выветривания и конгломерато-песчано-алевролитовой формации. Осадконакопление сопровождалось контрастным вулканизмом с возрастом 792 млн лет (Государственная ..., 2010; Афанасов и др., 2007). Позднерифейский этап завершился формированием гранитов сложного комплекса с возрастом 784–765 млн лет (Афанасов и др., 2007).

Гранитообразование рифейского времени, вероятно, определило металлогеническую специализацию на уран Калга-Орочинского и Заурлуонгуйского (Урулуонгуйского) блоков (Приаргунская зона) Аргунского террейна (см. фиг. 1), где широко распространенные рифейские граниты могли выступать в качестве одного из предполагаемых источников рудного вещества в период позднемезозойской активизации (Ищукова и др., 1998, 2007). По данным Д.Н. Алексеева, в Агинской мегазоне подобная роль, но в отношении золота, принадлежит зеленокаменным породам рифея, в которых обнаружены надкларковые содержания золота (Алексеев, 1975).

Позднерифейско-раннепалеозойский этап начался широким распространением вендских прогибов преимущественно в широкой полосе, обрамляющей с северо-запада Приаргунскую зону. Существует предположение, что прилегающая к прогибу часть зоны представляла собой континентальный склон – шельфовую зону бассейна, где преимущественно формировались толщи углеродистых известняков. Также преобладают флишоидные толщи с отдельными прослоями углеродистых сланцев, туфогенных пород и кварцевых песчаников, свидетельствующих о размыве выступов гранитного фундамента. Этап завершился внедрением небольших гранит-лейкогранитовых массивов и образованием полей скарново-грейзеновых и кварц-светлослюдистых метасоматитов вокруг них. Определения изотопного возраста гранитов и метасоматитов Аргунского хребта в южном Приаргунье показывают датировки 547–430 млн лет (Государственная ..., 2010).

Средне-верхнепалеозойские и верхнепермско-нижнетриасовые отложения широко проявлены на территории юго-восточного Забайкалья и связаны с геосинклинально-инверсионным ($S-D_1-P_1$) и орогенным (P_2-T_1) этапами, особенно с формированием гранитоидов в Аргунском массиве. Инверсионно-орогенный магматизм проявлен небольшими габброидными интрузиями и обширными по площади плитообразными, по геофизическим данным (Духовский и др., 2000) интрузиями диорит-гранодиорит-гранитового комплекса с К-Аг возрастом 275–254 млн лет (Государственная ..., 2010; Козлов и др., 2003). К этапу орогенеза относится образование мощной многоритмичной серии, представляющей морскую туфогенную песчано-алевролитовую молассу, приуроченную к локальному шовному прогибу, вытянутому вдоль Восточно-Агинского структурного шва в западном ограничении

Аргунского массива. Остальная территория рассматриваемой площади представляла область воздыманий. В пределах юго-восточного Забайкалья главные этапы формирования основной гранитоидной коры завершились в P_2-T_1 . В дальнейшем преобладали дифференцированные глыбовые движения с возникновением локальных прогибов и обширных сводовых поднятий, характерных для поздних стадий развития подвижных внутриконтинентальных областей.

В развитии мезозоид юго-восточного Забайкалья Л.И. Красный выделяет яншанский этап тектоно-магматической активизации (ТМА), с которым связаны мощные процессы орогенной активизации во всем Монголо-Охотском складчатом поясе. В рамках этапа выделяются стадии предорогенного (J_{1-2}), орогенного (J_{2-3}), тафрогенно-орогенного (J_3) и тафрогенного (J_3-K_1) развития (Красный, 1997).

На ранне-среднеюрской стадии в Унда-Шахтминской и Алгачи-Урюмканской зонах сформирован прогиб с терригенным выполнением, разграниченный внутренним барьерным поднятием на морскую и прибрежноконтинентальную зоны.

В средне-позднеюрскую орогенную стадию развиваются типичные структуры ТМА – глыбовые сводово-купольные плутонические поднятия, обрамленные вулканическими депрессиями – “очаговые структуры” (Томсон и др., 1974), которые в рельефе территории выражены концентрическими морфоструктурами. Этому времени соответствует зарождение Восточно-Забайкальского мегасвода, центр которого обозначился наиболее значительными плутоногенными проявлениями, приуроченными к центральной части раннеюрского прогиба.

В тафрогенно-орогенную стадию молассоидные и вулканогенно-молассоидные отложения выполняли наложенные впадины в пределах депрессий предшествующих периодов со смещением к периферии локальных очаговых структур (сводов), или выполняли вновь образованные грабенообразные структуры, продолжающие свое развитие в раннемеловое время. Наиболее крупные впадины располагались в краевых частях оформившегося к этому времени Восточно-Забайкальского мегасвода. Завершает магматизм тафрогенно-орогенной стадии комплекс субщелочных плюмазитовых лейкогранитов с поздними апогранитами. Их ареал смещен к ближней периферии Восточно-Забайкальского мегасвода, и, в то же время, массивы комплекса

контролируются зонами крупных разломов, часто меридионального простирания.

В целом для геологических и металлогенических структур юго-восточного Забайкалья характерно тесное сочетание региональных северо-восточных зон и разломов с концентрическими структурами и в первую очередь со структурами Восточно-Забайкальского мегасвода (Томсон и др., 1974; Афанасов и др., 2007). Принимая во внимание обозначенный структурный план, сложность геологического строения и высокие перспективы обнаружения новых рудных объектов, задача дешифрирования и интерпретации СЦТ в пределах юго-восточного Забайкалья с целью прогноза локализации рудообразующих систем является крайне актуальной.

Для решения задачи выявления источников металлоносных флюидов и картирования рудообразующих систем, выделения перспективных для поисков областей, построения геолого-генетических разрезов и моделей важное значение также имеют представления о глубинном строении территории. Контрастный тип геологического строения площади и высокая степень геологической, геофизической и геохимической изученности позволили составить карту глубинного строения масштаба 1 : 1000000 (Духовский и др., 2000; Государственная ..., 2010).

В соответствии с данной картой, в верхней части земной коры (до 20 км) выделяются раннедокембрийский кристаллический фундамент и верхний структурный этаж, сложенный образованиями рифея-фанерозоя. При этом в пределах верхнего структурного этажа отмечаются крупные останцы, тектонические пластины и выступы пород фундамента.

Раннедокембрийский кристаллический фундамент имеет сложное мозаичное слоисто-блоковое строение. В нем выделяются три комплекса (“слоя”) пород: нижний — гранулит-базитовый, средний — гнейсо-диоритовый, верхний — гнейсо-гранитовый, отличающиеся друг от друга составом и возрастом (Духовский и др., 1998). В строении кристаллического фундамента выделяется ряд иерархически соподчиненных структур. К структурам первого порядка относятся фрагменты двух мегаблоков: Аргуно-Верхнеамурского и Байкало-Станового. Мегаблоки сочленяются по Монголо-Удскому глубинному шву (фиг. 3). К структурам второго ранга относятся Восточно-Забайкальский ареал-плутон и зона его обрамления. Для плутона характерна резко увеличенная мощность

гнейсо-гранитового “слоя” (глубина залегания подошвы до 10–11 км). Зона обрамления шириной 70–140 км имеет мощность гнейсо-гранитового “слоя” до 4–6 км.

Верхний структурный этаж сложен преимущественно магматогенными авто- и аллохтонными телами, формирование которых происходило на протяжении всей геологической истории развития: от раннего палеозоя до раннего неогена. Вертикальные размеры этажа в среднем не превышают 3–4 км, за исключением отдельных массивов, корневые части которых могут находиться на глубине от 5 до 11 км, а также стратифицированных образований в тектонических клиньях. На глубине все локальные геологические тела этажа редко выходят за пределы гнейсо-гранитового “слоя”. Нижняя граница имеет сложную форму, обусловленную морфологией и различной глубиной залегания нижних границ магматических тел, преимущественно гранитоидов. Строение верхнего структурного этажа в каждом из мегаблоков имеет свои особенности, которые коррелируются с особенностями строения фундамента.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

На начальных этапах с использованием имеющегося разномасштабного картографического, схематического и фактического материала по изучаемому объекту проведена обширная работа по разработке организационной структуры территориально централизованной и тематически распределенной базы данных (БД), включающей всю доступную информацию о геологии, полезных ископаемых, прогнозно-минерагенических данных, тектонике, структурном районировании, геоморфологии, геофизических и геохимических полях в пределах изучаемой площади. На основе созданной БД в границах листа карты М-50 формировался ГИС-проект “Юго-восточное Забайкалье”. Кроме того, в распоряжении авторов на территорию имелись данные ДЗЗ SRTM (Liping et al., 2011), комбинация которых, в сочетании с оцифрованными топографическими основами, позволила создать цифровую модель рельефа (ЦМР) высокого разрешения (15 м на пиксель) для решения задачи дешифрирования СЦТ. Дешифрирование предполагаемых СЦТ для большей достоверности проводилось оператором в ручном режиме с использованием различных способов визуализации ЦМР — создание теневого рельефа с вариациями положения источника света (фильтрация изображения), искусственное



Фиг. 3. Схема структурного районирования раннекембрийского кристаллического фундамента земной коры юго-восточного Забайкалья (на уровне 5 км среза) (Духовский и др., 1998; Государственная ..., 2010): 1–3 – мегаблоки и звенья: 1 – Забайкальское звено Байкало-Станового мегаблока с глубиной залегания подошвы гнейсогранитного комплекса 8–14 км; 2 – Алдано-Становое звено Байкало-Станового мегаблока с глубиной залегания подошвы гнейсогранитного комплекса 6–8 км; 3 – Аргуно-Верхнеамурский мегаблок с ограниченным развитием гнейсогранитного комплекса; 4 – тектонические границы между блоками и звеньями; 5 – проекция плоскости сместителя разлома, разделяющего мегаблоки на уровне пятикилометрового среза (Монголо-Удский глубинный шов); 6 – ареал-плутоны гранитоидного состава (полихронные очаговые структуры); Д – Даурский с однородным внутренним строением глубоких частей, ВЗ – Восточно-Забайкальский со сложным блоковым строением; 7 – границы блоков Восточно-Забайкальского ареал-плутона: 1 – Кукульбейский, 2 – Верхнегазимульский, 3 – Ундино-Солинский, 4 – Новоширокинский; 8 – Верхнехилокская зона смятия; 9 – Верхнеолекминский блок с повышенной мощностью гнейсогранитового комплекса (до 10,5 км); 10 – очаговые и линейные зоны гранитизации: I – Завитинская, II – Орловско-Оловянинская, III – Шерловогорская, IV – Заурулюнгульская; 11 – контур площади листа карты М-50; 12 – реки и их названия.

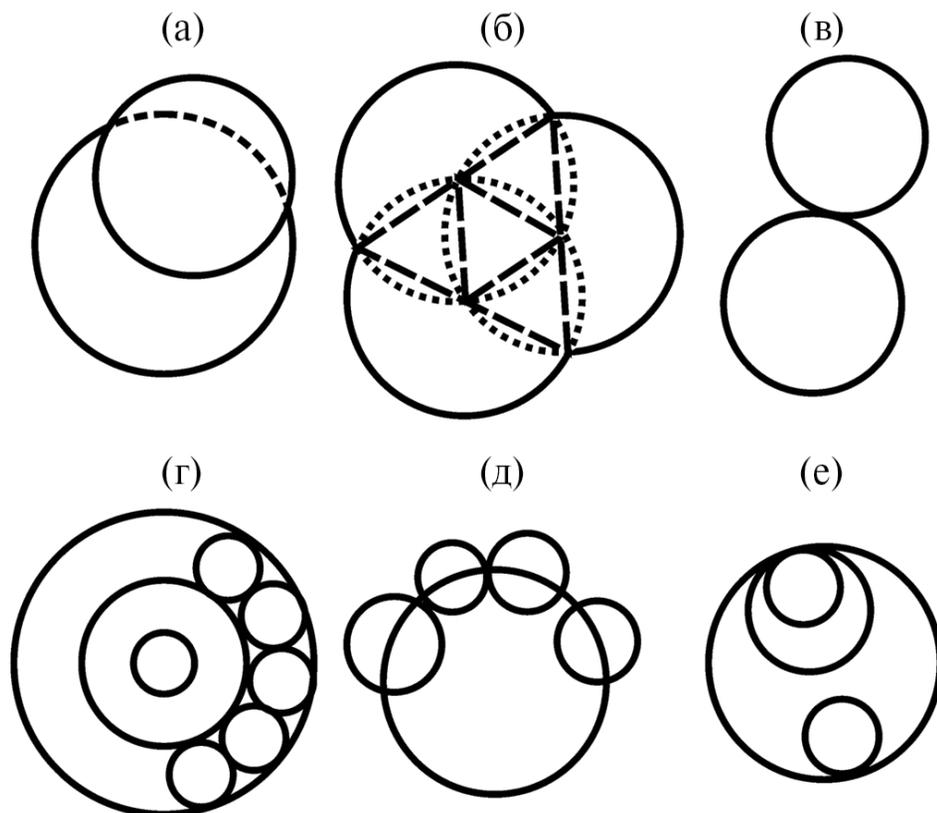
“вытягивание” рельефа, выделение морфологических классов. Кроме того, в автоматическом режиме с использованием специализированных и разработанных авторами на основе нейросетевых технологий программных средств (Гришков и др., 2023) маркировались линеаменты – отрицательные линейные формы рельефа (постоянные

и временные водотоки) и осевые линии хребтов (водоразделы) (Кац и др., 1986). При выделении СЦТ в качестве критериев заверки рассматривались радиально-концентрическое положение выявленных линеаментов и их дирекционные аномалии, выражающиеся в изменении линейности (Соловьев, 1978).

Следующим важным этапом работы являлось определение пространственных критериев, благоприятных для размещения различных типов полезных ископаемых относительно выделенных СЦТ и их структурных элементов. Данные критерии учитывались при проведении структурно-пространственного ГИС-анализа и формулировании предположений о возможной связи выявленных структур с определенными рудообразующими системами. По результатам изучения многочисленных СЦТ в расположении структур относительно друг друга можно выделить определенные закономерности (Гуревич, 2009). Часто наблюдается закономерное расположение мелких («дочерних») СЦТ относительно «материнской» структуры более высокого ранга – расположение типа «подшипник», орбитальная локализация и смещение дочерних структур к внешней границе внутри материнской структуры (фиг. 4г–е). Такое взаимное расположение, по мнению Д.В. Гуревича и авторов данной статьи, характерно для комплекса структур, сформировавшихся в результате единого геологического процесса, но в рамках разных стадий его эволюции. Кроме того, определенные

пространственные закономерности отмечаются и для одноранговых структур, например примыкание (фиг. 4в). Секущий характер в расположении СЦТ, по сравнению с приведенными выше позициями, встречается гораздо реже (фиг. 4а, б).

Пример модели последовательной эволюции вулcano-плутонической системы опускания с формированием СЦТ, в зависимости от уровня эрозионного среза, приведено в работе С.Е. Джонсона и др. (Johnson et al., 2002). Развитие системы начинается с образования кольцевых трещин над поднимающимся магматическим очагом с ростом купольной структуры. Затем возможны различные варианты эволюции магматического очага с формированием кольцевых даек и разломов разных рангов с образованием кальдеры. Дальнейшее развитие вулcano-плутонической системы может быть связано с подъемом части магматического очага и формированием новой кальдеры, а также внедрением «вложенной» интрузии. В итоге может сформироваться сложный мультиринговый комплекс с центральной интрузией (фиг. 5). Как известно, локализация и условия отложения рудной минерализации во многом зависят от глубинного



Фиг. 4. Схема пространственных взаимоотношений морфоструктур центрального типа (Гуревич, 2009) с дополнениями авторов: секущее наложение (а), сочленение (тройное) (б), примыкание (в), «подшипник» (г), орбитальные структуры (д), смещение дочерних структур к внешней границе материнской структуры (е).

уровня действовавшей вулcano-плутонической системы (рудобразующей системы). Разные уровни характеризуются определенным набором рудных элементов или их отсутствием, возможности их обнаружения определяются уже современным уровнем эрозионного среза.

Детальное дешифрирование СЦТ позволяет выявить проекции ослабленных зон на дневную поверхность. В соответствии с проведенными ранее исследованиями предполагается, что данные зоны (разломы, трещиноватость) образуют кольцевой структурный каркас и своими корнями уходят в соответствующие магмогенерирующие очаги.

Таким образом, откартированные каркасные элементы структурных форм рассматриваются в качестве подводящих каналов, по которым к поверхности поднимаются разного рода эманации и растворы (в том числе и металлонесные). Этим фактом определяется рудоконтролирующая роль СЦТ. Необходимо отметить, что в представленной работе учитывается фактор преимущественно структурного контроля, который должен, при проведении прогнозной оценки, дополняться и вещественным.

В.В. Соловьевым и многими другими исследователями на основе детального изучения взаимоотношений структурных элементов в пределах многочисленных СЦТ выявлены наиболее благоприятные условия и области для локализации рудного вещества (Соловьев, 1978; Невский, Фролов, 1985). Эмпирически установлены следующие позиции распределения повышенных объемов минерализации (в порядке возрастания их значимости): 1) во внешних кольцевых разломах (фиг. 6а); 2) в каркасных узлах (фиг. 6б); 3) в зонах пересечения каркасных элементов региональными разломами и скрытыми разломами фундамента (фиг. 6в); 4) на площадях интерференции разнопорядковых и разновозрастных СЦТ (фиг. 6г); 5) в апикальных частях одиночных купольных форм, особенно при пересечении их глубинными разломами.

Очевидно, что степень перспективности конкретной области определяется величиной проницаемости тех или иных участков литосферы. Вполне естественно, что сгущение линейных и кольцевых разломов, узлы их пересечения, неоднократная интерференция структурных форм — все это показатели сильной раздробленности, а значит, и проницаемости литосферы для потенциально металлонесных растворов.

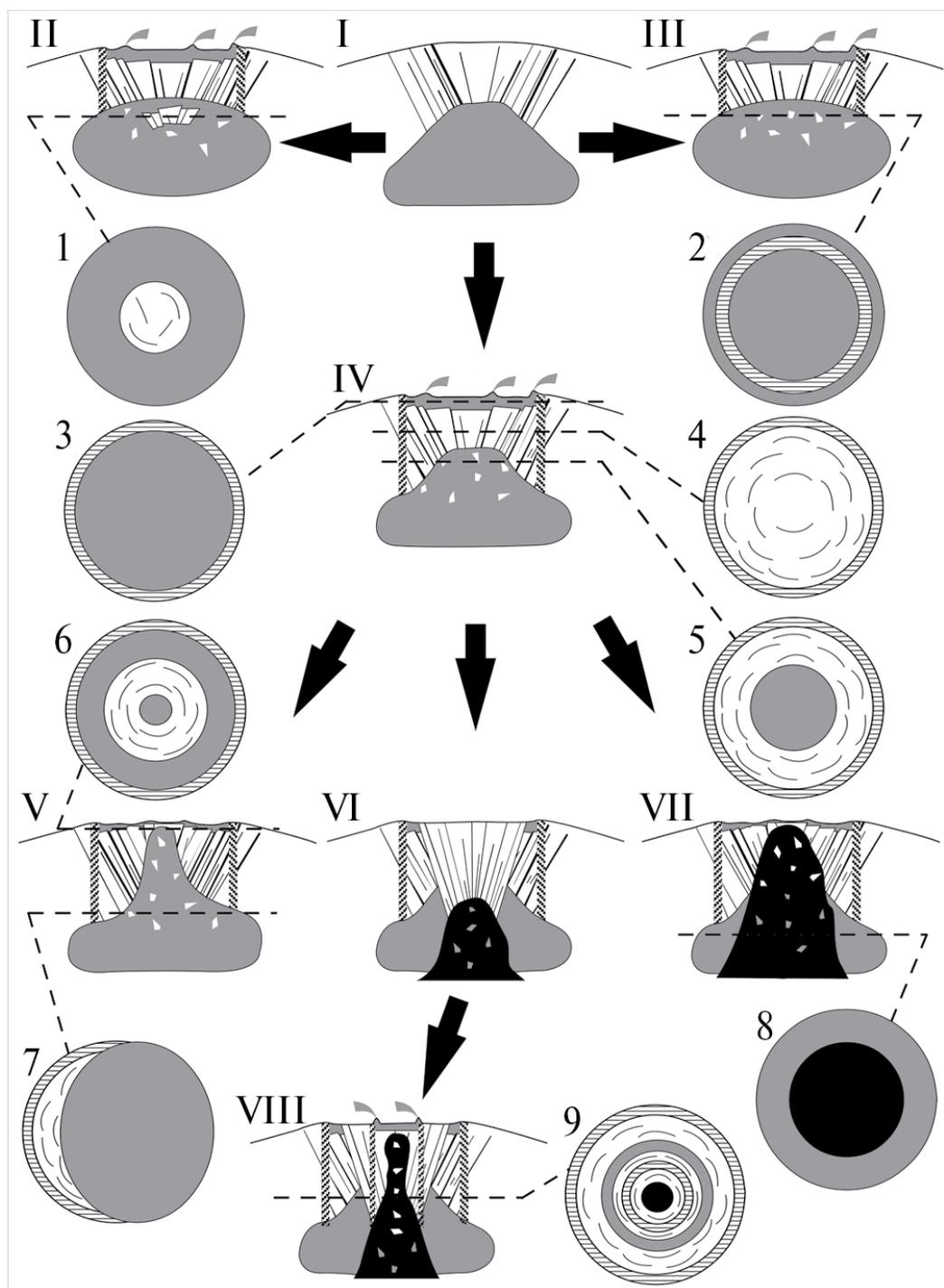
Ранее было показано, что многие структурные формы, особенно в ранге астеноконов — структур

астеносферного заложения (более 1000 км в поперечнике), перспективны на комплекс как гипогенных, так и гипергенных полезных ископаемых (Соловьев, 1978). Доля месторождений полезных ископаемых всех типов, связанных с СЦТ всех масштабных уровней, по оценкам одних исследователей составляет 70–75% (Брюханов и др., 1987; Корчуганова, Корсаков, 2009), по мнению других — доходит до 100%, при учете, что каждое месторождение располагается в пределах множества СЦТ разного ранга и/или на пересечении элементов одноранговых структур (Гуревич, 2009).

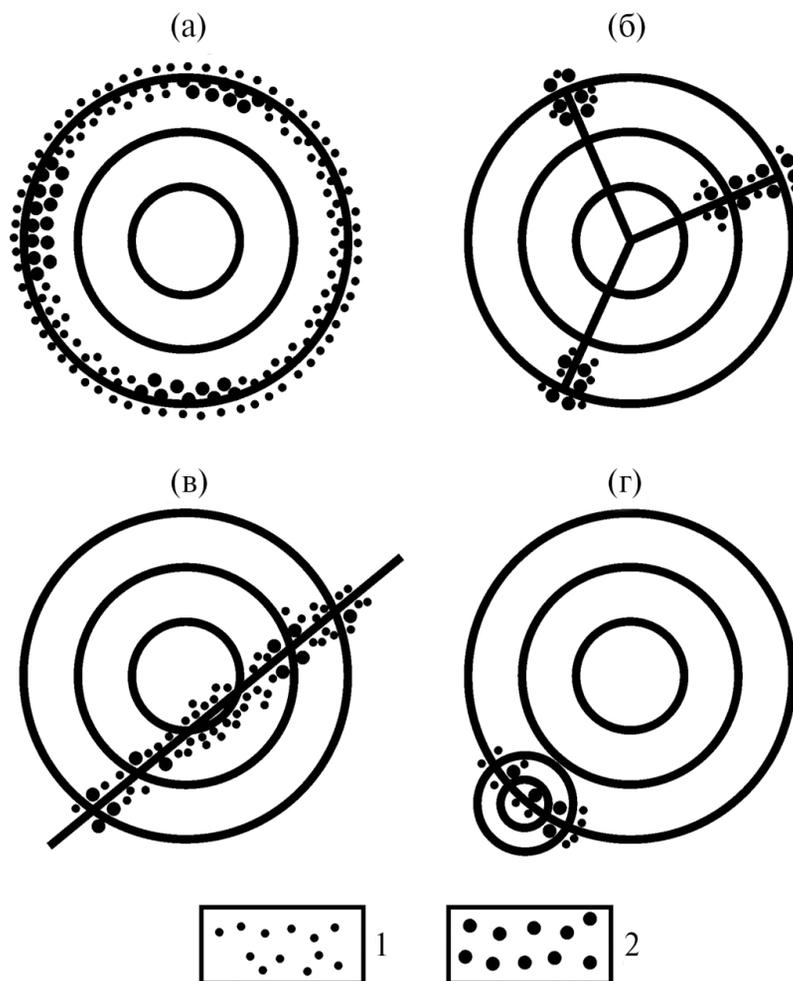
Используя перечисленные критерии и факторы, с применением средств комплексного пространственного ГИС-анализа можно сделать значимые выводы для решения задач регионального прогноза и выявления наиболее перспективных областей локализации рудообразующих систем в пределах рассматриваемой территории.

Задача пространственного геоинформационного прогноза в науках о Земле заключается в выявлении определенных закономерностей (критериев), совокупность которых возможно представить в виде прогнозной карты, составленной на основе правил сочетания выявленных критериев. Для этого исследуемый регион должен представлять собой однородную, в определенном смысле, геологическую зону (Гитис, Ермаков, 2004; Гитис и др., 2013). Среди множества подходов к прогнозному моделированию для визуализации основных критериев размещения рудной минерализации относительно структурных элементов СЦТ и крупных разломных зон нами выбран один из наиболее эффективных и широко используемых в металлогеническом картировании, прогнозе и поиске месторождений полезных ископаемых методов — создание весовой прогнозно-поисковой модели (Franca-Rocha, et al., 2003; Carranza, 2004; Porwal et al., 2010; Shahi, Rouhani, 2014). Данные модели базируются на статистических алгоритмах, которые позволяют определить условную вероятность наличия объекта в конкретном участке земной поверхности на основе геологических данных и их корреляции с уже известными (эталонными) объектами.

Основным принципом создания весовых прогнозно-поисковых моделей является выделение геологических факторов, которые имеют наибольшую значимость для концентрации полезных ископаемых и их дальнейшей интерпретации в контексте проявлений рудных объектов на рассматриваемой территории. После выделения значимых геологических факторов,



Фиг. 5. Модель последовательной эволюции вулcano-плутонической системы опускания с формированием структур центрального типа в зависимости от уровня эрозионного среза (Johnson et al., 2002): I – формирование кольцевых трещин над поднимающимся магматическим очагом, II–IV – варианты эволюции магматического очага с формированием кольцевых даек и разломов разных рангов с образованием кальдеры, V–VII – возможные варианты дальнейшего развития системы с подъемом части магматического очага и формированием нового конуса кальдеры (V), внедрением «вложенной» интрузии (VI, VII), VIII – формирование сложного кольцевого комплекса с центральной интрузией; наблюдаемые структуры центрального типа: 1 – плутон с обрушенными породами кровли, 2 – корни кольцевой дайки, 3 – кальдера, 4 – комплекс кольцевых разломов, 5 – комплекс кольцевых разломов с центральной интрузией, 6 – вулканическая депрессия, 7 – кольцевой комплекс, прорванный асимметричной интрузией, 8 – вложенные плутоны, 9 – мультиринговый комплекс.



Фиг. 6. Принципиальная схема локализации полезных ископаемых в пределах СЦТ (Соловьёв, 1978) с указанием наиболее вероятных областей локализации рудного вещества: в зоне внешних концентрических блоков (а), в каркасных узлах (б), в зонах секущих разломов (в), в участках структурной интерференции (г); 1 – рудопроявления, 2 – месторождения.

проводится их статистический анализ и оценка влияния каждого из них на вероятность наличия известных рудных объектов. Эти данные затем объединяются в единую модель, которая позволяет определить условную вероятность наличия рудного объекта в конкретном участке земной поверхности. Весовые прогнозно-поисковые модели являются крайне эффективным инструментом прогноза, так как они позволяют объединять различные типы данных и выявлять скрытые связи между ними.

В общем виде создание весовой прогнозно-поисковой модели территории юго-восточного Забайкалья в связи с развитием СЦТ и разрывных структур включало перечисленные ниже шаги.

1. Определение переменных – проводился отбор и определение критериев, прямо или

косвенно влияющих на локализацию рудной минерализации.

2. Определение значений переменных – осуществлялся расчет количественных и пространственных параметров выявленных критериев, которые возможно использовать для прогноза локализации рудной минерализации.

3. Оценка значений переменных – проводилась оценка значимости каждого параметра переменной на основе экспертных оценок или статистических данных.

4. Определение функции принадлежности – для каждой переменной проводилось определение функции принадлежности, которая описывает степень принадлежности каждого значения переменной к данной категории. Функция принадлежности определялась в ГИС на основе нечеткой логики (линейная принадлежность)

и характеризовала интервалы значений параметров каждого критерия от 0 до 1.

5. Определение правил – формулировались правила для сочетания значений переменных.

6. Определение весовых коэффициентов – для каждого правила на основе экспертных оценок или статистических данных определялись весовые коэффициенты. Весовые коэффициенты использовались для учета важности каждого правила при оценке вероятности наличия рудного объекта.

7. Расчет вероятности наличия рудного объекта – для расчета вероятности наличия рудного объекта на рассматриваемой территории использованы весовые коэффициенты и оценки переменных. В итоге осуществлен расчет вероятностей обнаружения искомого объекта.

8. Тестирование модели – созданная модель заверялась на тестовых (эталонных) участках для определения ее точности.

РЕЗУЛЬТАТЫ

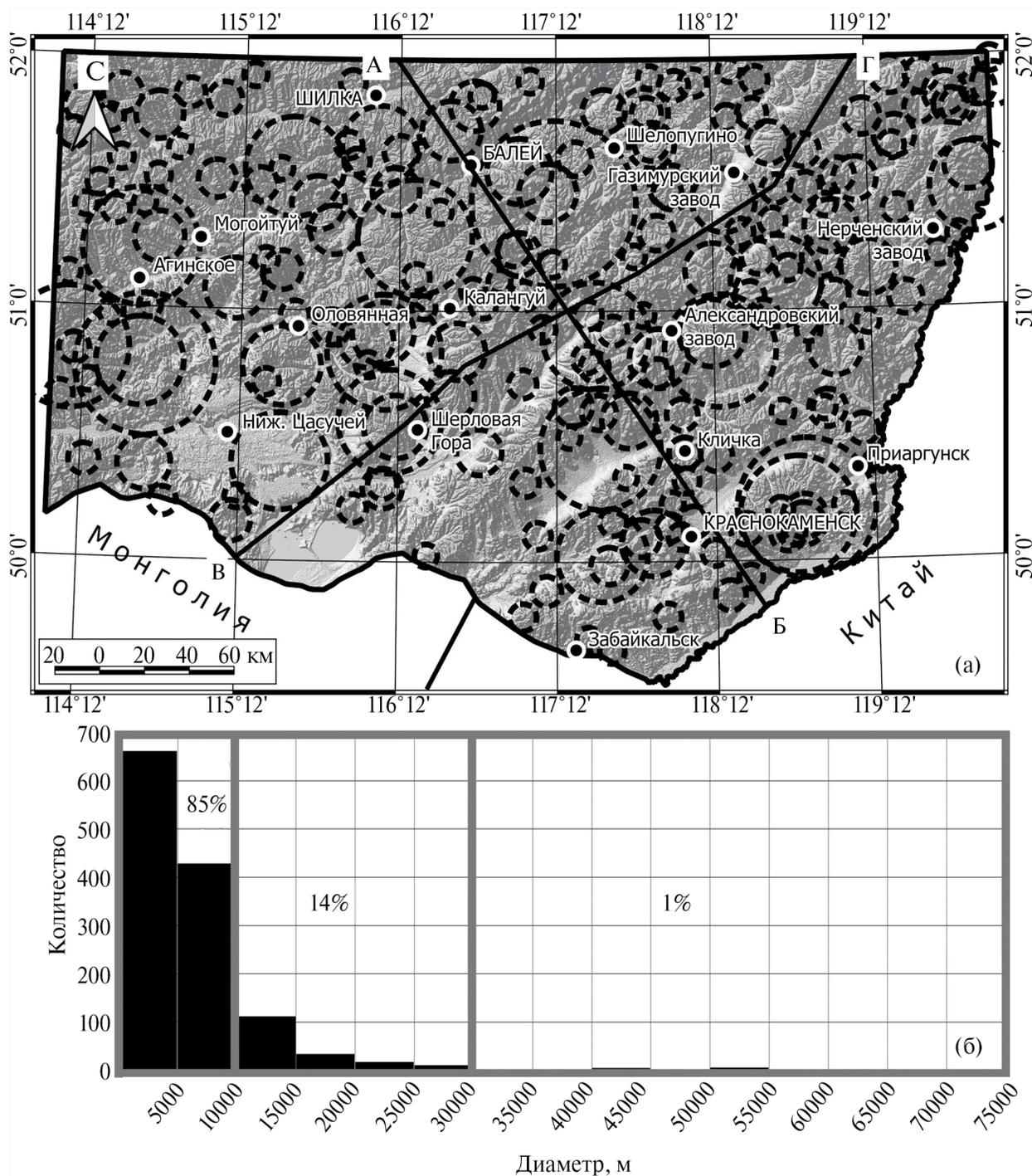
На цифровой модели рельефа по структурно-геоморфологическим признакам выделены предполагаемые границы СЦТ (фиг. 7а), которые, возможно, представляют собой систему кольцевых разломов с преобладающими вертикальными смещениями (Соловьёв, 1978). На схеме границы структур условно, для простоты анализа и обработки, показаны пунктиром в форме круга. Необходимо отметить, что геоморфологически, в зависимости от уровня эрозионного среза, наложенных тектонических и геологических процессов, этапов активизации, неправильной формы предполагаемого магматического очага (плутона, интрузии), СЦТ возможно зафиксировать только по отдельным, сохранившимся в процессе длительного геологического развития, элементам (дуги, сегменты кольцевых разломов, радиально-концентрические разломы и трещины). При этом большой опыт авторов по дешифрированию границ СЦТ на основе данных ДЗЗ высокого разрешения показал, что их форма в большинстве случаев стремится к кругу и в редких исключениях приближается к овальной. Результаты более детального дешифрирования позволили установить, что даже овальная форма структур чаще всего объясняется секущим наложением или примыканием нескольких отдельных СЦТ, которые исследователям не всегда удается визуальным образом выявить. Геоморфологически в форме круга обычно отмечаются СЦТ, выделяемые преимущественно по материалам

ДЗЗ, но более детальные полевые исследования – применение геофизических методов, геологического картирования, уже позволяют более точно выявить геометрические неоднородности границ в зависимости от типа структуры.

В.В. Соловьёв на основе установленной “четкой дискретности латеральных параметров структур” выделяет четыре основные масштабные группы СЦТ – мини- (километры), мезо- (десятки километров), макро- (первые сотни километров), мега- (многие сотни и тысячи километров) (Соловьёв, 1978). В масштабе исследуемой территории, с учетом высокого пространственного разрешения используемых данных ДЗЗ, нам удалось выявить СЦТ, входящие в первые две группы. Всего в пределах площади выявлено 1285 структур, при этом в большем количестве представлены структуры диаметром менее 10 км и площадью менее 80 км² (85%). Более крупные СЦТ развиты в меньшей степени и составляют 15% от общего количества структур (фиг. 7б). При статистическом анализе более 4000 СЦТ В.Н. Брюхановым с соавторами не обнаружено выделенных ранее В.В. Соловьёвым дискретных групп (Соловьёв, 1978). Установлено только плавное увеличение числа структур с уменьшением их диаметра (Брюханов и др., 1987), что наблюдается и в нашем случае.

Для обобщенного анализа пространственных взаимоотношений выявленных СЦТ и известных рудных объектов построена схема относительной удельной плотности всех металлических полезных ископаемых (месторождения, рудопроявления), известных в пределах территории, с указанием границ выделенных структур (фиг. 8). По своему смыслу, с точки зрения пространственного размещения рудных объектов, их относительная удельная пространственная плотность отражает количество месторождений и рудопроявлений на единицу площади и близка к понятию “экстенсивности” оруденения (Смирнов, 1944).

Установлено, что Балейское рудное поле (БРП – Au) локализовано вблизи области примыкания и сближения двух крупных СЦТ на юго-востоке и юго-западе (относительно рудного поля), а также нескольких меньших по размерам структур на севере и северо-западе. Необходимо отметить, что в рамках крупных СЦТ наблюдаются «вложенные» структуры более низких рангов, которые смещены к внешней границе и области локализации месторождений и рудопроявлений БРП. Это говорит либо о многократной тектоно-магматической активизации, то есть



Фиг. 7. (а) – схема структур центрального типа (СЦТ), выделенных по созданной цифровой модели рельефа для листа государственной геологической карты М-50 (показаны структуры более 10 км в диаметре): А–Б, В–Г – линии разрезов; (б) – гистограмма распределения интервалов диаметров всех выделенных СЦТ относительно их количества (15 классов).

полистадийном процессе формирования морфоструктур в данной области, либо об участии в процессе отложения рудной минерализации нескольких одновозрастных и пространственно

связанных, но расположенных на различных глубинах, магматических очагов, что, безусловно, в обоих случаях повлияло на отложение богатой рудной минерализации.

Стрельцовское рудное поле (СРП – U, Mo) локализовано вблизи развития двух крупных “вложенных” друг в друга СЦТ на северо-востоке, в пределах которых также развиты многочисленные более мелкие структуры, большая часть которых смещена к области пространственных максимумов рудных объектов. На северо-западе к рудному полю примыкает группа СЦТ более низких рангов. Такое пространственное размещение структур также позволяет говорить о полистадийности процесса отложения оруденения и участии нескольких связанных (дочерних) или не связанных друг с другом разновозрастных очагов.

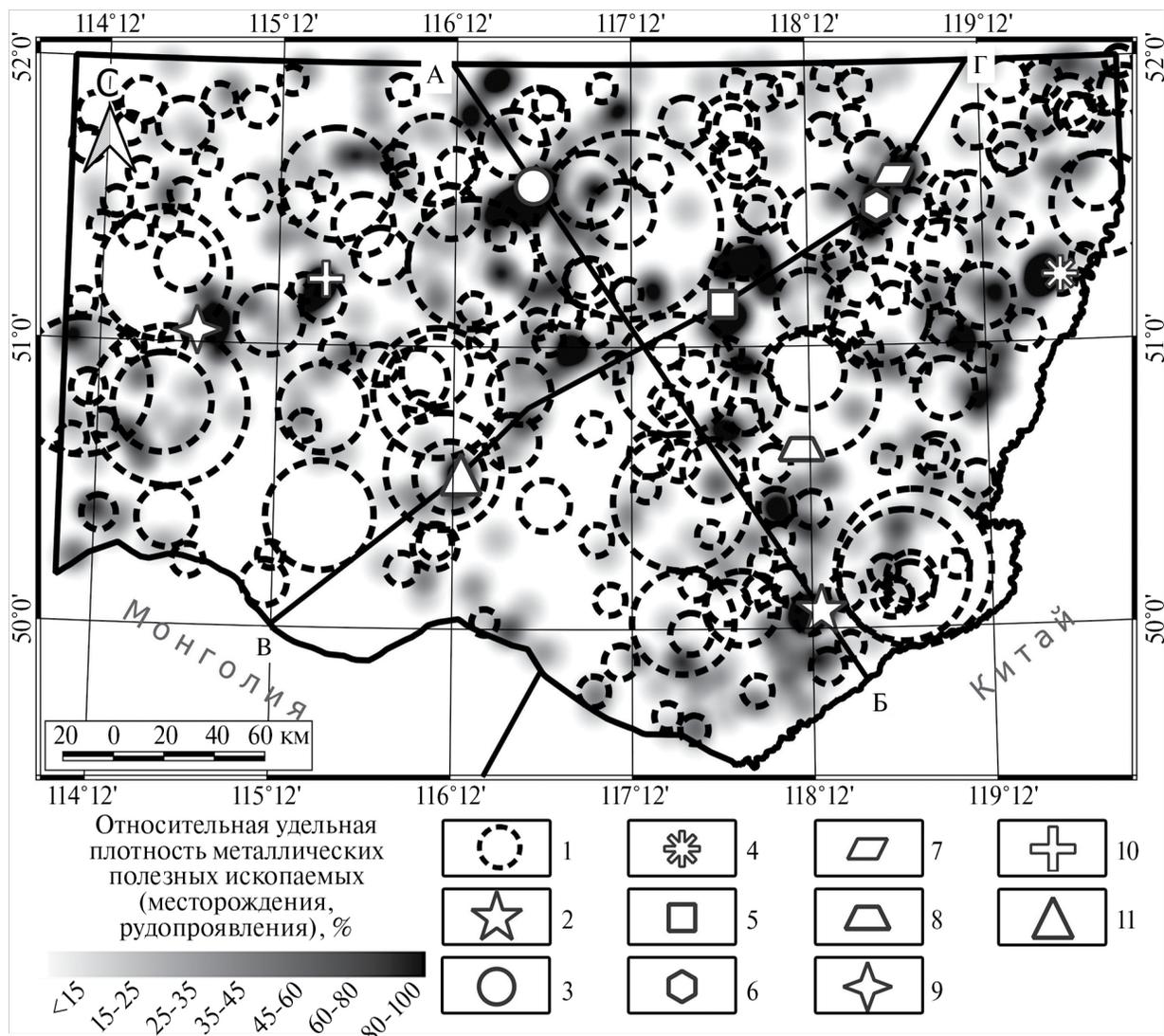
В качестве еще одного наглядного примера можно привести Орловское месторождение (Ta, Li), входящее в Орловско-Спокойнинский рудный узел, который приурочен к Хангилайскому плутону мезозойских гранитов, выраженному в рельефе в виде купольного поднятия (Государственная ..., 2010), выделенного нами в отдельную СЦТ. При этом богатое оруденение, наиболее вероятно, связано с сочетанием глубинных магматических очагов, выраженных в рельефе крупными СЦТ, примыкающими к рудному узлу с севера, востока и юга.

Необходимо отметить, что на фиг. 8, учитывая обширную площадь исследования, для наглядности, показаны только СЦТ более 10 км в поперечнике, при этом, имея в виду высокое пространственное разрешение исходных данных ДЗЗ, более мелкие структуры также выделялись и анализировались. Установлено, что все пространственные максимумы плотности оруденения сконцентрированы на периферии крупных СЦТ, а также вне их границ, но в непосредственной близости, особенно относительно областей интерференции и пространственного сближения, а также примыкания структур. При этом большинство известных рудных объектов приурочено к внутренним и близпериферическим областям более мелких структур (менее 10 км в поперечнике), в зависимости от степени развития каркаса секущих эти структуры, или развитых в границах структур, разрывных нарушений. Ярким подтверждением этого является СРП, где 19 U-Mo месторождений локализованы в пределах одноименной кальдеры на площади $\approx 140 \text{ км}^2$ в соответствии со специфическим каркасом разрывных нарушений (Ищукова и др., 1998; Ищукова и др., 2007). Кальдера отчетливо выражена в морфологии рельефа и выделена нами в качестве отдельной СЦТ с диаметром 13.2 км.

Почти все крупные рудные объекты региона демонстрируют подобную установленную зависимость. Исключением является БРП, которое, несмотря на локализацию в области сближения крупнейших СЦТ территории, не приурочено к более мелким морфоструктурам. При этом для золотого оруденения БРП прослеживается четкая пространственная связь с региональными разломами северо-восточного простирания, а также линейными структурами более низкого ранга северо-западной ориентировки (Симонов, Любалин, 1979), игравшими роль флюидопроводящих каналов, рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, создавая связь между предполагаемыми магматическими центрами, которые маркируются выделенными крупными СЦТ.

Следующей задачей являлось создание схем относительной удельной плотности известных рудных объектов по типу минерализации с указанием выделенных СЦТ для пространственного анализа с целью выявления связи структур с рудообразующими системами определенных типов. Установлено, что золоторудные объекты локализованы преимущественно в северной (БРП и многочисленные рудопроявления) и северо-восточной частях территории (фиг. 9а); урановорудные большей частью – на юго-востоке (СРП и многочисленные рудопроявления) (фиг. 9б); свинцово-цинковые объекты, крупнейшим из которых является месторождение Нойон-Тологой, а также крупные месторождения комплексных руд (Ново-Широкинское, Бугдаинское) располагаются в восточной части (фиг. 9в); максимумы пространственной плотности меди связаны в основном с небольшими рудопроявлениями, порфиоровыми и комплексными месторождениями (Ново-Широкинское, Бугдаинское, Быстринское), известными на исследуемой площади (фиг. 9г); сурьма, олово и вольфрам известны повсеместно в пределах территории и локализованы в качестве отдельных рудопроявлений и небольших месторождений (фиг. 9д–ж); молибден в основном связан с небольшими рудопроявлениями, является сопутным компонентом при извлечении из руд СРП, а также добывался на крупном Шахтаминском месторождении, которое выражено самым большим максимумом пространственной плотности в север-северо-восточной части территории (см. фиг. 9з).

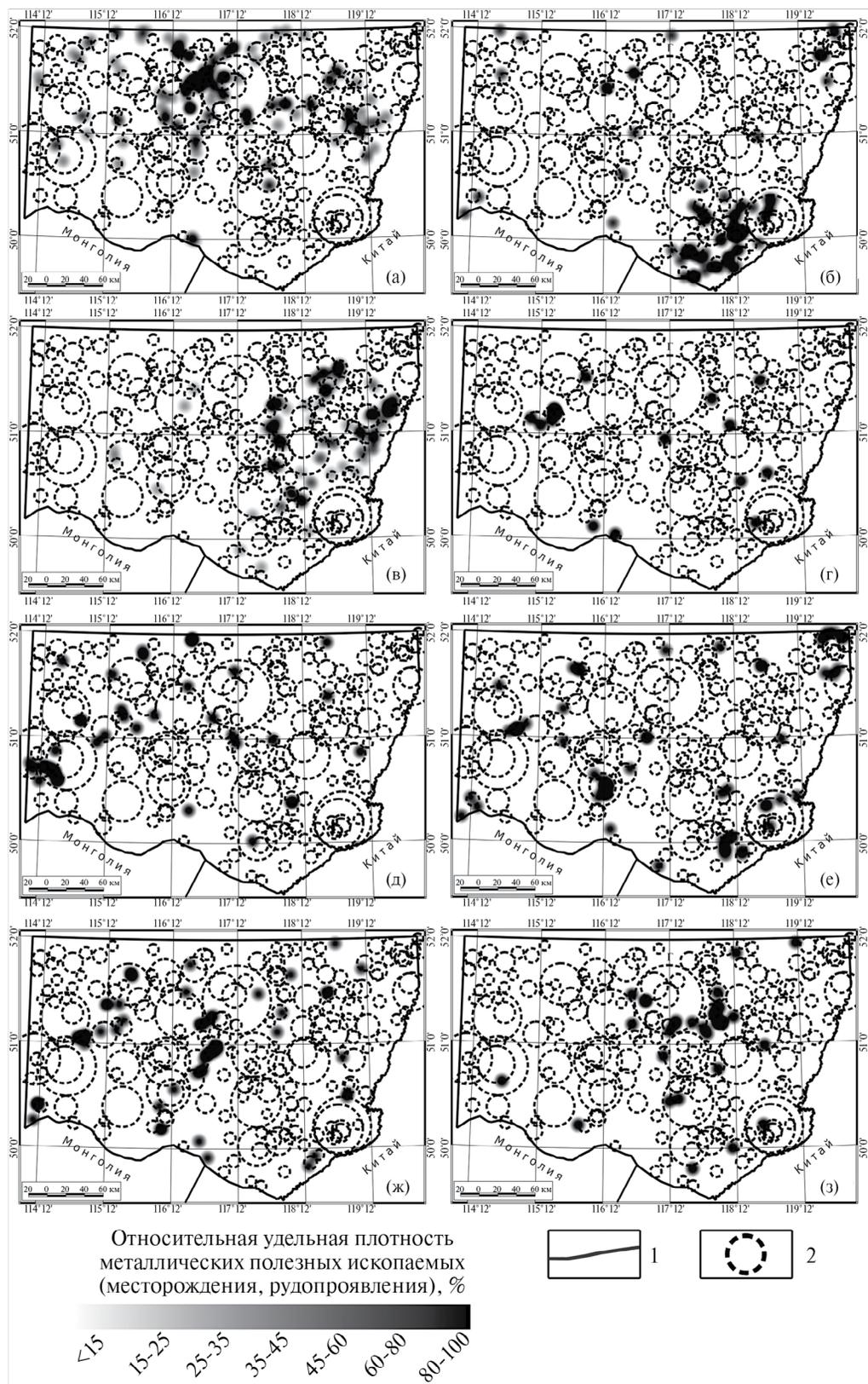
Данные схемы позволили ранжировать выявленные СЦТ по предполагаемому источнику (очагу) в связи с формированием определенного типа полезного ископаемого. Например, самая



Фиг. 8. Схема локализации выявленных морфоструктур центрального типа (более 10 км в диаметре) относительно максимумов удельной плотности металлических полезных ископаемых (месторождения, рудопроявления): А–Б, В–Г – линии разрезов; 1 – морфоструктуры центрального типа; крупнейшие рудные поля и месторождения (вне масштаба): 2 – Стрельцовское рудное поле (19 месторождений – U, Mo), 3 – Балейское рудное поле (Балейское и Тасеевское месторождения – Au), 4 – Березовское месторождение (Fe), 5 – Бугдаинское месторождение (Mo, Pb, Au, Ag), 6 – Быстринское месторождение (Au, Ag, Cu, Fe), 7 – Ново-Широкинское месторождение (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Cd, Sb, Bi), 8 – Месторождение Нойон-Тологой (Zn, Pb, Au, Ag, Sb, Cd, S), 9 – Орловское месторождение (Ta, Li), 10 – Урнайское месторождение (Bi, Au), 11 – Шерловогорское месторождение (Sn, Zn, Pb, Be, Ag, In, Sc).

крупная выделенная нами структура с диаметром 73.4 км, расположенная в северной части рассматриваемой территории, вероятно, маркирует глубинный очаг, связанный с отложением золотой, свинцово-цинковой, медной, сурьмяной, оловянной и молибденовой минерализации. При дальнейшем анализе в зависимости от развития дочерних СЦТ или наложения более поздних структур ниже рангом, являющихся отражением менее глубинных очагов, появляется возможность более точной локализации

рудообразующих систем, связанных с определенным типом минерализации. Исходя из этого, как уже отмечалось выше, золотое оруденение относительно рассмотренной структуры локализуется в северо-западной части, вероятно, вследствие сближения и примыкания других СЦТ. Свинцово-цинковая и медная минерализация развиты исключительно в северо-восточной части также в областях сближения и примыкания к данной структуре СЦТ более низких рангов. Сурьма, олово и вольфрам локализуются



Фиг. 9. Схемы локализации выявленных морфоструктур центрального типа (более 10 км в диаметре) относительно максимумов удельной плотности металлических полезных ископаемых (месторождения, рудопроявления) – вне масштаба по главному рудному элементу: 1 – граница листа карты М-50; 2 – морфоструктуры центрального типа; (а) – золото; (б) – уран; (в) – свинец-цинк; (г) – медь; (д) – сурьма; (е) – олово; (ж) – вольфрам; (з) – молибден.

преимущественно в южной части в местах пересечения внешних кольцевых разломов данной структуры с кольцевыми разломами структур низких рангов. При этом рудопоявления сурьмы присутствуют и во внутренней части структур, но они также приурочены к области интерференции трех “вложенных” в данную СЦТ структур. Молибденовая минерализация проявлена в западной, южной и, особенно интенсивно, в восточных областях относительно структуры, что также может быть объяснено приуроченностью к периферическим частям вложенных или пересекающих данную структуру СЦТ. Восточнее рассматриваемой структуры, в районе Шахтаминского месторождения, распределение молибдена связано с примыканием и небольшим по площади наложением одноранговых СЦТ, формирующих линейную цепочку.

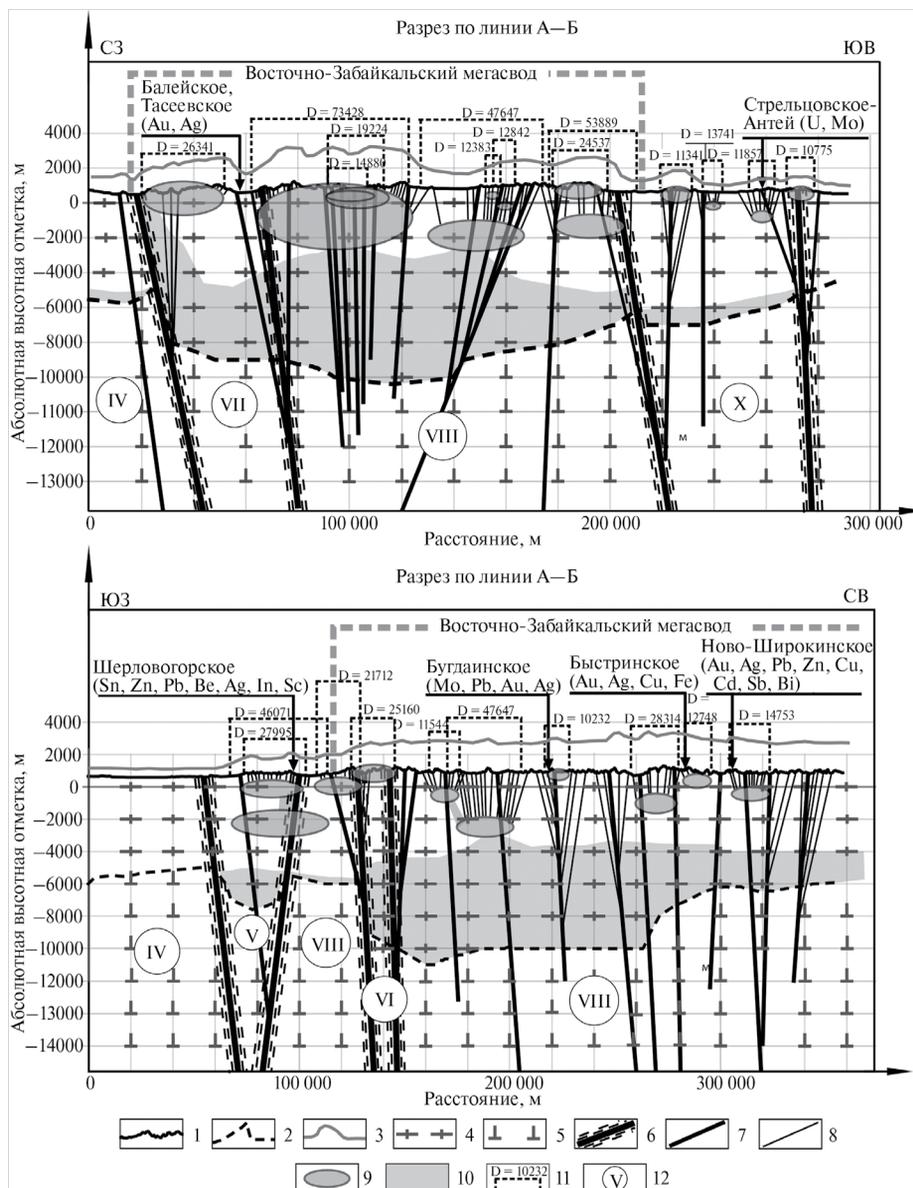
Для реконструкции глубины локализации предполагаемых очагов, их пространственных отношений, а также установления связи с линейными тектоническими структурами и рудными объектами, восстановления уровня эрозионного среза через всю рассматриваемую территорию строились модельные разрезы по линиям, ориентированным с северо-запада на юго-восток – вкрест простирания линейных глубинных структур северо-восточного простирания и крупных хребтов, а также с юго-запада на северо-восток – субпараллельно глубинным разломам и осевым линиям хребтов первого порядка (фиг. 10). Линии разрезов проходят через крупнейшие рудные объекты территории и показаны на фиг. 7 и 8.

При создании модельных разрезов на начальном этапе с использованием ЦМР отстраивалась современная поверхность. На основе изолиний, полученных в результате интерпретации глубинных геофизических данных (Духовский и др., 2000; Методическое пособие ..., 2005), восстанавливалась подошва гнейсо-гранитового “слоя” с фиксацией разломов фундамента и установленных границ Восточно-Забайкальского арал-плутона (см. фиг. 3), с процессами остывания и неоднократной гранитизации которого исследователи связывают формирование в рельефе площади Восточно-Забайкальского мегасвода (Томсон и др., 1974; Афанасов и др., 2007). Кроме того, с тектонической карты на разрезы выносились разломы различных рангов, в том числе глубинные разломы, разделяющие территорию на блоки (см. фиг. 1, 2). Также отмечались границы выделенных СЦТ с указанием диаметра структуры и позиции крупнейших рудных объектов. На основе примененных предшественниками

методов определения глубины эрозионного среза крупнейших рудных полей и месторождений Дальнего Востока (Модников, Скворцова, 1974; Рундквист, Неженский, 1975; Кушнарев, 1982; Казанский, 1986; Ван-Ван-Е, 2001) проведена реконструкция палеоповерхности исследуемой территории на период позднемезозойской ТМА. Полученная обобщенная поверхность также вынесена на модельные разрезы.

Далее с использованием границ морфоструктур, геологической карты (Государственная ..., 2010) и восстановленной палеоповерхности решался вопрос реконструкции глубины локализации магматических очагов, связанных с выявленными СЦТ. По результатам исследований предшественников установлена линейная корреляция между шириной структуры и глубиной ее заложения (Соловьев, 1978; Ежов, Худяков, 1984) – чем больше диаметр, тем глубже локализован предполагаемый очаг. Полевые наблюдения часто свидетельствуют о том, что угол падения кольцевых сбросов, как правило, 90° – 75° (Соловьев, 1978). Однако Д.В. Гуревич справедливо отмечает возможность существования “уступов и перегибов”, вследствие чего среднее значение угла падения определяет близким к 53° (Гуревич, 2009). При этом проведенные многочисленные лабораторные эксперименты по моделированию процесса формирования кальдеры, с учетом структурной эволюции верхних частей и декомпрессии магматической камеры, позволили поэтапно отследить развитие кольцевых трещин, разломов и показали, что в самых приповерхностных частях в случае полного коллапса действительно формируется система ступенчатых сбросов со средним углом падения 30° – 50° , но при переходе к более глубинным уровням, приближающимся к магматическому очагу, кольцевые разломы сливаются в единую структуру с углом падения близким к 90° (Лучицкий, Бондаренко, 1974; Komuro, 1987; Marti et al., 1994; Lipman, 1997; Roche et al., 2000; Accella et al., 2000, 2001; Roche and Druitt, 2001; Walter and Troll, 2001; Kennedy et al., 2004; Lavalleye et al., 2004; Geyer et al., 2006; Marti et al., 2008).

Важно отметить, что высокая детальность исходных данных ДЗЗ, высокое пространственное разрешение созданной ЦМР и площадь, ограниченная листом ГГК масштаба 1 : 000000, позволили нам выделить СЦТ исключительно в рангах от мини- (километры) до мезоструктур (десятки километров) (по В.В. Соловьеву). Данные морфоструктуры характеризуются относительно небольшим глубинным положением магматических



Фиг. 10. Обобщенные схематические разрезы по линиям А—Б и В—Г (см. фиг. 8, 9) с реконструкцией положения предполагаемых магматических очагов относительно выделенных границ морфоструктур центрального типа и положения крупных рудных полей и месторождений: 1 – рельеф земной поверхности; 2 – подошва гнейсо-гранитного комплекса (слоя); 3 – реконструированная обобщенная поверхность палеорельефа на период мезозойской тектономагматической активизации; 4 – гнейсо-гранитный комплекс (слоя); 5 – гнейсо-диоритовый комплекс (слоя); 6 – глубинные разломы, разделяющие крупные тектонические блоки; 7 – глубинные разломы; 8 – разломы в чехле, оперяющие и кольцевые трещины; 9 – предполагаемые магматические очаги; 10 – Восточно-Забайкальский ареал-плутон; 11 – выявленные границы морфоструктур центрального типа и их диаметр в метрах; 12 – номера крупных тектонических блоков (см. фиг. 2): IV – Ононский террейн, V – Уртуйский террейн, VI – Борзинский террейн, VII – Борщовочный блок, VIII – Газимурский блок, X – Заурулюнгуийский (Урулюнгуийский) блок.

очагов, активность которых приводила к формированию локальных морфоструктур. Также при расчетах учитывался уровень эрозионного среза и геологическое строение территории (см. фиг. 2). Например, если границы СЦТ совпадают с положением преимущественно палеозой-мезозойских

гранитоидов, то считается, что вулканоплутоническая система вскрыта эрозионным срезом на уровне интрузии (магматического очага). При фиксации вулканогенно-осадочных отложений и наличии кольцевой (отрицательной) морфоструктуры она интерпретировалась как кальдера.

В этом случае на основе расчета углов падения кольцевых трещин и разломов реконструировалось положение очага. В случае наличия признаков купольно-кольцевых СЦТ или мультиринговых структур реконструировался комплекс очагов, часть из которых вскрыта эрозивным срезом, а часть находится на глубине. Учитывая вышесказанное, реконструированы глубинное положение и латеральная протяженность предполагаемых магматических очагов.

Из представленных разрезов видно, что известные крупные рудные объекты приурочены преимущественно к периферии малых локальных СЦТ, к их кольцевым разломам и трещинам, сформированным над магматическим очагом, который находится глубже современной дневной поверхности. Балейское рудное поле, как было обозначено выше, является единственным исключением и приурочено к крупным разломам северо-восточного простирания граничной зоны Борщовочного и Газимурского блоков Аргунского террейна, но находится вблизи и в вероятной зоне влияния самой крупной из выявленных на территории СЦТ.

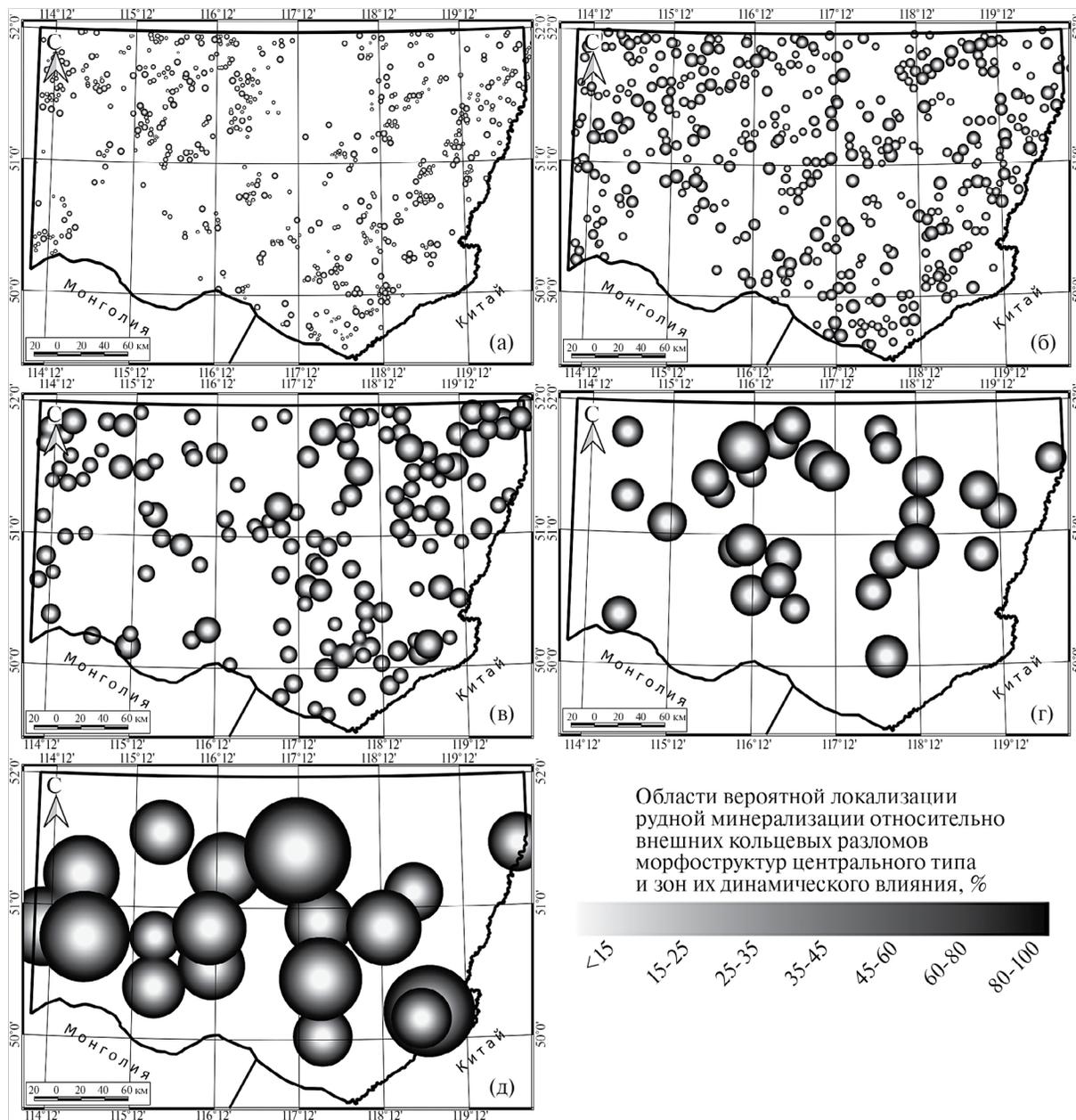
Важно отметить, что СЦТ и связанные с ними реконструированные магматические очаги во всех случаях демонстрируют тесную пространственную связь с заверенными ранее глубинными разломами, которые, вероятно, играли роль магмоподводящих каналов. Кроме того, СЦТ фиксируются нами в основном над областью влияния выделенного Восточно-Забайкальского ареал-плутона, который, подвергаясь процессам неоднократной гранитизации и переплавления (Томсон и др., 1974; Государственная ..., 2010), мог выступать в качестве глубинного “материнского” магматического очага для всех выявленных нами локальных очагов.

Наилучшей демонстрацией полученных результатов пространственного анализа и интерпретации выявленных СЦТ в контексте развития рудообразующих систем является создание вековой прогнозно-поисковой модели территории листа ГК М-50, демонстрирующей вероятные области локализации рудной минерализации относительно выявленных морфоструктур. Для ее создания в ГИС-среде прежде всего необходимо выделить, обосновать и определенным образом визуализировать пространственные критерии, провести их нормирование, определить вес каждого критерия и установить аппроксимирующую функцию.

С помощью ГИС-технологий и пространственного анализа появляется уникальная возможность учета выявленных В.В. Соловьевым и другими исследователями наиболее благоприятных условий и областей для локализации рудного вещества относительно структурных элементов СЦТ. Одним из главнейших критериев является преимущественная приуроченность рудных объектов к внешним кольцевым разломам морфоструктур (Соловьев, 1978). Также определялась зона динамического влияния внешних кольцевых разломов, которая, наиболее вероятно, находится в линейной зависимости от параметров рассматриваемой структуры – чем больше диаметр, тем шире зона влияния. Для этого проведено ранжирование всех выделенных структур на пять классов, количество которых подбиралось эмпирически. При этом, учитывая факт, что пространственное наложение СЦТ одного класса может быть связано с различными процессами, разнесенными во времени, каждая структура рассматривается нами как отдельный объект. Таким образом, созданы схемы, отражающие вероятность локализации рудной минерализации относительно внешних кольцевых разломов СЦТ (фиг. 11).

Кроме того, очевидно, что сгущение линейных и кольцевых разломов, узлы их пересечения, неоднократная интерференция структурных форм – все это показатели сильной деформированности геологической среды, а значит, и проницаемости литосферы для потенциально металлоносных растворов. Таким образом, в ГИС-среде выделены и визуализированы в виде схем все другие пространственные критерии наиболее перспективных зон локализации рудной минерализации относительно элементов СЦТ. К ним относится относительная удельная пространственная плотность кольцевых разломов, под которой подразумевается количество структур на единицу площади. Эмпирически, учитывая высокое пространственное разрешение исходных данных ДЗЗ, на основе серии тестов установлены оптимальные расчетные параметры для создания схемы плотности кольцевых разломов – радиус поиска 3000 м и размер пикселя 100 м (фиг. 12а).

Важно отметить, что схема плотности кольцевых разломов СЦТ отражает преимущественно области, где сближение структур достигает максимума, при этом игнорируются одиночные, удаленные от других, пересечения, которые при пространственном совпадении нескольких иных критериев могут представлять перспективные

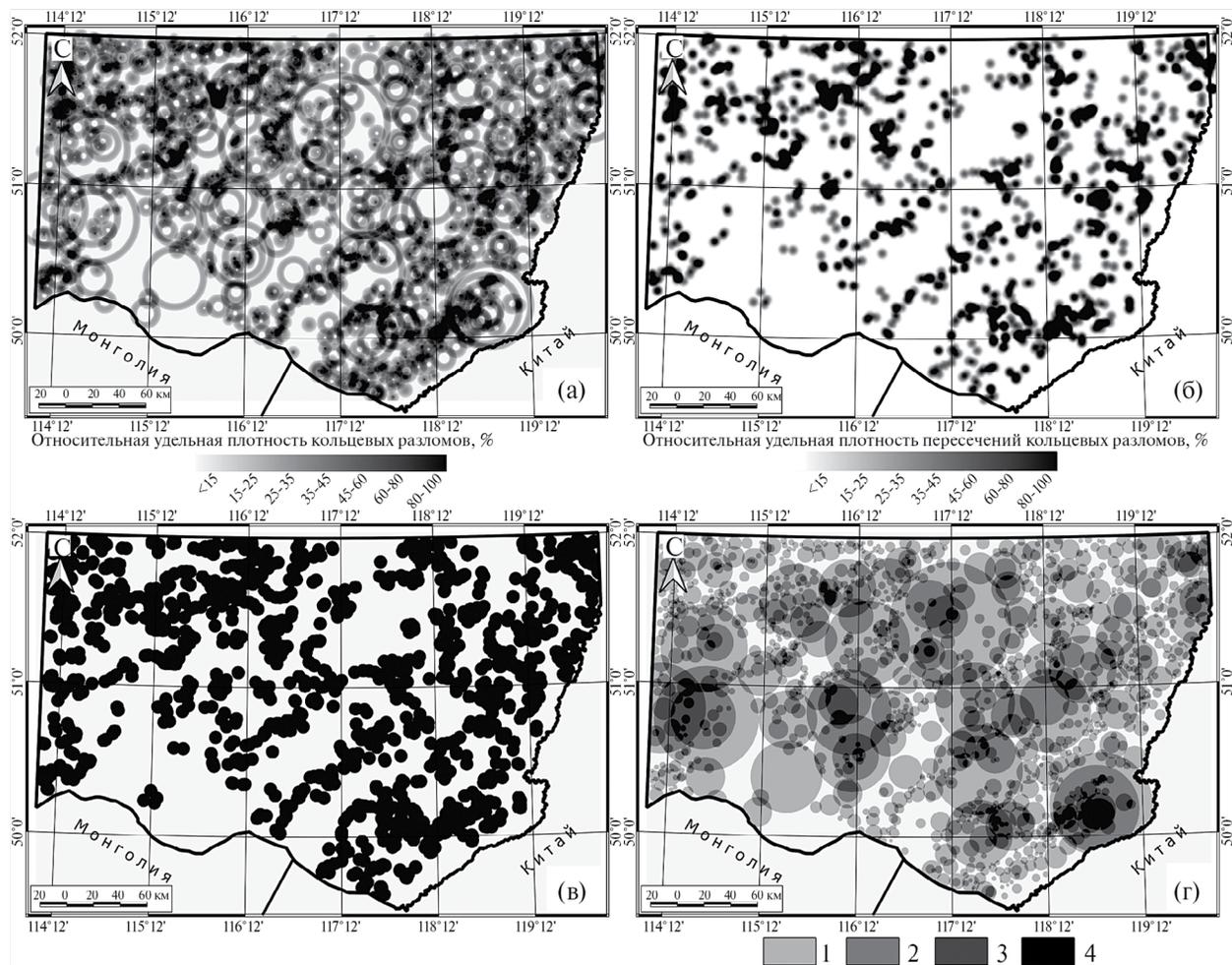


Фиг. 11. Визуализация перспективных областей локализации рудной минерализации во внешних кольцевых разломах структур центрального типа разных рангов в зависимости от диаметра, с учетом зоны динамического влияния: (а) – до 5 000 м, (б) – 5 000–10 000 м, (в) – 10 000–20 000 м, (г) – 20 000–35 000 м, (д) – более 35 000 м.

области на итоговой прогнозно-поисковой модели. В связи с этим необходимо учесть все области пересечения кольцевых разломов. Для этого созданы: схема относительных удельных плотностей пересечений кольцевых разломов, отражающая количество пересечений на единицу площади (фиг. 12б), и схема всех областей пересечения кольцевых разломов (фиг. 12в), выраженных в виде буферов с диаметром 10 км (с учетом

размеров исследуемой территории и вероятных областей развития минеральных систем).

СЦТ представляют собой площадные объекты, характеризующиеся не только внешними кольцевыми разломами (границами), но площадью развития. Поэтому необходимо учесть возможную пространственную связь различных структур друг с другом или интерференцию (наложение). Для этого каждый выделенный нами



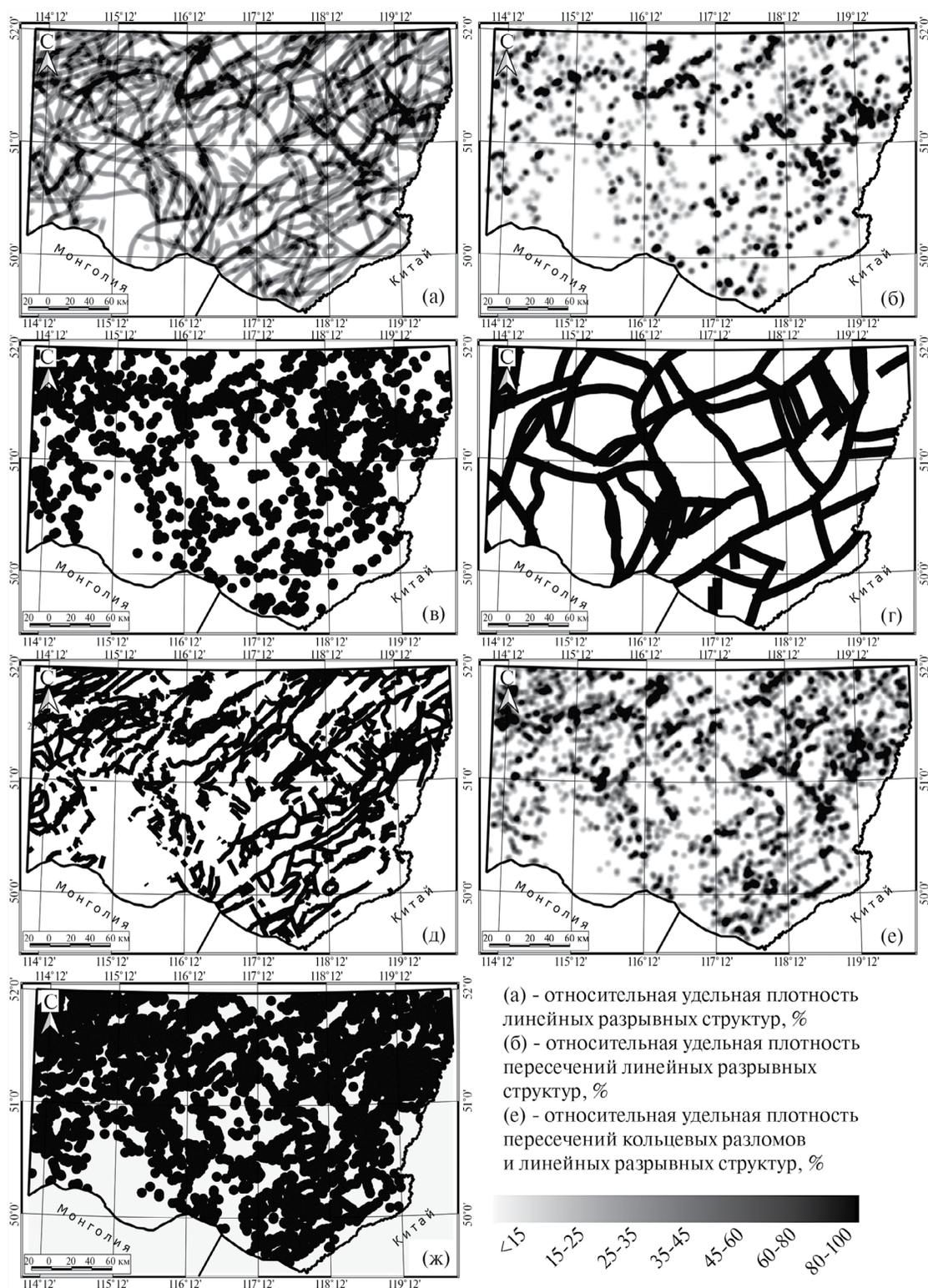
Фиг. 12. Пространственные критерии наиболее перспективных зон локализации оруденения относительно структур центрального типа: (а) — схема относительной удельной плотности кольцевых разломов; (б) — относительная удельная плотность пересечений кольцевых разломов; (в) — области пересечения кольцевых разломов (вероятные рудные узлы); (г) — области интерференции (пространственного наложения) структур центрального типа: 1 — единичные структуры, 2 — наложение двух структур, 3 — наложение трех структур, 4 — наложение четырех и более структур.

объект СЦТ рассматривался отдельно и анализировалось его положение относительно других структур. В итоге создана схема областей интерференции различных СЦТ, которые разбиты на 4 класса — развитие одной структуры, наложение двух структур, наложение трех структур, наложение четырех и более структур (фиг. 12г).

Как показано ранее на основе модельных разрезов (см. фиг. 10), развитие СЦТ происходит в непосредственной пространственной связи с крупными глубинными и оперяющими их разломами, которые, наиболее вероятно, играли роль магмоподводящих каналов, создавая связь материнских и дочерних, менее глубинных, очагов. Соответственно, при создании прогнозно-поисковой модели нами предпринята попытка

учета также структурно-пространственных критериев, благоприятных для локализации рудной минерализации и связанных не только с развитием СЦТ, но и с линейными структурами. Аналогично кольцевым разломам создавались: схема относительной удельной плотности всех заверенных на площади разрывных структур (фиг. 13а), отражающая количество структур на единицу площади (радиус поиска 3000 м, размер пиксела 100 м); схема относительной удельной плотности пересечений разрывных структур (количество пересечений на единицу площади) (фиг. 13б); схема всех областей пересечения разрывных структур с радиусом буфера 10 км (фиг. 13в).

Отдельно необходимо отметить, что разрывные структуры, в отличие от СЦТ, формирование



Фиг. 13. Пространственные критерии наиболее перспективных зон локализации оруденения относительно разломов и структур центрального типа: (а) – схема относительной удельной плотности разрывных структур; (б) – относительная удельная плотность пересечений разрывных структур; (в) – области пересечения разрывных структур; (г) – области зон динамического влияния глубинных разломов; (д) – области зон динамического влияния разломов в верхнем структурном этаже; (е) – относительная удельная плотность пересечения разрывных структур и кольцевых разломов структур центрального типа; (ж) – области пересечения разрывных структур и кольцевых разломов структур центрального типа.

которых связывают преимущественно с вертикальными движениями, характеризуются сдвиговыми перемещениями блоков, окруженными зонами интенсивных деформаций, выраженных плотностью оперяющих разрыв трещин, снижающейся по экспоненциальному закону по мере удаления от магистрального разрыва (Рац, Чернышев, 1970; Wilson et al., 2003; Faulkner et al., 2006, 2011, 2018). Подобные зоны выделены и детально описаны в серии статей и в монографиях (Шерман и др., 1983; Шерман, 2014) и названы зонами “динамического влияния разломов”. Данные зоны также являются наиболее перспективными на обнаружение рудной минерализации, и нами предпринята попытка их визуализации для дальнейшего учета в создаваемой прогнозно-поисковой модели. Для вычисления средней ширины зоны динамического влияния определенных линейных структур использовались подходы, предложенные Ю.Л. Ребецким с соавторами (Ребецкий и др., 2017). При этом учтен факт, что глубинные разломы характеризуются более мощной зоной динамического влияния по сравнению с разломами, развитыми в верхнем структурном этаже (фиг. 13г, д).

Помимо прочего, в качестве перспективных участков локализации рудной минерализации рассматривались области пересечения кольцевых разломов СЦТ и линейных разрывных нарушений, для которых также создавались схема относительной удельной плотности (фиг. 13е) и схема всех областей пересечения (фиг. 13ж).

Для создания весовой прогнозно-поисковой модели территории юго-восточного Забайкалья все выделенные критерии в связи с развитием СЦТ и разрывных нарушений обоснованы и представлены в виде схем (растров), отражающих градуированной цветовой маркировкой пикселей области проявления критерия от наименее до наиболее значимых. Для каждого критерия проводилось определение функции принадлежности, которая описывает степень принадлежности каждого значения переменной к данной категории. Функция принадлежности определялась в ГИС на основе нечеткой логики (линейная принадлежность) и характеризовала интервалы значений параметров каждого критерия от 0 до 1. Изначально количественные значения критериев находились в различных интервалах, отличающихся друг от друга иногда на порядки. Соответственно, функция принадлежности позволила провести “нормирование” полученных значений и осуществить их корректное сравнение друг с другом. На основе результатов исследований

предшественников, экспертной оценки, сравнения с эталонными рудными объектами, литературных и статистических данных для каждого критерия определялись весовые коэффициенты. Весовые коэффициенты использовались для учета важности каждого критерия при оценке вероятности наличия рудных объектов (табл. 1).

В результате нормирования выявленных структурных критериев, с использованием определенных весовых коэффициентов, в зависимости от развития различных типов структур, созданы три весовые прогнозно-поисковые модели – в связи с развитием СЦТ (фиг. 14а), в связи с развитием разрывных нарушений (фиг. 14б) и комплексная (фиг. 14в).

Точность каждой модели определялась на основе эталонных рудных объектов – месторождений и рудопроявлений, известных в пределах площади. Расчетная точность модели локализации рудной минерализации относительно развития СЦТ составила 78%, модели в связи с развитием разрывных нарушений – 64% и комплексной модели – 89%. Необходимо отметить, что для весовых прогнозно-поисковых моделей точность более 70% считается достаточно хорошим результатом (Porwal et al., 2010; Shahi, Rouhani, 2014). Низкую точность модели в связи с развитием разрывных нарушений можно объяснить отсутствием информации об оперяющих крупные разрывы трещинах, которые часто являются рудовмещающими, а также низкой степенью достоверности картирования и отображения структур на мелкомасштабной карте, которая была использована в качестве основы. Исследования разрывных структур для более комплексного анализа нуждаются в тектонофизической и геодинамической интерпретации. Для получения данной информации необходимо провести дополнительный комплекс структурно-геоморфологических исследований, включая формализованный линейментный анализ, структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим, тектонодинамический анализ и анализ напряженно-деформированного состояния пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

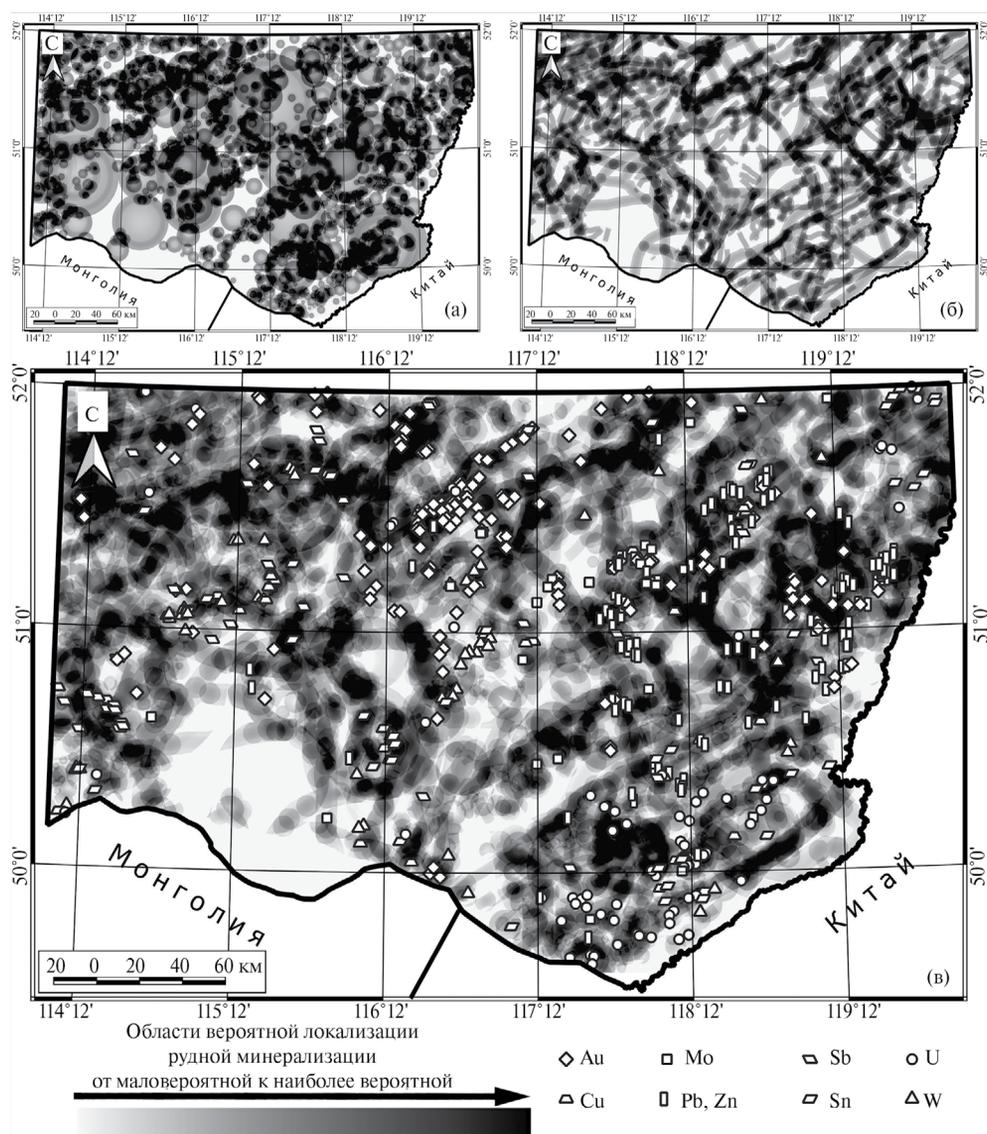
В данном исследовании представлен оригинальный авторский подход к дешифрированию и интерпретации СЦТ на основе применения современных ГИС-технологий и анализа данных ДЗЗ в контексте выявления рудообразующих систем. Проведенная работа является частью проекта по созданию, на основе современных методов

Таблица 1. Весовые прогнозно-поисковые критерии для территории юго-восточного Забайкалья в связи с развитием СЦТ и разрывных структур

№	Обозначение	Критерий	Пояснение	Коэффициент веса
В связи с развитием СЦТ – X				
1	X ₁	Максимумы вероятности локализации рудной минерализации относительно внешних кольцевых разломов СЦТ, с учетом зоны их динамического влияния (см. фиг. 11)	Отражают области наиболее вероятной локализации рудной минерализации от центра к периферии СЦТ с учетом зоны динамического влияния внешних кольцевых разломов, которая находится в линейной зависимости от параметров рассматриваемой структуры	1
2	X ₂	Максимумы относительной удельной плотности кольцевых разломов СЦТ (см. фиг. 12а)	Отражают области с наибольшим сгущением (сближением) кольцевых разломов и маркируют наиболее деформированные и проницаемые зоны	0.8
3	X ₃	Максимумы относительной удельной плотности пересечений кольцевых разломов друг с другом (см. фиг. 12б)	Отражают количество пересечений кольцевых разломов на единицу площади и маркируют наиболее сближенные структурные узлы	0.4
4	X ₄	Области пересечения кольцевых разломов друг с другом (см. фиг. 12в)	Отражают все области пересечения кольцевых разломов и маркируют все структурные узлы	0.4
5	X ₅	Области интерференции (пространственного наложения) СЦТ различных рангов (см. фиг. 12г)	Отражают количество наложений СЦТ и маркируют участки сильной раздробленности и проницаемости литосферы для потенциально рудоносных растворов. Кроме того, указывают на связь материнских (глубинных) и дочерних, менее глубинных, очагов	0.8
В связи с развитием разрывных нарушений – Y				
6	Y ₁	Максимумы относительной удельной плотности разрывных нарушений (см. фиг. 13а)	Отражают области скопления разрывных структур, их сближений, сочленений и маркируют структурно деформированные зоны, представляющие собой участки пересечения (сочленения) нескольких различно ориентированных тектонических нарушений	0.8
7	Y ₂	Максимумы относительной удельной плотности пересечений разрывных нарушений друг с другом (см. фиг. 13б)	Отражают наибольшее количество пересечений разломов на единицу площади и маркируют наиболее деформированные зоны и сближенные структурные узлы	0.4
8	Y ₃	Области пересечения разрывных нарушений друг с другом (см. фиг. 13в)	Отражают все области пересечения разрывных нарушений и маркируют структурные узлы	0.4
9	Y ₄	Зона динамического влияния глубинных разрывных нарушений (см. фиг. 13г)	Отражают зоны интенсивных деформаций вокруг разрывной структуры, выраженные плотностью оперяющих разрыв трещин, снижающейся по экспоненциальному закону по мере удаления от магистрального разрыва. Зона динамического влияния является наиболее перспективной областью для локализации рудной минерализации	0.8
10	Y ₅	Зона динамического влияния разрывных нарушений в верхнем структурном этаже (см. фиг. 13д)	Отражают зоны интенсивных деформаций вокруг разрывной структуры, выраженные плотностью оперяющих разрыв трещин, снижающейся по экспоненциальному закону по мере удаления от магистрального разрыва. Зона динамического влияния является наиболее перспективной областью для локализации рудной минерализации. Отличается от Y ₄ меньшей шириной	0.6

Таблица 1. Окончание

№	Обозначение	Критерий	Пояснение	Коэффициент веса
В связи с развитием СЦТ и разрывных нарушений – ХУ				
11	ХУ ₁	Максимумы относительной удельной плотности пересечений кольцевых разломов и разрывных нарушений (см. фиг. 13е)	Отражают количество пересечений кольцевых разломов и разрывных нарушений на единицу площади и маркируют наиболее сближенные структурные узлы	0.5
12	ХУ ₂	Области пересечения кольцевых разломов и разрывных нарушений (см. фиг. 13ж)	Отражают все области пересечений кольцевых разломов и разрывных нарушений, маркирующие структурные узлы	0.5



Фиг. 14. Региональные весовые структурные прогнозно-поисковые модели территории юго-восточного Забайкалья: (а) – модель с учетом структурных критериев в связи с развитием структур центрального типа; (б) – модель с учетом структурных критериев в связи с развитием разрывных структур; (в) – комплексная модель с учетом структурных критериев в связи с развитием структур центрального типа и разрывных структур с указанием положения и металлогенической специализации известных рудных объектов.

дистанционного анализа и нейросетевых технологий, комплексной прогнозно-поисковой модели для территории юго-восточного Забайкалья с целью формирования научно-обоснованных рекомендаций к постановке поисково-оценочных работ, расширению минерально-сырьевой базы Российской Федерации в целом и Забайкальского края в частности. Полученные результаты демонстрируют широкие возможности структурно-пространственного анализа, особенно в связи с дешифрированием СЦТ, с точки зрения решения фундаментальных и практических задач в области выявления источников, путей миграции и областей локализации рудного вещества, а также прогноза полезных ископаемых различных геолого-промышленных (геолого-генетических) типов.

Часто при проведении структурно-геоморфологического анализа, дешифрирования космоснимков и цифровых моделей рельефа не уделяется должного внимания СЦТ — если их выделяют, то практически отсутствует какая-либо пространственная интерпретация в контексте геологического строения и истории развития региона, связи данных структур с полезными ископаемыми. При этом, как показано в данной статье, СЦТ в областях с активным палеовулканизмом играют важную роль в локализации оруденения и должны быть учтены при металлогеническом анализе территории. По мнению Д.В. Гуревича, одним из факторов, “отпугивающих” исследователей от выделения СЦТ, является “боязнь простых форм” (Гуревич, 2009). Действительно, опыт авторов по дешифрированию СЦТ говорит о том, что большинство из них стремятся к форме круга, что, безусловно, требует объяснения, которое может быть дано только в связи с геологическим строением территории. Повторимся, что СЦТ в форме круга или сегментов окружности выделяются исключительно по материалам ДЗЗ и в чем-то упрощаются для проведения предварительных региональных исследований. Более детальные полевые и геофизические изыскания позволяют выявить локальные неоднородности границ и точно определить тип рассматриваемой структуры.

Во многих дистанционных структурных исследованиях до сих пор считается, что СЦТ достаточно редкие структуры. Безусловно, формирование подобных структур напрямую зависит от общей истории геологического развития — наибольшие шансы обнаружения структур в связи с развитием вулканоплутонических комплексов приходится на территории с палеовулканизмом

и прошедшими процессами тектономагматической активизации. Причем, чем моложе сам процесс, тем больше вероятность обнаружить большее количество перспективных в связи с локализацией полезных ископаемых СЦТ, в меньшей степени затронутых эрозионным срезом. Данный факт обязательно должен быть учтен при постановке цели и задач дистанционного структурного исследования. Кроме того, результат дешифрирования СЦТ во многом зависит от пространственного разрешения используемых материалов. Как было показано в данной статье, большее пространственное разрешение позволяет выделять более локальные, небольшие в поперечнике, структуры. Также часто исследователям достаточно сложно провести интерпретацию данных структур. В этом плане современные средства и инструменты ГИС, а также детальные данные ДЗЗ, позволяют эту задачу решить с использованием многочисленных подходов с привлечением математического аппарата и методов пространственного анализа.

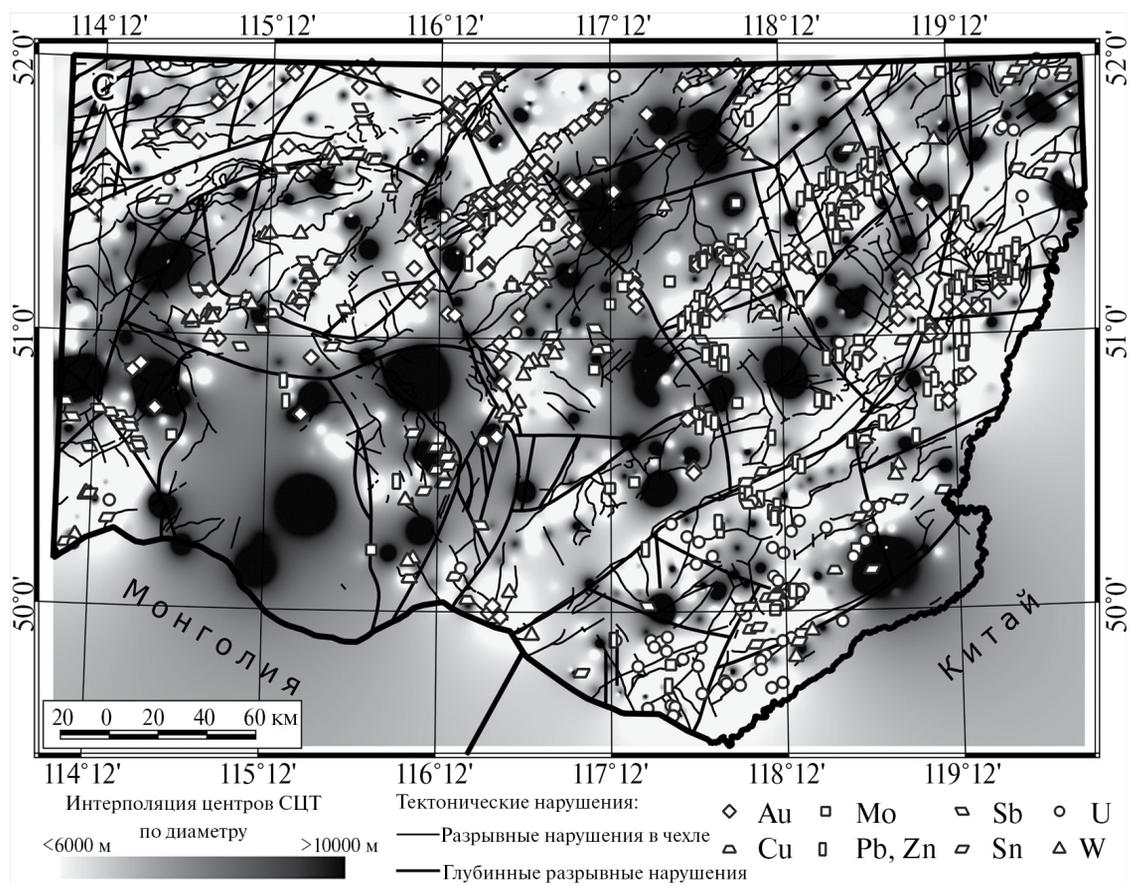
Для территории юго-восточного Забайкалья, учитывая процессы позднемезозойской тектономагматической активизации, с которой связаны почти все металлические полезные ископаемые региона, выделение и интерпретация СЦТ является крайне актуальной задачей. Ранее для данной площади уже проводились попытки выделения СЦТ (Томсон и др., 1974; Афанасов и др., 2007; Головин и др., 2008), но все они сводились к картированию крупной структуры — Восточно-Забайкальского мегасвода, формирование которого связывают с активностью установленного по глубинным геофизическим данным крупного (более 30 000 км²) Восточно-Забайкальского ареал-плутона (Духовский и др., 1998), а также небольшой серии более локальных СЦТ второго порядка, преимущественно в зоне обрамления мегасвода (Головин и др., 2008). При этом процессы позднемезозойской ТМА охватили всю исследуемую территорию, и отложение рудной минерализации определенных рядов, как показано Б.Л. Рыбаловым, происходило постепенно, в разные временные этапы, с активизацией различных площадей и типов структур, формированием СЦТ, в том числе и вне зоны развития и влияния Восточно-Забайкальского ареал-плутона (Рыбалов, 2000; Рыбалов, 2002; Петров и др., 2017; Андреева и др., 2020). В этом контексте крайне интересными, но дискуссионными, кажутся наши результаты интерполяции центров выделенных СЦТ по диаметру, которые показывают устойчивую пространственную

закономерность, схожую с общим структурным планом всего Забайкальского региона (фиг. 15).

Области развития как малых (до 10 км в диаметре), так и крупных СЦТ (более 10 км в диаметре) формируют чередующиеся пояса (тренды), ориентированные преимущественно на северо-восток. Также среди областей развития СЦТ возможно выделить гораздо менее протяженные линейные зоны северо-западной ориентировки. При этом на всем протяжении зоны развития крупных СЦТ неоднородны, и наблюдается шаг интенсивности формирования структур. Если сравнивать пространственное положение СЦТ относительно развития установленных разрывных нарушений, то видно, что крупные структуры в большинстве случаев откартированы нами вне глубинных нарушений, но в пространственной близости к ним. Малые структуры, напротив, формируются практически на глубинных разломах или разломах верхнего структурного этажа. Это может быть объяснено тем, что крупные СЦТ маркируют глубинные магматические очаги, и связь с конкретной

разрывной структурой, выполнявшей роль магмоподводящего канала, устанавливается также на некоторой глубине, в зависимости от элементов залегания разрывного нарушения. Малые структуры маркируют менее глубинные очаги, центры которых находятся вблизи поверхности или вскрыты эрозионным срезом в виде локальных интрузий. Кроме того, установлено, что 97% рудных объектов территории приурочено к областям развития малых СЦТ. Данный вывод может быть использован как дополнительный пространственный критерий при доработке созданной прогнозно-поисковой модели.

Полученные количественные прогнозно-поисковые модели являются важной основой для дальнейших структурно-геоморфологических и структурно-геологических изысканий. Проведенные исследования реализованы на региональном масштабном уровне, но на основе детальных данных ДЗЗ (15 м/пкс). К сожалению, учитывая детальность используемых материалов, не представляется возможным на данном этапе интегрировать в создаваемые модели результаты



Фиг. 15. Схема интерполяции центров структур центрального типа территории юго-восточного Забайкалья по значениям диаметра с указанием положения и металлогенической специализации известных рудных объектов.

геофизических и геохимических исследований, соответствующих масштабу карты (1 : 1000000), охватывающей рассматриваемую территорию. При этом более детальные геофизические и геохимические исследования, соответствующие детальности наших моделей, в пределах площади проводились при изучении отдельных перспективных участков и структурно-формационных зон. Для этих участков возможно создание более детальных моделей за счет интегрирования в нашу модель специализированной информации о геофизических и геохимических полях в зависимости от искомого типа рудной минерализации.

При создании представленных моделей акцент делался преимущественно на пространственно-геологическом анализе СЦТ и крупных разрывных нарушений, а также установлении их связи с размещением полезных ископаемых в контексте решения задачи выделения рудообразующих систем. Задачи выявления, заверки и пространственно-структурного анализа разрывных нарушений, определения их кинематики, выделения наиболее деформированных и проницаемых сегментов, тектонофизической, геодинамической и структурной интерпретации, выявления и анализа оперяющих трещин, оценки роли разрывных структур различных рангов в локализации оруденения, в данной работе не ставились. Они планируются к решению в дальнейшем для интеграции в создаваемую модель и повышения ее точности.

ВЫВОДЫ

Проведенная работа и полученные результаты позволили сделать следующие основные выводы.

1. На основе применения ГИС-технологий и анализа данных ДЗЗ с созданием детальной ЦМР территории юго-восточного Забайкалья разработан авторский подход к дешифрированию и геолого-металлогенической интерпретации СЦТ в контексте выявления и прогноза рудообразующих систем.

2. В пределах территории юго-восточного Забайкалья, учитывая высокое пространственное разрешение ЦМР, удалось выявить 1285 СЦТ от 1.1 до 73.4 км в диаметре. При этом структуры диаметром менее 10 км и площадью менее 80 км² составляют 85% от общего количества выявленных структур. Установлено плавное увеличение числа структур с уменьшением их диаметра.

3. Установлено, что пространственные максимумы относительной удельной плотности оруденения (экстенсивность оруденения) в пределах территории сконцентрированы на периферии

крупных СЦТ, а также вне их границ, но в непосредственной близости, особенно относительно областей интерференции, пространственного сближения и примыкания структур. Большинство известных крупных рудных объектов приурочено к внутренним и близпериферическим областям структур менее 10 км в поперечнике.

4. Самая крупная выявленная структура на исследуемой площади с диаметром 73.4 км и расположенная в северной части площади маркирует очаг, вероятно, парагенетически связанный с отложением золотой, свинцово-цинковой, медной, сурьмяной, оловянной и молибденовой минерализации. В зависимости от развития дочерних СЦТ или наложения более поздних структур ниже рангом, являющихся отражением менее глубоких очагов, появляется возможность более точной локализации рудообразующих систем, связанных с определенным типом минерализации.

5. На основе создания модельных разрезов, включая построение современной дневной поверхности и реконструкцию палеоповерхности относительно величины уровня эрозионного среза, построение подошвы гнейсо-гранитового слоя, реконструкцию глубинного положения Восточно-Забайкальского ареал-плутона, границ СЦТ, отражение разрывных нарушений разных рангов, вынос положения крупнейших рудных объектов территории, с использованием геологической информации восстановлены глубины локализации предполагаемых магматических очагов в связи с выделенными структурами. Установлено, что СЦТ и связанные с ними реконструированные магматические очаги демонстрируют тесную пространственную связь с глубинными разломами, которые, вероятно, играли роль магмоподводящих каналов.

6. На основе выявленных, обоснованных и визуализированных в виде отдельных схем структурно-пространственных критериев в связи с развитием СЦТ и разрывных нарушений, с помощью нормирования и определения коэффициентов веса для каждого критерия для исследуемой территории юго-восточного Забайкалья созданы количественные прогнозно-поисковые модели, точность которых заверялась по положению эталонных месторождений и рудопроявлений, известных в пределах площади. Точность комплексной прогнозно-поисковой модели составила 89%. Данная модель может быть дополнена за счет применения методов структурно-геоморфологического, пространственно-геометрического и тектонофизического анализов

разрывных нарушений, а также использована при создании локальных прогнозно-поисковых моделей перспективных металлогенических таксонов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность профессору Томского политехнического университета, директору научно-инновационного центра космогеологических исследований “Космогеология” ТПУ д.г.-м.н. А.А. Поцелуеву за обстоятельное рецензирование, детальную вычитку текста, крайне ценные замечания и важные редакторские правки, которые учтены при подготовке статьи к печати. Также авторы благодарны анонимному рецензенту за критические замечания по представлению материала. Кроме того, авторы признательны главному научному сотруднику лаборатории геологии рудных месторождений имени академика А.Г. Бетехтина ИГЕМ РАН д.г.-м.н. И.В. Викентьеву за важные редакторские замечания и предложения по представлению материалов статьи и научному сотруднику лаборатории минералогии имени академика Ф.В. Чухрова ИГЕМ РАН к.г.-м.н. Е.Е. Амплиевой за ценные советы при создании и подготовке графических материалов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Д.Н. Стратиформное свинцово-цинковое оруднение Забайкалья и Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 5. С. 93–102.

Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 76–104.

Афанасов М.Н., Павлова В.В., Терновой В.В. Геолого-металлогеническое развитие юго-восточного Забайкалья // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2007. Сер. 7. Вып. 3. С. 3–19.

Брюханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З., Зверев А.Т., Кац Я.Г. Кольцевые структуры континентов Земли. М.: Недра, 1987. 184 с.

Ван-Ван-Е-А.П. Эродированность эндогенных месторождений в зонах тектономагматической активизации Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 3. С. 97–104.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Ред. Л.И. Красный, А.С. Вольский, Пэн Юньбяо и др. СПб – Благовещенск – Харбин, 1999. 135 с.

Гитис В.Г., Ермаков Б.В. Основы пространственно-временного прогнозирования в геоинформатике. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2004. 256 с.

Гитис В.Г., Щукин Ю.К., Старостин В.И. ГИС-технология прогноза рудных месторождений // Информационные процессы. 2013. Т. 13. № 2. С. 48–63.

Головин А.А., Гусев Г.С., Клипко В.А., Криночкин Л.А. Критерии локализации перспективных площадей при мелко-среднемасштабных геохимических работах // Разведка и охрана недр. 2008. № 4–5. С. 50–58.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист М50 – Борзя. Объяснительная записка. / Отв. исп. Е.А. Шивохин, А.Ф. Озерский. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.

Гришков Г.А., Нафигин И.О., Устинов С.А., Петров В.А., Минаев В.А. Разработка методики автоматического выделения линеаментов на основе нейросетевого подхода // Исследование Земли из Космоса. 2023. № 6. С. 86–97.

Гуревич Д.В. Кольцевые структуры: важнейшие механизмы образования // Региональная геология и металлогения. 2009. № 39. С. 14–23.

Гуревич Д.В. Семейства купольно-кольцевых структур как результат деятельности мантийных и литосферных плюмов // Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 65–74.

Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

Духовский А.А., Амантов В.А., Артамонова Н.А., Панфилюцев Д.Н., Ступак В.М. Сейсмические и гравитационные образы ведущих рудных районов и полей Юго-Восточного Приаргуны (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 99–113.

Духовский А.А., Артамонова Н.А., Булычев А.В., Соколова Т.Б. Изучение объемного строения эндогенных рудных районов при геологосъемочных работах: Методическое пособие по объемному геологическому картированию. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 327 с.

Ежов Б.В., Худяков Б.И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 129 с.

Ищукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др. Геология Урулюнгуевского рудного района и молибден-урановых

- месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1998. 529 с.
- Ищуква Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н.* Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: Типография Глазовская, 2007. 260 с.
- Казанский В.И.* Глубинные корни рудных месторождений // Природа. 1986. № 11. С. 30–40.
- Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линейно-амментной тектоники. М.: Недра, 1986. 144 с.
- Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П.* Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2003. № 24. С. 408–424.
- Корчуганова Н.И., Корсаков А.К.* Дистанционные методы геологического картирования: учебник. М.: КДУ, 2009. 288 с.
- Космическая информация в геологии. Под ред. А.В. Пейве, А.В. Сидоренко, А.Л. Яншина и др. М.: Наука, 1983. 536 с.
- Красный Л.И.* Тектонотип межблоковой (коллизивно-аккреционной) структуры: системы Монголо-Охотская и Циньлинская // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 3–9.
- Кушнарев И.П.* Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 210 с.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом // Геология и геофизика. 1974. Т. 15. № 10. С. 3–19.
- Методическое пособие по изучению глубинного геологического строения складчатых областей для Государственной геологической карты России масштаба 1 : 1000000 / А.М. Духовский, Н.А. Артамонова, А.И. Атаков и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 134 с.
- Мещерякова О.А., Полетаев А.И.* Геология и геофизика кольцевых структур // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Том 2. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 11–14.
- Модников И.С., Скворцова К.В.* О вертикальной зональности молибден-урановых месторождений // Геология руд. месторождений. 1974. № 2. С. 18–27.
- Невский В.Д., Фролов Д.Д.* Структуры рудных месторождений кольцевого типа. М.: Недра, 1985. 247 с.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В., Коваленко Д.В.* Тектономагматические циклы и геодинамические обстановки формирования рудоносных систем Южного Приаргунья // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 445–469.
- Полетаев А.И.* Космические снимки: к опыту чтения текстов планеты Земля // Электронное научное издание. Альманах Пространство и Время. 2015. Т. 10. Вып. 1.
- Рац М.В., Чернышев С.Н.* Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра. 1970. 160 с.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: Изд. ГЕОС, 2017. 234 с.
- Рундквист Д.В., Неженский И.А.* Зональность эндогенных месторождений. М.: Недра, 1975. 205 с.
- Рыбалов Б.Л.* Пространственное размещение позднемезозойских рудных месторождений в Восточном Забайкалье (Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 4. С. 354–368.
- Рыбалов Б.Л.* Эволюционные ряды позднемезозойских рудных месторождений Восточного Забайкалья (Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 377–388.
- Рыжкова В.М., Соловьёв В.В.* Карта морфоструктур центрального типа территории СССР. М–б 1 : 10000000. Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1975.
- Сафонов Ю.Г., Горбунов Г.И., Пэк А.А., Волков А.В., Злобина Т.М., Кравченко Г.Г., Малиновский Е.П.* Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 5. С. 386–420.
- Симонов Ю.И., Любалин В.Д.* Некоторые особенности тектоники Балецкого золотоносного района (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1979. Вып. 1. Т. 20. С. 20–27.
- Смирнов С.С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.: Госгеолиздат, 1944. 89 с.
- Соловьёв В.В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Объяснительная записка к Карте морфоструктур центрального типа территории СССР масштаба 1 : 10000000. Ленинград: М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т., 1978. 111 с.
- Таусон Л.В., Антипин Н.С., Захаров М.И., Зубков В.С.* Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 189 с.
- Томсон И.Н., Полякова О.П., Кочнева Н.Т.* Мегасвод Восточного Забайкалья и связь с ним нижнемелового эпитептермального оруденения // В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974. С. 92–101.

- Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С.* Системы концентрических структур, их типы и рудоносность // Геология руд. месторождений. 1982. № 4. С. 21–33.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. СО АН СССР, 1983. 110 с.
- Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео, 2014. 359 с.
- Щеглов А.Д., Билибина Т. В., Терентьев В.М.* Современные проблемы докембрия // Региональная геология и металлогения. 1994. № 23. С. 85–94.
- Acocella V., Cifelli F., Funiello R.* Analogue models of collapse calderas and resurgent domes // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V. 104. P. 81–96.
- Acocella V., Cifelli F., Funiello R.* Formation of nonintersecting nested calderas: insights from analogue models // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 58–63.
- Carranza E.* Weights of Evidence Modeling of Mineral Potential: A Case Study Using Small Number of Prospects, Abra, Philippines // Natural Resources Research. 2004. № 13. P. 173–187.
- Cole J.W., Milner D.M., Spinks K.D.* Calderas and caldera structures: a review // Earth-Science Reviews. 2005. V. 69. P. 1–26.
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Healy D., Heap M.J.* Slip on weak faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone // Nature. 2006. V. 444. № 7121. P. 922–925.
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Jensen E., Cembrano J.* Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2011. V. 116. № 5. P. 1–11.
- Faulkner D.R., Sanchez-Roa C., Boulton C., den Hartog, S.A.M.* Pore fluid pressure development in compacting fault gouge in theory, experiments, and nature // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123. № 1. P. 226–241.
- Franca-Rocha W., Bonham-Carter G., Misi A.* GIS modeling for mineral potential mapping of carbonate-hosted Pb-Zn deposits // Brazilian Journal of Geology. 2003. № 33. P. 191–196.
- Geyer A., Folch A., Marti J.* Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: an experimental approach // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2006. V. 157. P. 375–386.
- Gudmundsson A., Nilsen K.* Ring-faults in composite volcanoes: structures, models and stress fields associated with their formation // Geological Society. London. Special Publications. 2006. V. 269. P. 83–108.
- Hagemann S.G., Lisitsin V., Huston D.L.* Mineral system analysis: quo vadis // Ore Geol. Rev. 2016. V. 76. P. 504–522.
- Huston D.L., Mernagh T.R., Hagemann S.G., Doublier M.P., Fiorentini M., Champion D.C., Jaques A.L., Czarnota K., Cayley R., Skirrow R., Bastrakov E.* Tectono-metallogenic systems – The place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples // Ore Geol. Rev. 2016. V. 76. P. 168–210.
- Johnson S.E., Schmidt K.L., Tate M.C.* Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, Mexico and southern California, USA: middle- to upper-crustal magma plumbing systems // Lithos. 2002. № 61. P. 187–208.
- Kennedy B., Stix J., Vallance J.W., Lavallee Y., Longpre M.-A.* Controls on caldera structure: results from analogue sandbox modeling // GSA Bull. 2004. V. 116. P. 515–524.
- Komuro H.* Experiments on cauldron formation: a polygonal cauldron and ring fractures // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1987. V. 31(1–2). P. 139–149.
- Lavalle Y., Stix J., Kennedy B., Richer M., Longpre M.-A.* Caldera subsidence in areas of variable topographic relief: results from analogue modeling // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2004. V. 129. P. 219–236.
- Liping Y., Xingmin M., Xiaoqiang Z.* SRTM DEM and its application advances // International Journal of Remote Sensing. 2011. Vol. 32. №14. P. 3875–3896.
- Marti J., Ablay G.J., Redshaw L.T., Sparks R.S.J.* Experimental studies of collapse calderas // J. Geol. Soc. Lond. 1994. V. 151. P. 919–929.
- Lipman P.W.* Subsidence of ash flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry // Bull. Volcanol. 1997. V. 59. P. 198–218.
- Marti J., Geyer A., Folch A., Gottsmann J.A.* Review on Collapse Caldera Modelling. In: Marti J., Gottsmann J. (eds.). Developments in Volcanology, 2008. V. 10. P. 233–283.
- Pirajno F.* Hydrothermal Processes and Mineral Systems. 2009. 1250 p.
- Pirajno F.* A classification of mineral systems, overviews of plate tectonic margins and examples of ore deposits associated with convergent margins // Gondwana Research. 2016. V. 33. P. 44–62.
- Porwal A., González-Álvarez I., Markwitz V., McCuaig T.C., Mamuse A.* Weights-of-evidence and logistic regression modeling of magmatic nickel sulfide prospectivity in the Yilgarn Craton, Western Australia // Ore Geol. Rev. 2010. V. 38. Iss. 3. P. 184–196.
- Robb L.J., Meyer F.M.* The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization processes // Ore Geol. Rev. 1995. V. 10. № 2. P. 67–94.

- Roche O., Druitt T.H., Merle O.* Experimental study of caldera formation // *J. Geophys. Res. B, Solid Earth Planets.* 2000. V. 105. №1. P. 395–416.
- Roche O., Druitt T.H.* Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 191. P. 191–202.
- Saul J.* Circular structures of large scale and great age on the Earth's surface // *Nature.* 1978. № 271. P. 345–349.
- Shahi H., Rouhani A. K. A.* GIS-based weights-of-evidence model for mineral potential mapping of hydrothermal gold deposits in Torbat-e-Heydarieh area // *J. of Mining and Environment.* 2014. № 5. P. 79–89.
- Walter T.R., Troll V.R.* Formation of caldera periphery faults: an experimental study // *Bull. Volcanol.* 2001. V. 63. №2. P. 191–203.
- Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M.* Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas System, California // *J. Struct. Geol.* 2003. №. 25. P. 1855–1873.
- Wyborn L.A.I., Heinrich C.A., Jaques A.L.* Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria // *AusIMM Publication Series 4/94.* 1994. P. 109–115.

DETECTION AND INTERPRETATION OF CENTRAL TYPE STRUCTURES WITHIN THE TERRITORY OF SOUTHEASTERN TRANSBAIKALIA FOR PREDICTION OF ORE-FORMING SYSTEMS

S. A. Ustinov^{1, *}, V. A. Petrov^{1, **}, V. A. Minaev^{1, ***}, I. O. Nafigin^{1, ****},

E. V. Yarovaya^{1, *****}

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Staromonetny per., 35, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: ustinov@igem.ru

**e-mail: vlad243@igem.ru

***e-mail: minaev2403@mail.ru

****e-mail: nafigin@igem.ru

*****e-mail: e.v.yarovaya@yandex.ru

Extremely little attention is paid to the issues of detecting and interpreting of central type structures (CTS) when conducting remote structural-geological and structural-geomorphological studies. At the same time, in the 70–80s of the 20th century, the important role of CTSs in the localization of deposits and ore fields was proven. The position of these structures must necessarily be taken into account when solving problems of searching for and predicting mineral resources in the context of metallogenic analysis and reconstruction of the geological history of development of the studied areas. The almost absence of results of mass detecting and interpreting of CTSs can be explained by the still poorly developed methodology for identifying and analyzing this type of structure. In the present study for the territory of southeastern Transbaikalia, based on modern geoinformation technologies, the use of remote sensing data (radar topographic survey) of high resolution, the creation of a digital elevation model and the application of an integrated structural-spatial analysis, an author's approach to detection and interpretation of the CTSs is presented, including in connection with the localization of ore objects of various geological-industrial (geological-genetic) types within the framework of the concept of the formation of mineral systems. A statistical analysis of the CTSs identified in the area was carried out, which made it possible to establish a smooth increase in the number of structures with a decrease in their diameter. It is shown that the spatial maxima of ore mineralization extent within the territory are concentrated on the periphery of large CTSs and in their immediate vicinity. Most of the known large ore objects are confined to the internal areas of structures less than 10 km in diameter. Based on the approach of constructing model sections, it was possible to reconstruct the deep position of magma chambers associated with the identified CTSs, and, thereby, to determine the probable sources of metal-bearing fluids. A close spatial relationship between the identified magma chambers and deep faults has been established. To determine the most favorable sites for the deposition of ore mineralization, based on structural-spatial criteria, which include not only structural elements of the CTSs, but also segments of known fault structures, weight of evidence models of the territory have been created. The accuracy of the complex model is 89%. Thus, in accordance with the concept of mineral systems, the sources, migration pathways and sites of the most probable deposition of ore mineralization have been reconstructed.

Keywords: central type structures, ore-forming systems, geoinformation analysis, remote sensing of the Earth, digital elevation model, metallogenic analysis, conceptual predictive model, weight of evidence model, metallogeny, southeastern Transbaikalia

УДК 549.211:550.4

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КРУПНЫХ АЛМАЗОВ ИЗ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

© 2024 г. Л. Д. Бардухинов^{а, *}, Е. М. Седых^а, А. А. Евстратов^б, К. В. Гаранин^б,
Н. Н. Зинчук^с

^аВилуйская ГРЭ АК “АЛРОСА” (ПАО), ул. Вилуйская, 7Б, Мирный, Республика Саха (Якутия), 678174 Россия

^бАК “АЛРОСА” (ПАО), ул. Ленина, 6, Мирный, Республика Саха (Якутия), 678174 Россия

^сЗападно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), ул. Тихонова, 5, стр. 1, Мирный,
Республика Саха (Якутия), 678170 Россия

*E-mail: bardukhinovld@alrosa.ru

Поступила в редакцию 13.02.2023 г.

После доработки 05.02.2024 г.

Принята к публикации 24.02.2024 г.

Впервые проведено изучение представительного количества алмазов массой более 10,8 карат, извлеченных из месторождений Якутии в процессе отдельного обогащения руды каждой кимберлитовой трубки. Показано, что по таким типоморфным характеристикам алмаза, как габитус, содержание и агрегация азота, концентрация водорода в алмазе, возможно проводить предварительную оценку месторождения для прогноза наличия крупных и особо крупных алмазов. Установлено, что крупные алмазы из месторождений Далдыно-Алаakitского района имеют широкие вариации примеси азота и ее агрегаций по сравнению с алмазами из Малоботуобинского и Среднемархинского районов. Определено, что содержание крупных алмазов в трубках Якутии обратно пропорционально количеству округлых додекаэдров. Наиболее перспективными для обнаружения крупных алмазов являются те месторождения, в которых большинство алмазов принадлежат одной популяции – среднеазотным низкоагрегированным алмазам, которые формировались при температуре ~1100°C. По данным изучения коллекций алмазов показано, что в кимберлитовых трубках с повышенным содержанием азота в алмазах отмечается увеличение доли крупных алмазов в месторождении. Напротив, по агрегации азота в алмазах, как параметру постростовой истории, наблюдается отрицательная корреляция с содержанием крупных алмазов. Показано, что в исследованных коллекциях существует отрицательная корреляция между содержанием водорода в кристаллах алмаза и алмазоносностью месторождения, а также содержанием крупных алмазов.

Ключевые слова: алмазы, включения, ИК-спектроскопия, типоморфизм алмазов, Сибирская платформа

DOI: 10.31857/S0016777024040022, **EDN:** cbcgua

ВВЕДЕНИЕ

В прошлом веке малопродуктивные кимберлиты с очень низким содержанием алмазов в тонне обработанной руды не представляли коммерческого интереса у крупных мировых компаний в силу низкой экономической рентабельности разработки таких рудопроявлений. Переломным моментом во взглядах на перспективность освоения подобных месторождений послужило обнаружение в низкоалмазных телах Карове (Ботсвана) и Летсенг (Лесото) крупных дорогостоящих кристаллов, и тогда в отработку были вовлечены объекты с невысоким содержанием алмазов в кимберлитах, но с повышенной долей крупных высокосортных кристаллов.

На сегодняшний день на территории Сибирской платформы в Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) известно большое количество кимберлитовых трубок с низкой и убогой алмазоносностью, разработка которых экономически не оправдана. В то же время существуют примеры месторождений (трубки Зарница, Деймос, Комсомольская), где основной вклад в высокую среднюю стоимость алмазного сырья оказывают находки крупных кристаллов. Известно, что алмазы больших размеров встречаются редко. Особо крупные алмазы традиционно продаются поштучно на аукционах, где пользуются большим спросом в силу своей уникальности, а следовательно, имеют высокую стоимость.

За более чем пятидесятилетнюю историю акционерной компании “АЛРОСА” (ПАО) (до 1992 года

ПНО “ЯКУТАЛМАЗ”) накоплен значительный объем информации о результатах изучения таких редких ценных кристаллов. Алмазам-гигантам хорошего качества, вес которых достигает 50 и более карат, часто присваивали собственные имена, связанные со значимыми событиями или именами выдающихся людей, тем самым выделяя их как “именные алмазы”. Необходимо отметить, что с 2005 г. было принято решение не присваивать “имена” таким алмазам, а указывать наименование факту извлечения алмаза.

В связи с особенностью образования крупных алмазов, мировое научное сообщество выделяет их в отдельную группу (Bowen, Ferraris et al., 2009; Moore, 2014), для таких алмазов принято применять аббревиатуру “CLIPPIR” (Cullinan-like, Large, Inclusion-Poor, Pure, Irregular, and Resorbed), что соответствует их основным характеристическим особенностям – “Подобный Куллинану, Крупный, Бедный на включения, Чистый, Неправильной формы и Растворенный”.

Изучение крупных алмазов достаточно проблематично, особенно разрушающими методами, вследствие их высокой стоимости и ограниченного доступа к ним. Исследованиям крупных алмазов посвящена небольшая серия публикаций (Evan et al., 2016; Smith et al., 2016; D’Haenens-Johansson et al., 2017), в которых предпринята попытка установить генезис таких кристаллов на основании исследования включений в них. Важное доказательство того, что крупные алмазы кристаллизовались из восстановительной металлической жидкой фазы, было найдено при определении включений затвердевшего Fe-Ni-C-S расплава, сопровождаемого тонким жидким слоем метана-водорода и иногда мэйджоритовым гранатом (Evan et al., 2016). В опубликованных данных часто общается о сверхглубинном происхождении алмазов-гигантов (Smith et al., 2016). Имеются сведения, что крупные алмазы из кимберлитов тр. Карове в основном не содержат азота и относятся к типу Па по физической классификации (Вечерин и др., 1997), либо содержат азот в высокоагрегированной форме (тип IaB). Также ранее установлено, что среди крупных индивидов встречаются алмазы перидотитового и эклогитового парагенезисов, относящиеся к типу Па (Moore, 2014). На представительной коллекции алмазов крупностью +10.8 карат показано, что доля алмазов типа Па резко возрастает при рассмотрении только алмазов крупных классов (Evan et al., 2017).

В последние годы на примере изучения включений в алмазах из кимберлитов Карове было показано, что в основном это эклогитовые алмазы (53%).

Алмазов перидотитового парагенезиса установлено несколько меньше (44%), и всего 2% алмазов обладают признаками сублитосферного происхождения. Индивидуальным отличием месторождения Карове можно считать наличие алмазов с включениями эклогитового мэйджоритового граната (Motsamai et al., 2018).

Изучение крупных алмазов позволяет решать научные задачи, связанные с определением их генезиса, а также прогнозировать качество алмазного сырья. Достаточно высокое их содержание в месторождении существенно повышает среднюю стоимость алмазного сырья, однако процесс обнаружения таких алмазов весьма сложный и дорогостоящий. Для того чтобы оценить кимберлитовое тело по критерию перспективности обнаружения крупных алмазов, требуется колоссальное вложение средств в разведочные работы. Такие алмазы в кимберлитовом теле присутствуют достаточно редко, поэтому спрогнозировать их наличие в изучаемой породе – сложная задача.

Чтобы сформировать статистически представительный результат исследований по изучению, морфологическим, структурным, физическим и минералого-геохимическим характеристикам крупных алмазов с привязкой к конкретному месторождению, в АК “АЛРОСА” (ПАО) в 2022 г. проведено раздельное обогащение руд основных обрабатываемых кимберлитовых трубок и песков россыпей Якутии. Данная работа направлена на детальное изучение извлеченных крупных алмазов весом более 10.8 карат. Целью работы является получение новых данных по характеристикам крупных алмазов Якутии для создания статистически значимой модели распределения и типоморфных особенностей алмазов в изученных месторождениях.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В данной работе проведено исследование крупных алмазов из четырнадцати промышленных месторождений ЯАП. Коллекция общим весом 6657 карат состояла из 377 образцов алмазов ювелирного и околуювелирного качества весом более 10.8 карат каждый, отобранных из разрабатываемых АК “АЛРОСА” (ПАО) коренных и россыпных месторождений четырех алмазоносных районов Сибирской платформы (СП): Далдыно-Алакитского (ДААР), Мунского (МАР), Среднемархинского (СМАР) и Мало-Ботуобинского (МБАР). Согласно классификации (ГОСТ Р 51519.1–99), используемой в АК “АЛРОСА” для сортировки

алмазного сырья, класс крупности +10.8 карат – самый крупный весовой размер алмазов.

Образцы для исследования (фиг. 1) были извлечены при экспериментальном раздельном обогащении руд промышленных кимберлитовых трубок: Айхал в количестве 28 шт., Заря – 3 шт., Юбилейная – 42 шт., Зарница – 9 шт., Удачная – 32 шт., Заполярная – 10 шт., Деймос – 10 шт., Ботуобинская – 30 шт., Нюрбинская – 50 шт., Интернациональная – 50 шт. и россыпей: Нюрбинская (пески) – 20 шт., Водораздельные галечники – 11 шт., отложения р. Ирелях – 45 шт. Алмазы промышленной серии (Voart) не вошли в коллекцию для изучения, отбирались только кристаллы ювелирного и околоювелирного качества.

Для анализа типоморфных характеристик алмазов и содержания крупных кристаллов в месторождении взяты результаты изучения алмазов из геологических проб коренных месторождений, при этом крупные алмазы были представлены классом +1.8 карат, достаточно представительным в количественном отношении.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение алмазов проводилось с применением методов микроскопии и спектроскопии. В рамках данной работы проведено исследование особенностей морфологии, оптико-спектроскопических свойств и качественных характеристик алмазов, а также фазового состава минеральных включений в них.

Минералогическое описание алмазов выполнено с помощью бинокля Leica Wild M420 и биноклярного микроскопа Leica M205 с высокочувствительной цифровой видеокамерой Leica DFC495 под управлением лицензионного ПО “Leica Application Suite” (LAS) version 4.1.0 build 1264.

Изучение *окраски алмазов* проводилось в диапазоне волн 380–850 нм на спектрофотометре Shimadzu UV2550 (Япония) с широким диапазоном изменения спектральной щели – от 0.1 до 5 нм.

Для возбуждения *фотолюминесценции* при характеристике цвета свечения использован лазер АИЛ-3 с длиной волны 337 нм. Съемка спектров фотолюминесценции кристаллов алмазов выполнена с использованием возможностей КР-микроскопа InVia. Источник возбуждения лазер КР-микроскопа, λ 325 нм, мощность 20 мВт.

Спектроскопия комбинационного рассеяния (КР-спектроскопия, Рамановская спектроскопия). Съемка спектров комбинационного рассеяния включений в алмазах выполнена на

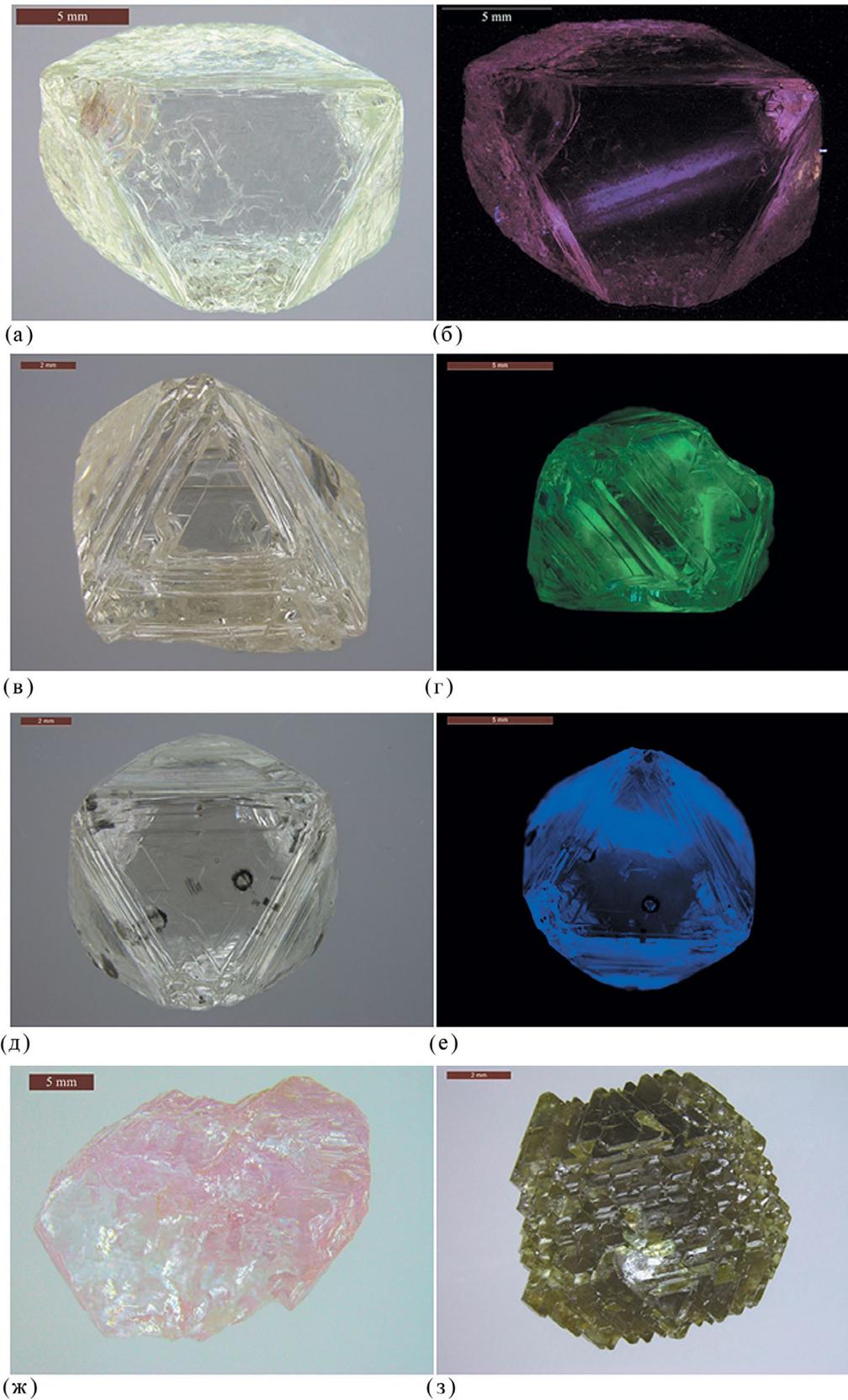
КР-микроскопе Renishaw InVia (Великобритания). Все спектры были сняты при комнатной температуре. Источник возбуждения – твердотельный лазер КР-микроскопа, $\lambda = 532$ нм, мощность – 100 мВт. Использовалась отражательная голографическая дифракционная решетка 1800 лин/мм, измеряемый спектральный диапазон при возбуждающем излучении 532 нм составлял $0 \div 1800$ см^{-1} . Объектив 50× (Leica). Приемником излучения служила Пельтье-охлаждаемая CCD-матрица 1024×256 , размер пикселя 26 мкм. Заявленное производителем спектральное разрешение, не ниже 0.5 см^{-1} в видимом диапазоне (при использовании соответствующих комбинаций источников света, объективов и решеток), воспроизводимость не ниже 0.1 см^{-1} .

ИК-спектроскопические исследования (съемка инфракрасных спектров) алмазов проводились на ИК-Фурье-спектрометре Bruker VERTEX 70 в комплексе с ИК-микроскопом Hyperion 2000. Диапазон измерений $400\text{--}5500 \text{ см}^{-1}$. Была выполнена съемка интегральных (со всего объема кристалла) спектров. Нормирование спектров осуществлялось по поглощению в двухфонной области (Бокий и др, 1986; Zaitsev, 2001). По спектрам определялись концентрации С-, А-, В1-, В2-дефектов алмазов. Коэффициенты поглощения на частотах 1973 и 2500 см^{-1} соответственно, $\alpha_{1973} = 12.5 \text{ см}^{-1}$ и $\alpha_{2500} = 4.9 \text{ см}^{-1}$ были выбраны в качестве параметров внутреннего стандарта.

Идентификация минеральных включений проведена методом комбинационного рассеяния (Рамановская спектроскопия).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Большинство изученных алмазов относится к I разновидности по Ю.Л. Орлову (Орлов, 1973). Кристаллы алмаза октаэдрической формы были встречены во всех месторождениях, наибольшее количество отмечено в месторождениях МБАР (табл. 1, стр. 374–383). Алмазы переходной формы ряда октаэдр-ромбододекаэдр установлены в 13 из 14 месторождениях (фиг. 2а). Реже встречаются ламинарные ромбододекаэдры, округлые додекаэдровиды, кубы и комбинационные формы. Из других разновидностей по Ю.Л. Орлову были выявлены кубы III разновидности (тр. Заря), алмазы в оболочке IV разновидности (трубки Айхал, Ботуобинская и Нюрбинская) и поликристаллические сростки VIII разновидности (тр. Айхал, рос. р. Ирелях).

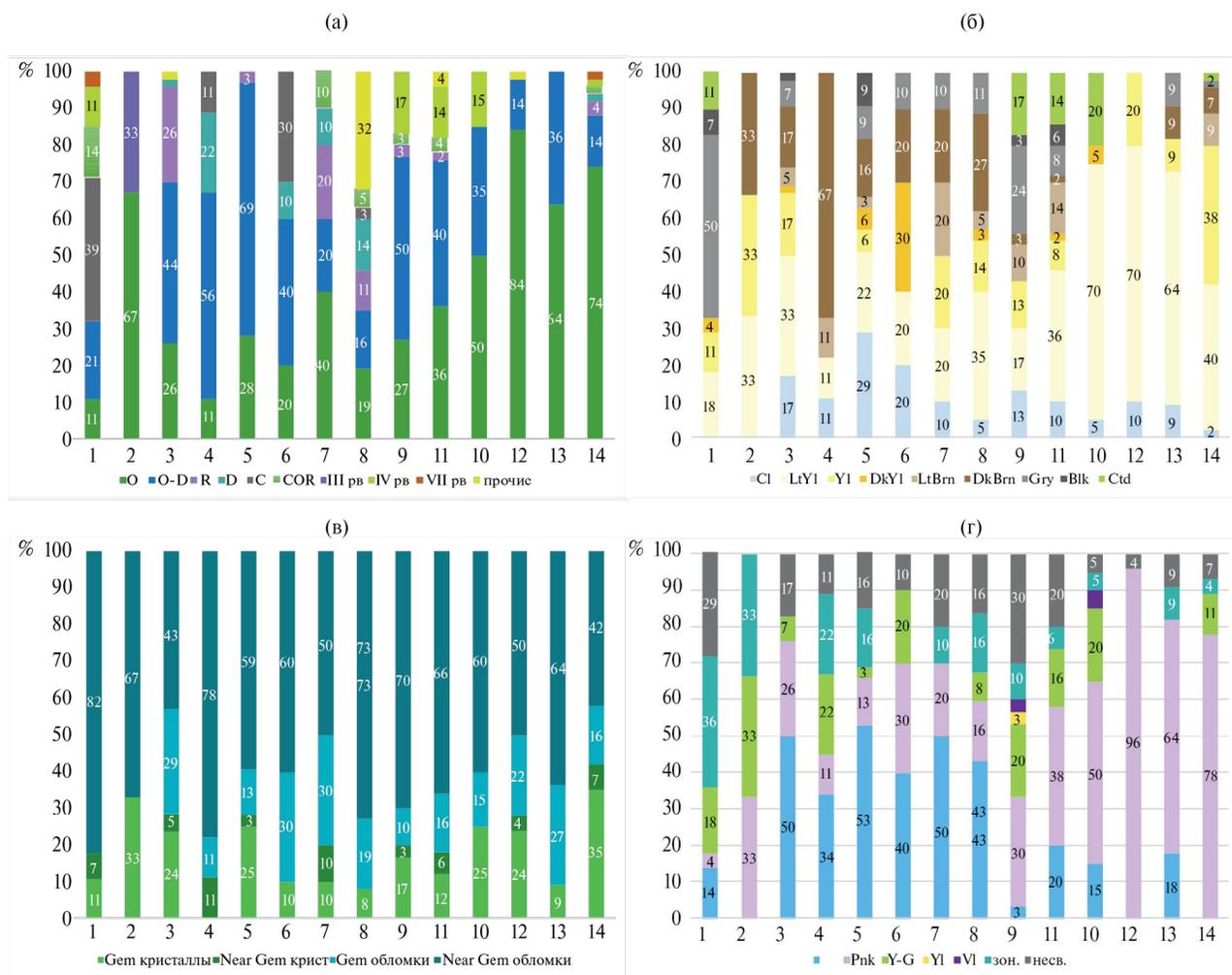


Фиг. 1. Фотографии изученных алмазов (а, б) (цвет ФЛ) – тр. Интернациональная (№242); (в, г) (цвет ФЛ) – тр. Нюрбинская (№167); (д, е) (цвет ФЛ) – тр. Удачная (№79); (ж) – тр. Ботуобинская (№135); (з) – тр. Ботуобинская (№125).

При визуальном изучении поверхности алмаза описаны различные виды скульптур (табл. 1, стр. 374–383). Особенно выделяется трубка Нюрбинская (92% алмазов со скульптурами). Чаще встречаются фигуры травления в виде треугольных впадин (максимальное количество в трубках Нюрбинская, Зарница и Интернациональная), а также “шрамы” – каналы травления различной протяженности и глубины. По количеству шрамов на поверхности доминируют алмазы трубки Айхал и Зарница. Отмечены также четырехугольные впадины (максимальное количество в тр. Айхал), каверны (тр. Заполярная), полосы пластической

деформации (тр. Зарница), черепитчатая скульптура (тр. Зарница) и коррозия (рос. Новинка). Наибольшее количество алмазов без скульптур отмечено в тр. Ботуобинская.

Среди крупных алмазов встречаются кристаллы различной окраски: бесцветные, желтые и коричневые разной насыщенности, серые, черные (фиг. 2б). В большинстве месторождений преобладают алмазы желтого ряда, чаще слабонасыщенные. Особенно много таких алмазов в месторождениях МБАР. В трубках Айхал, Ботуобинская и Нюрбинская зафиксированы алмазы в оболочке



Фиг. 2. Основные характеристики изученных крупных алмазов из месторождений Якутии. 1 – тр. Айхал, 2 – тр. Заря, 3 – тр. Юбилейная, 4 – тр. Зарница, 5 – тр. Удачная, 6 – тр. Заполярная, 7 – тр. Деймос, 8 – тр. Новинка, 9 – тр. Ботуобинская, 10 – тр. Нюрбинская, 11 – рос. Нюрбинская-пески, 12 – тр. Интернациональная, 13 – рос. Водораздельные галечники, 14 – отложения р. Ирелях; а – габитус: О октаэдр, О-Д переходная форма ряда октаэдр-додекаэдр, R ламинарный ромбододекаэдр, D округлый додекаэдр, С куб, COR комбинационная форма, III рв, IV рв, VII рв – разновидности по Ю.Л. Орлову; б – группы по цвету: Cl – бесцветные, Lt Yl – светло-желтые, Yl – желтые, Dk Yl – насыщенно-желтые, Lt Brn – светло-коричневые, Dk Brn – темно-коричневые, Gry – серые, Blk – черные, Ctd – алмазы в оболочке; в – сортность: Gem – ювелирные алмазы; Near Gem – околоювелирные алмазы; г – цвета фотолуминесценции: Vl – сине-голубой; Pnk – розово-сиреневый; Y-G – желто-зеленый; VI – фиолетовый.

(IV разновидность по классификации Ю.Л. Орлова) с насыщенным желто-зеленым цветом внешней зоны и более светлым ядром.

Большинство крупных алмазов содержат минеральные включения (91%). Наиболее распространены графит и различные сульфиды, содержащиеся в 83% изученных алмазов. В КР-спектрах включения графита имеют одну интенсивную полосу около 1580 см^{-1} (G-полоса). В связи с тем, что нет методики расчета минерального состава сульфидных включений по данным КР-спектроскопии, в работе все сульфидные включения объединены в единую группу.

Остальные обнаруженные включения представлены как минералами перидотитовой ассоциации (оливин, хромит, малиновый пироп, энстатит), так и эклогитовой (оранжевый гранат, омфациит). В крупных алмазах нами были обнаружены включения, встречающиеся в алмазах довольно редко, — например флогопит. Флогопит в виде кристаллов октаэдрической формы был отмечен в алмазах трубок Юбилейная, Ботуобинская, Нюрбинская, Интернациональная и россыпи Водораздельные галечники. Октаэдрический габитус флогопита, предположительно, связан с наследованием формы минерала-хозяина. Известно, что частота встречаемости включений флогопита в алмазах сравнительно низкая (0.1%) (Соболев и др., 2009; Meyer, 1987). Вместе с тем флогопит является ведущим индикатором мантийного метасоматоза (O'Reilly, Griffin, 2013), что с учетом повышенной распространенности таковых в изученных нами алмазах (до 10% в некоторых месторождениях) (табл. 1) может свидетельствовать о ведущей роли летучих компонентов в образовании крупных алмазов и указывает на значительные отличия от алмазов "CLIPPIR".

На стоимость алмазов влияют их размер, кристаллографическая форма, наличие дефектов в виде трещин и включений, прозрачность и цвет (ГОСТ Р 51519.1–99). Крупные алмазы ювелирного качества отмечены во всех месторождениях, наиболее высокая доля приходится на россыпные месторождения, что связано с естественной природной сортировкой (фиг. 2в).

В изученных алмазах преобладающими цветами фотолюминесценции являются сине-голубой и розово-сиреневый (фиг. 1, фиг. 2г), причем среди алмазов Далдыно-Алакитского и Мунского районов доминируют кристаллы с сине-голубой фотолюминесценцией, а Малоботуобинского и Средне-Мархинского — с розово-сиреневой. Такое соотношение алмазов по цветам фотолюминесценции

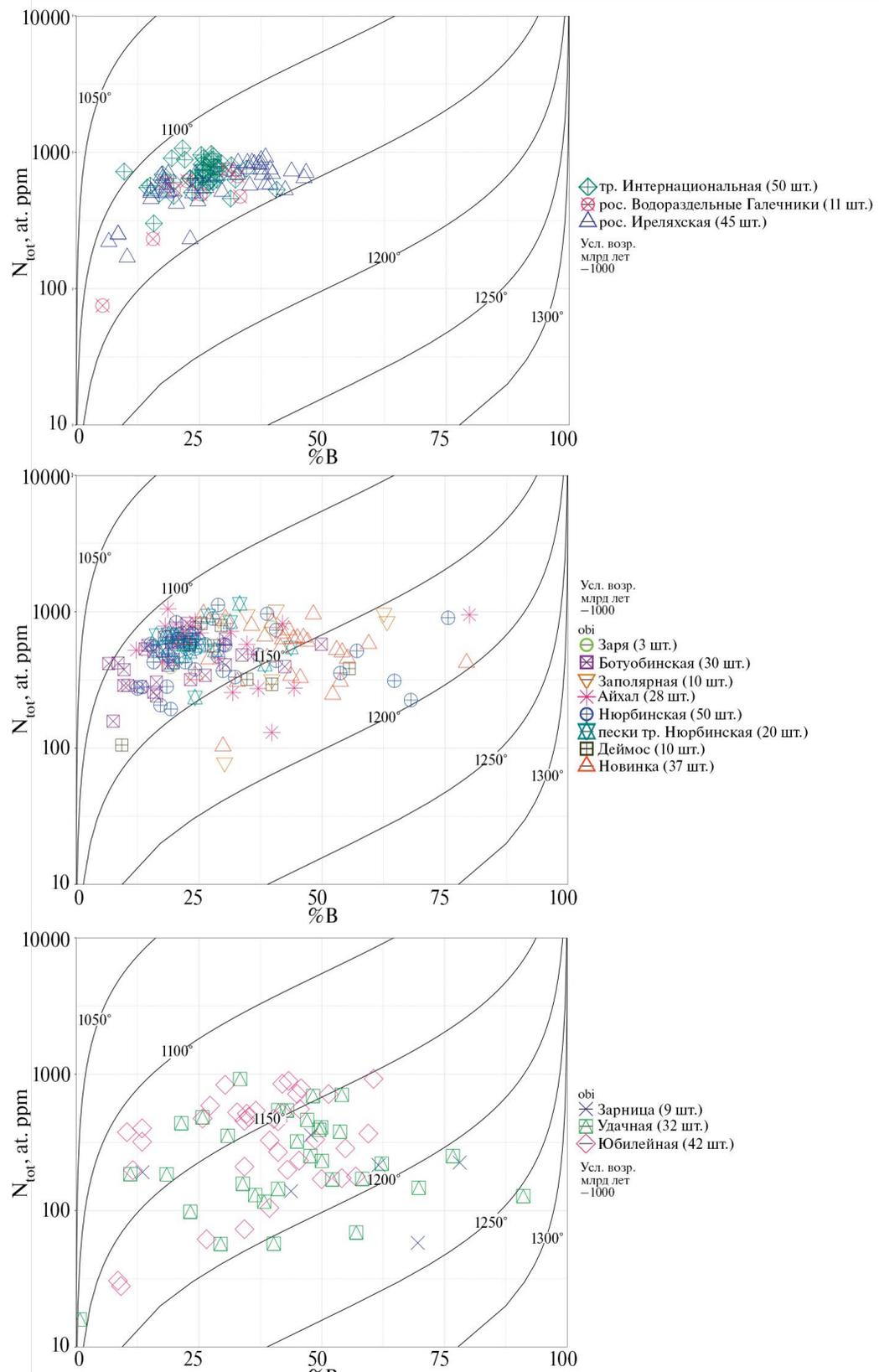
соответствует данным из большого массива мелких алмазов (База данных "RESEARCH — АЛМАЗЫ") (Забелин и др., 2016) из геологических проб соответствующих месторождений, а также ранее опубликованным работам (Зинчук и др., 2001; Зинчук, Бардухинов, 2021, 2022_{1–3}). В большинстве месторождений были отмечены алмазы с желто-зеленой фотолюминесценцией, фиолетовой и единичный случай с желтой (тр. Ботуобинская), а также не светящиеся индивиды (максимальное количество — в трубках Ботуобинская и Айхал). Отмечены также алмазы с зональным свечением — комбинацией двух цветов фотолюминесценции в разных зонах, однако такие образцы присутствуют не во всех изученных месторождениях.

Изучение фотолюминесцентной спектроскопии крупных алмазов показало, что в спектрах свечения 357 кристаллов (94%) присутствует полоса N3 (415 нм), в 241 алмазах (64%) она доминирует, определяя розово-сиреневый, синий (голубой) цвет свечения (табл. 1, стр. 374–383). Полосы N3 (503 нм) зарегистрированы в спектрах люминесценции у 70 алмазов (19%) и 12% алмазов, она доминирует в спектрах. Кристаллов с бесструктурной полосой люминесценции с максимумом 640 нм 127 кристаллов (34%).

В таблице (табл. 1, стр. 374–383) представлены результаты определения общего содержания азота (суммарное содержание азота в А и В1 формах), концентрация азота в А-форме, В1-форме, В% (агрегация азота), интенсивность поглощения В2-центра, положение полосы В2-центра, интенсивность поглощения на линии 3107 см^{-1} (Н-центр).

В целом содержание общего азота в крупных алмазах находится в широком диапазоне и варьирует от 0 до 1142 ат. ppm (фиг. 3, табл. 1). Преобладают кристаллы со средней концентрацией структурного азота 400–950 ат. ppm и агрегацией 20–40%. При этом в выборках из месторождений ДААР, СМАР и МААР обнаружено 19 безазотных алмазов (N_{tot} менее 25 ат. ppm), представленные ламинарными ромбододекаэдрами, переходными формами и кубическим габитусом I разновидности по Орлову Ю.Л. (Орлов, 1973).

На диаграмме распределения алмазов по концентрации суммарного азота (N_{tot}) и степени агрегации (В%) (фиг. 3) месторождения ДААР образуют обширное облако точек, что может указывать на формирование таких алмазов в результате нескольких этапов алмазообразования. Как видно из фиг. 4, содержание крупных алмазов в месторождении коррелирует с уровнем агрегации алмазов, зависящим от особенностей роста или постростовых



Фиг. 3. Распределение значений концентрации суммарного азота (N_{tot}) и степени агрегации азота (%B) в крупных алмазах из промышленных месторождений Якутии. Значения нанесены на диаграмму Тейлора (Taylor, 1990). Месторождения сгруппированы по трем диаграммам с учетом вариации примеси азота (от узкой до широкой).

изменений алмаза. В то же время крупные алмазы из СМАР и МБАР на диаграмме (фиг. 3) достаточно плотно сгруппированы, в частности данные по алмазам из тр. Интернациональная практически одинаковые, что свидетельствует о единых температурно-временных параметрах и мантийных условиях образования алмаза. Таким образом, можно предположить, что наиболее продуктивными на крупные алмазы являются те месторождения, в которых большинство алмазов принадлежат одной популяции – среднеазотным низкоагрегированным алмазам (температуры формирования алмаза $\sim 1100^\circ\text{C}$).

Отличительной особенностью изученных алмазов является очень низкая интенсивность или полное отсутствие линии 3107 см^{-1} в ИК-спектрах, которую обычно связывают с примесью водорода, в виде дефекта VN_3H (Goss et al., 2014). В наших исследованиях только для 11 кристаллов зафиксированы коэффициенты поглощения более 2 см^{-1} , при этом установлено, что в одном кристалле интенсивность полосы 3107 см^{-1} достигала 4.9 см^{-1} . Новые исследования водородсодержащих центров современными методами SIMS (масс-спектрометрия вторичных ионов) показали, что только часть водорода находится в оптически-активной форме и может быть определена спектральными методами (Каминский и др., 2020). В то же время в работах (Хачатрян и др., 2008; Fritsch, Hainschwang et al., 2007; Хачатрян, Анашкина, 2021) концентрацию водородсодержащих дефектов, определенную методом ИК-спектроскопии, связывают с механизмами роста и мантийными условиями алмазообразования. Экспериментально установлено, что при определенных условиях образование алмаза происходит в результате реакции диссоциации метана. Побочным продуктом данного процесса является водород (Sokol et al., 2017; Kolesnikov et al., 2009), который может входить в структуру алмаза, что с учетом наших данных о низком содержании водорода в крупных алмазах, свидетельствует о неблагоприятном факторе наличия повышенных концентраций водорода при алмазообразовании крупных индивидов. На этом основании можно сделать вывод о том, что повышенные значения концентрации водорода в алмазах не только отрицательно сказываются на общей алмазоносности месторождения, но и в целом контролируют снижение содержания крупных алмазов.

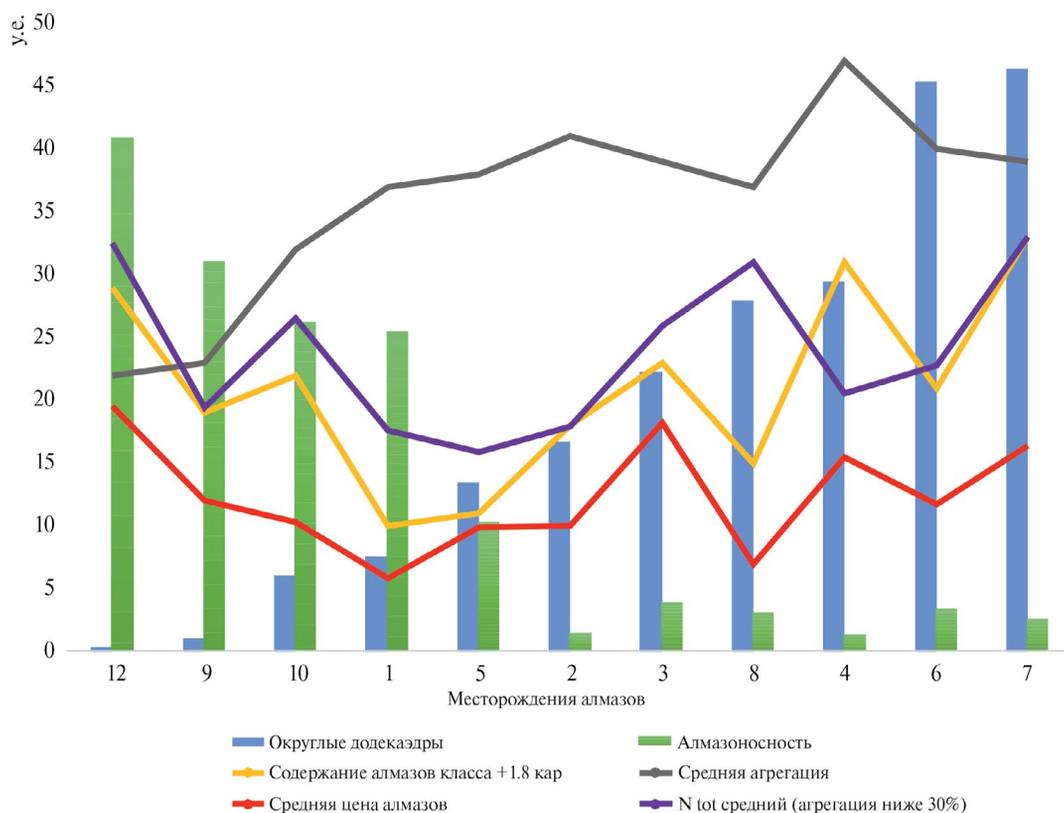
Согласно морфологическому критерию алмазоносности, сформулированному В.И. Коптилем (Зинчук, Коптиль и др., 2001), если доля кристаллов додекаэдридов превышает 18–20%, кимберлитовое тело можно отнести к категории

низкоалмазоносных. Помимо этого, в литературе описана корреляция между распределением азота и водорода в алмазах и алмазоносностью месторождения (Хачатрян, Анашкина, 2021). С одной стороны, указанные зависимости могут иметь место для части Якутских месторождений, с другой стороны – для месторождений, имеющих широкие вариации концентрации азота (несколько генераций алмазов, разделенных по времени и температуре), применять усредненные значения, по нашему мнению, не совсем корректно.

В нашей работе предпринята попытка на основании изучения крупных алмазов сопоставить различные типоморфные характеристики алмазов в месторождении с содержанием крупных кристаллов. Необходимо отметить, что усредненные данные по азоту приведены для выборок алмазов с агрегацией примеси ниже 30%, так как проведенное исследование крупных алмазов показало доминирование низкоагрегированных алмазов. На фиг. 4 отображены результаты изучения алмазов из геологических проб коренных месторождений (База данных “RSEARCH – АЛМАЗЫ”) с представительным количеством изученных алмазов всех классов крупности по трубкам: тр. Айхал – 806 шт., тр. Заря – 3440 шт., тр. Юбилейная – 3105 шт., тр. Зарница – 4089 шт., тр. Удачная – 6299 шт., тр. Заполярная (2664 шт.), тр. Деймос (181 шт.), тр. Новинка (3235 шт.), тр. Ботуобинская (1504 шт.), тр. Нюрбинская – 6050 шт., тр. Интернациональная – 3141 шт. (Забелин, Ковальчук и др., 2016). Все значения представлены в условных единицах. На фиг. 4 трубки расположены в порядке увеличения доли округлых алмазов. Установлено, что содержание алмазов в этих трубках обратно пропорционально количеству округлых додекаэдридов.

Наряду с морфологией алмаза на фиг. 4 вынесены усредненные данные по общему содержанию азота и его агрегации (База данных “RSEARCH – АЛМАЗЫ”), а также содержание крупных алмазов класса +1.8 карат, достаточно представительного в количественном отношении. Как видно из рисунка, с ростом содержания азота в алмазах увеличивается доля крупных алмазов в месторождении. Напротив, по агрегации азота в алмазах, как показателю постростовой истории, отмечена отрицательная зависимость с содержанием крупных алмазов.

На примере месторождений Мунского района (трубки Деймос, Заполярная и Новинка) отчетливо наблюдается обратная зависимость между концентрацией азота и алмазоносностью в связи с тем, что



Фиг. 4. Корреляционные зависимости основных характеристик алмазов. Месторождения: см. фиг. 2.

Примечание: округлые додекаэдры, %; алмазоносность, кар/т; содержание алмазов класса +1.8 карат в алмазном сырье, %; средняя цена алмазов, \$/кар (данные ЦСА, 2022 г.); N_{tot} средний, ат.ррм – усредненное содержание азота в алмазах; средняя агрегация, % – усредненная агрегация примеси азота.

именно в этих кимберлитовых телах значительно выше доля округлых алмазов, отражающая степень воздействия на алмазы процессов растворения и, соответственно, специфичные условия эволюции алмазов данных месторождений. В этом ключе месторождения Деймос, Заполярная и Новинка представляют особый интерес, так как при низкой суммарной алмазоносности в них часто находят крупные и особо крупные (более 50 карат) алмазы.

Статистические результаты по содержанию крупных алмазов (+1.8 карат) показывают, что для высокоалмазоносных месторождений Интернациональная, Ботуобинская, Нюрбинская и Айхал наблюдается обратная корреляция между количеством округлых алмазов и долей крупных, содержанием и ценой алмазного сырья (фиг. 4). Напротив, для остальных рассматриваемых месторождений с повышенной долей додекаэдроидов прослеживается почти прямая зависимость. Это можно объяснить тем, что процентное содержание округлых додекаэдров, которые являются формой растворения (Сонин, Жимулев, 2002), показывает степень

влияния процессов растворения в месторождении – чем больше их количество, тем интенсивнее происходили процессы и тем меньше алмазного сырья наблюдается в трубке. Так как растворению без остатка в первую очередь подвергаются мелкие алмазы, то меняется распределение кристаллов по классам крупности в пробе, вследствие чего закономерно возрастает доля крупных алмазов по отношению к остальным классам крупности. Средняя цена алмазов по месторождениям зависит от многих факторов – форма кристаллов, наличие дефектов, цветовые характеристики. Однако распределение по крупности – самый важный фактор, влияющий на стоимость алмазного сырья. На фиг. 4 прослеживается прямая зависимость средней цены алмазов от количества крупных кристаллов в изучаемых месторождениях. Несколько искажают картину показатели трубок Ботуобинская и Юбилейная вследствие высокого качества и стоимости алмазов крупных классов, резко повышающих среднюю цену алмазного сырья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые проведено изучение представительного количества алмазов массой более 10.8 карат из промышленных месторождений Якутии, извлеченных в процессе раздельного обогащения руды каждой изучаемой кимберлитовой трубки.

На основании полученных данных можно прогнозировать наличие крупных алмазов при предварительной оценке месторождений. Так, по нашему мнению, сочетание определенным образом морфологических и оптико-спектроскопических параметров алмазов из геологических коллекций может указывать на вероятность обнаружения крупных индивидов.

Определены типоморфные особенности изученных алмазов для тел с различным содержанием крупных алмазов и качеством алмазного сырья. Среди алмазов геологических коллекций установлено широкое распространение октаэдров для кимберлитовых тел с высокой долей крупных алмазов; с понижением содержания крупных алмазов в кимберлитах растет доля переходных форм и округлых додекаэдров. Для большинства кимберлитовых трубок, где доля среднеазотных (500–800 ppm) низкоагрегированных (до 30%) кристаллов повышена (более 50%) в сочетании с пониженным содержанием примеси водорода (N_{sp} до 1.5 см^{-1}) и округлых додекаэдров (менее 20%), можно ожидать наличие крупных алмазов. Наряду с этим для кимберлитов с высоким содержанием округлых алмазов (более 20%) и повышенным усредненным значением азота (для группы низкоагрегированных алмазов) также существует вероятность обнаружения крупных кристаллов, что, по нашему мнению, связано с процессами природного растворения мелких кристаллов. В таких месторождениях возрастает количество алмазов крупных классов в добытой партии и, соответственно, средней цены за карат алмазного сырья. Именно поэтому добыча алмазного сырья из месторождений с низкой (убогой) алмазонасностью (тр. Зарница, Деймос) рентабельна за счет повышенной доли алмазов крупных классов.

В дальнейших работах по этому направлению необходимо провести ревизию известных кимберлитовых тел ЯАП на наличие крупных и особо крупных алмазов по данным геологических коллекций.

Проведенное исследование показало аномальную распространенность включений флогопита в крупных алмазах (до 10% в некоторых месторождениях), что может косвенно свидетельствовать об их образовании в процессах мантийного

метасоматоза при активном участии летучих компонентов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность коллективу лаборатории комплексного изучения алмазов Вилюйской ГРЭ за помощь в проведении исследований. Особую благодарность выражаем за предоставленную информационную поддержку и организационно-сопроводительную работу коллективу Центра сортировки алмазов в лице директора С.С. Лаврентьева и главным геологам Горно-обогатительных комбинатов В.Г. Мухоплеву, И.А. Зайцеву и А.С. Коноплеву

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А., Налётов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 1986. 222 с.
- Вечерин П.П., Журавлев В.В., Квасков В.Б., Клюев Ю.А., Красильников А.В., Самойлович М.И., Суходольская О.В. Природные алмазы России // Ред. Квасков В.Б. М.: Полярон, 1997. 160 с.
- ГОСТ Р 51519.2-99. Алмазы природные необработанные. Классификация. Основные признаки.
- Забелин А.В., Ковальчук О.Е., Помазанский Б.С. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2016620793 Российская Федерация. “RSEARCH – АЛМАЗЫ”: № 2016620536: дата поступления 28.04.2016: дата гос. регистрации 15.06.2016; правообладатель АК “АЛРОСА” (ПАО).
- Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. О специфике изучения алмаза при прогнозно-поисковых работах (на примере Сибирской платформы) // Руды и металлы. 2021. № 3. С. 59–75 / Ores and metals 2021. № 3. Р. 59–75. <https://doi.org/10.47765/0869-5997-2021-10018>
- Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов // Руды и металлы № 1/2022₁. С. 77–93 / Ores and metals. 2022. № 1. Р. 77–93. <https://doi.org/10.47765/0869-5997-2022-10004>
- Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Алмазы из полупромышленных кимберлитов // Вестник Воронежского государственного университета. 2022₂. Серия: геология № 2. С. 32–45. <https://doi.org/10.17308/geology.2022.2/9277>
- Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. О специфике докембрийских источников алмазов в россыпях // Вестник Пермского ун-та. Геология. 2022₃. Т. 21. № 2. С. 149–166.

- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Махин А.И.* Об основных типоморфных особенностях алмазов в краевых частях Восточно-Европейской и Сибирской платформ // *Известия ВУЗов. Геология и разведка.* 2001. № 4. С. 22–35.
- Каминский Ф.В., Шиლობреева С.Н., Бер Б.Я., Казанцев Д.Ю.* Количественное определение водорода в природном алмазе с использованием масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) // *Докл. РАН. Науки о земле.* 2020. Т. 494. № 1. С. 43–48.
- Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973.
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С.* Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // *Геология и геофизика.* 2009. Т. 50. № 12. С. 158–160.
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Афанасьев В.П., Ченуров А.И.* Генетические аспекты морфологии алмазов // *Геология руд. месторождений.* 2002. Т. 44. № 4. С. 331–341.
- Хачатрян Г.К., Анашкина Н.Е.* Соотношение между распределением структурных примесей в кристаллах алмаза и алмазоносностью кимберлитовых трубок (на примере Архангельской области и Якутии) // *Руды и металлы.* 2021. №3. С. 114–130.
- Хачатрян Г.К., Палажченко В.К., Гаранин В.К., Иванников П.В., Веричев Е.М.* Генезис “неравновесных” кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки им. Карпинского-1 по данным катодной люминесценции и ИК-спектроскопии // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология.* 2008. № 2. С. 38–45.
- Bowen D.C., Ferraris R.D., Palmer C.E., Ward J.D.* On the unusual characteristics of the diamonds from Letšeng-la-Terae kimberlites, Lesotho. *Lithos*, 2009. V. 112S. P. 767–774.
- Ulrika F.S., D’Haenens-Johansson, Evan M. Smith, Karen V. Smit, Wuyi Wang, Thomas M. Moses.* The 812-carat pure Type IaB constellation diamond from Karowe – part of an even larger rough? // *Extended Abstracts. 11th International Kimberlite Conference.* Gaborone. Botswana. 11IKC-4611. 2017.
- Fritsch E., Hainschwang T., Massi L., Rondeau B.* Hydrogen-related optical centres in natural diamond: an update // *New Diamond and Frontier Carbon Technology.* 2007. V. 17. № 2. P. 63–88.
- Goss J.P., Briddon P.R., Hill V., Jones R., Rayson M.J.* Identification of the Structure of the 3107 cm⁻¹ H-related Defect in Diamond // *Journal of Physics: Condensed Matter.* 2014. V. 26. P. 145801. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/26/14/145801>
- Kolesnikov A., Kutcherov V.G., Goncharov A.F.* Methane-derived hydrocarbons produced under upper-mantle conditions // *Nat. Geosci.* 2009. V. 2(8). P. 566–570.
- Meyer H.O.A.* Inclusions in diamonds / Ed. *P.H. Nixon* // *Mantle xenoliths.* Wiley. Chichester. 1987. P. 501–522.
- Moore A.E.* The origin of large irregular gem-quality type II diamonds and the rarity of blue type IIb varieties // *South African J Geol.* 2014. V. 117. P. 219–236.
- Motsamai T., Harris J.W., Stachel T., Pearson D.G., Armstrong J.* Mineral inclusions in diamonds from Karowe Mine, Botswana: super-deep sources for super-sized diamonds? // *Mineralogy and Petrology.* 2018. V. 112 (Suppl 1). P. 169–180.
- O’Reilly S.Y., Griffin W.* Mantle metasomatism // *Metasomatism and the chemical transformation of rock.* Springer. 2013. P. 471–533.
- Smith E.M., Shirey S.B., Wang W.* The very deep origin of the world’s biggest diamonds // *Gems & Gemology.* 2017. V. LIII. P. 388–403.
- Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W.* Large gem diamonds from metallic liquid in Earth’s deep mantle // *Science.* 2016. 354. P. 1403–1405.
- Sokol A.G., Tomilenko A.A., Bul’bak T.A., Palyanova G.A., Sokol I.A., Palyanov Y.N.* Carbon and Nitrogen Speciation in N-poor C-O-H-N Fluids at 6.3 GPa and 1100–1400°C // *Scientific Reports* 2017. V. 7 (1). P. 1–19.
- Taylor W.R.* Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australian diamonds: time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // *Amer. Mineral.* 1990. V. 75. P. 1290–1310.
- Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M.* Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // *Amer. Miner.* 1990. V. 75. P. 1290–1310.
- Zaitsev A.M.* Optical properties of diamond: A data handbook // *Springer Berlin Heidelberg.* 2001. 502 p.

THE FIRST RESULTS OF THE STUDY OF LARGE DIAMONDS FROM INDUSTRIAL DEPOSITS OF YAKUTIA

L. D. Bardukhinov¹, E. M. Sedykh¹, A. A. Evstratov², K. V. Garanin², N. N. Zinchuk³

¹*Vilyuyskaya Geological Exploration Expedition PJSC "ALROSA", ul. Vilyuyskaya, 7B, Mirny,
Republic of Sakha (Yakutia), 678174 Russia*

²*Public Joint Stock Company "ALROSA" ul. Lenina, Mirny, 6, Republic of Sakha (Yakutia), 678175 Russia*

³*West Yakut Scientific Center, ul. Tikhonova 5, b. 1, Mirny, Republic of Sakha (Yakutia), 678170 Russia*

**e-mail: bardukhinovld@alrosa.ru*

A representative amount of diamonds larger than 10,8 carats extracted from deposits of Yakutia during the separate ore processing of each kimberlite pipe has been studied for the first time. It is shown that according to such typomorphic characteristics of a diamond as habitus, nitrogen content and aggregation, hydrogen concentration in a diamond, it is possible to carry out a preliminary evaluation of the deposit to predict the presence of large and giant diamonds. It has been established that large diamonds from the deposits of the Daldyn-Alakitsky area have a wide variations of nitrogen impurity and its aggregations in comparison with diamonds from the Malobotuobinsky, Srednemarkhinsky areas. It is determined that the content of large diamonds in the pipes of Yakutia is inversely proportional to the number of rounded dodecahedroids. The most promising deposits for finding of large diamonds are those in which the majority of diamonds belong to one population – average nitrogen low-aggregated diamonds that were formed at a temperature of ~1100°C. According to the study of geological collections of diamonds, it is shown that in kimberlite pipes with an increased nitrogen content in diamonds, a raising in the proportion of large diamonds in the deposit is noted. On the contrary, according to the aggregation of nitrogen in diamonds, as a parameter of the post-growth history, there is a negative correlation with the content of large diamonds. Increased value concentrations of hydrogen in diamonds not only negatively affect the total diamond content of the deposit, but also generally control the decrease in the content of large diamonds.

Keywords: diamonds, inclusions, IR spectroscopy, typomorphism of diamonds, Siberian platform

Таблица 1. Основные характеристики образцов крупных алмазов из промышленных месторождений Якутии

N	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Габитус, равновидность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолумин	Not, at. Ppm	%B, %	V ₂ , см-1	V ₂ , см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
1	ДИАР	Трубка Айхал	40,78	Near Gem	IV pv	Ctd	КТ, ЧрпСк	Gr, Sf	несв.	-	-	-	-	-	520, N3	
2			29,49	"	I pv/C	Gry	КТ, ЧрВп	Gr	несв.	-	-	-	-	-	540, N3	
3			28,23	"	I pv/C	Blk	нет	КТ, ЧрВп	Gr	несв.	-	-	-	-	540	
4			23,17	"	I pv/O-D	Gry	Gry	КТ, ЧрВп, Кв	Gr	несв.	-	-	-	-	-	N3, 640
5			18,01	"	I pv/C	Gry	Gry	ЧрВп	Gr	зон.	-	-	-	-	-	540
6			16,41	"	VIII pv	Yl	Yl	КТ	Gr	несв.	-	-	-	-	-	640, N3
7			12,90	"	I pv/O	Yl	Yl	КТ, ЧрВп	Gr, Sf	зон.	130,1	39,8	1,7	1361,9	0,4	N3
8			12,34	"	I pv/O-D	Blk	Blk	КТ, ЧрВп	Gr, Sf	зон.	273,8	37,0	4,7	1362,0	0,2	540, N3
9			15,88	Gem	15,88	"	I pv/O-D	Lt Yl	нет	Ol, Chr, Gr, Sf	426,7	17,5	0,9	1369,3	0,0	N3
10			15,61	"	I pv/O	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ЧрВп	нет	Pnk	255,5	31,8	4,1	1361,7	0,1	N3, S3
11			13,42	"	I pv/O	Lt Yl	Lt Yl	ЧрВп	Gr	несв.	522,0	12,2	0,6	1369,7	0,0	N3, 640
12			10,95	"	I pv/O-D	Dk Yl	Dk Yl	КТ, ЧрВп	Gr	Bl	948,5	80,0	14,7	1369,4	0,7	N3, S3, H3
13			22,84	"	I pv/O-D	Yl	Yl	КТ, ЧрВп	Gr	зон.	716,6	31,4	11,5	1365,6	0,2	N3, 640
14			20,35	Near Gem	20,35	"	I pv/C	Gry	ЧрВп	Gr, Sf	699,1	25,2	1,3	1364,0	0,9	540, N3
15			38,95	"	I pv/COR	Gry	Gry	КТ, ЧрВп	Gr, Sf	зон.	488,3	36,1	0,5	1363,0	1,7	540, N3
16			14,39	"	I pv/C	Gry	Gry	КТ, ЧрВп	Gr	Yl-Grm	580,6	29,8	1,6	1362,2	1,0	540, N3
17			11,52	"	IV pv	Ctd	Ctd	нет	Gr	несв.	786,1	23,3	3,6	1370,3	0,1	520
18			23,95	"	IV pv	Ctd	Ctd	ЧрВп	Gr	несв.	581,7	19,7	2,8	1366,7	0,0	520, N3
19			29,87	"	I pv/COR	Gry	Gry	ЧрВп	Gr	зон.	575,9	34,7	1,4	1361,1	0,8	520, N3
20			13,04	"	I pv/COR	Gry	Gry	КТ, ЧрВп	Gr	Yl-Grm	781,8	18,1	0,9	1366,9	0,5	520
21			44,95	"	I pv/C	Gry	Gry	ЧрВп	нет	Yl-Grm	847,5	24,2	3,4	1367,5	0,5	520
22			26,04	"	I pv/C	Gry	Gry	КТ, ЧрВп	Gr, Sf	зон.	820,9	42,0	4,0	1365,7	0,8	520
23			32,39	"	I pv/C	Gry	Gry	КТ	нет	зон.	-	-	-	-	-	520
24			13,08	"	I pv/COR	Gry	Gry	КТ	нет	Bl	455,3	28,9	2,9	1361,9	0,7	520, N3
25			16,67	"	I pv/C	Lt Yl	Lt Yl	КТ	Gr, Sf	Yl-Grm	654,7	21,7	2,3	1363,6	0,6	520, N3
26			12,98	"	I pv/O-D	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ЧрВп	Gr	Bl	276,3	44,3	5,5	1362,1	0,3	N3
27			12,55	"	I pv/C	Gry	Gry	КТ	нет	Yl-Grm	1047,6	18,7	0,8	1368,5	0,8	520
28			11,44	"	I pv/C	Gry	Gry	нет	нет	зон.	810,4	20,3	1,3	1363,1	0,6	520
29			12,06	Gem	12,06	"	O	Lt Yl	ЧрВп	Chr	393,9	19,1	3,3	1363,6	0,0	N3, S3
30			18,47	Near Gem	18,47	"	O	Yl	ЧрВп	Gr	766,6	39,8	7,2	1363,6	0,2	N3, 640
31			15,81	"	III pv	Dk Brn	Dk Brn	нет	Gr	Yl-Grm	-	-	-	-	-	540, N3
32			36,82	Gem	36,82	"	I pv/O	Yl	КТ	Gr	716,5	45,0	8,8	1364,6	0,2	N3, S3
33			19,93	"	I pv/O	Yl	Yl	КТ, ЧрВп	Gr	Pnk	787,8	45,8	8,2	1364,8	0,2	N3, S3
34			17,04	"	I pv/O-D	Lt Yl	Lt Yl	нет	нет	Pnk	473,3	25,7	4,2	1364,6	0,1	N3, S3
35			15,51	"	I pv/O-D	Dk Yl	Dk Yl	КТ, ЧрВп	нет	Bl	924,2	60,5	12,9	1360,4	0,3	N3
36			15,03	"	I pv/O-D	Yl	Yl	нет	Chr	Pnk	455,0	34,3	8,3	1363,5	0,1	N3
37			31,64	"	I pv/O	Yl	Yl	КТ	Gr	Pnk	588,2	27,3	5,2	1365,6	0,1	N3, S3
38			14,51	"	I pv/O-D	Lt Yl	Lt Yl	нет	Ol, Pt, Sf	Bl	366,8	59,5	12,5	1362,7	0,1	N3
39			14,21	"	I pv/O-D	Lt Yl	Lt Yl	нет	En, Sf	Bl	485,5	35,1	12,6	1363,6	0,1	N3
40			12,74	"	I pv/O-D	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ЧрВп	Chr	Bl	524,8	32,8	7,3	1364,2	0,1	N3
41			12,34	"	I pv/O	Lt Yl	Lt Yl	ЧрВп	Омп, Phl	Pnk	401,1	13,4	1,0	1365,4	0,0	N3, S3
42			11,61	"	I pv/O-D	Lt Yl	Lt Yl	КТ	нет	Pnk	835,6	30,3	8,7	1367,5	0,1	N3
43			11,13	"	I pv/O-D	Yl	Yl	нет	Gr	Bl	512,9	42,0	15,0	1363,6	0,1	N3, S3

Таблица 1. Продолжение.

№	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Габитус, разнородность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолумин	Not, at. Ppm	%B, %	V ₂ , см-1	V ₂ , см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
44	ДЛАР	рыбка Юбилейная	10,81	Gem	1 пв/Р	Yl	нет	Gr	Bl	512,5	34,7	8,4	1363,6	0,1	N3		
45			39,06	"	1 пв/О	Lt Yl	КТ, ТрВп	Ol, Chr, Gr, Sf	Bl	285,8	54,8	5,5	1360,4	0,0	N3		
46			17,63	"	1 пв/О-D	Cl	КТ, ТрВп	Ol, Gr, Sf	Bl	173,0	54,1	4,0	1361,4	0,1	N3		
47			16,88	"	1 пв/О-D	Cl	КТ	Ol, Gr	несв.	198,1	11,5	0,7	1362,7	0,1	N3, S3		
48			21,82	Near Gem	1 пв/Р	Gry	КТ	Gr, Sf	Bl	471,2	40,2	7,1	1363,7	0,1	N3		
49			21,64	"	1 пв/О-D	Lt Yl	КТ, ТрВп	Phi, Gr	Bl	539,7	36,6	9,0	1363,1	0,1	N3, S3		
50			19,01	"	1 пв/О	Dk Brn	КТ, ТрВп	Ol, Gr, Sf	несв.	73,1	34,3	1,2	1360,5	0,1	520, N3, H3, S36		
51			18,69	"	1 пв/О-D	Dk Brn	Кв, ТрВп	Gr, Sf	Yl-Gem	28,0	9,1	0,1	1360,9	0,0	H3, N3, S36, 491		
52			18,42	"	1 пв/О-D	Lt Yl	КТ	Gr	Pnk	893,4	43,2	10,7	1365,6	0,3	N3, 640		
53			15,35	"	1 пв/Д	Blk	КТ	Gr	несв.	-	-	-	-	-	-	640, N3	
54			15,03	"	прочие	Dk Brn	КТ	Gr	несв.	-	-	-	-	-	-	520, H3, N3, H4, S36, S75	
55			13,74	"	1 пв/Р	Yl	КТ	Gr	Yl-Gem	850,2	42,0	11,7	1370,4	1,7	1363,6	0,4	N3, S3, H4, S36
56			12,98	"	1 пв/Р	Gry	ЧрВп	Gr, Sf	Bl	268,9	5,4	5,6	1363,6	0,4	N3		
57			12,30	"	1 пв/О-D	Dk Brn	ППД, ТрВп	Gr, Sf	несв.	232,5	45,4	5,6	1361,5	0,0	520, N3, H3, S36		
58			11,80	"	1 пв/Р	Dk Brn	КТ, Кв	Gr	несв.	1,3	0,0	0,3	1370,5	0,9	N3, H4, S36, S75		
59			11,28	"	1 пв/О-D	Gry	ППД, КТ, ТрВп	Gr, Sf	Bl	104,6	39,3	1,9	1360,8	0,2	N3, H3, S3, 491		
60			11,04	Near Gem	11,04	"	1 пв/О-D	Dk Brn	КТ, ТрВп	нет	несв.	-	-	-	-	-	540, N3
61			12,71	"	1 пв/О-D	Lt Yl	Gr, Sf	Lt Yl	нет	331,2	48,7	7,2	1363,7	0,2	N3, S3, S2, S36		
62			11,24	"	1 пв/Р	Lt Brn	Ol, Gr, Sf	Lt Brn	ТрВп	30,6	8,5	0,1	1360,5	0,0	H3, N3, S3, S36, 491		
63			12,66	"	1 пв/Р	Cl	Gr	Cl	Mt	170,2	50,0	2,8	1361,0	0,7	N3		
64			13,03	"	1 пв/О	Lt Yl	Gr, Sf	Lt Yl	КТ, ТрВп	199,2	43,0	3,6	1361,4	0,2	N3		
65			11,56	"	1 пв/О	Cl	Gr	Cl	ТрВп	319,6	13,4	1,8	1363,2	0,0	N3, S3, S36		
66			11,56	"	1 пв/О	Lt Yl	Gr, Sf	Lt Yl	ТрВп	327,3	39,4	6,9	1361,7	0,2	N3, H3, S3		
67			15,95	"	1 пв/Р	Dk Brn	Ol, Pr, Gr, Sf	Dk Brn	нет	554,3	45,6	11,1	1364,6	0,1	N3		
68			14,88	"	1 пв/О-D	Cl	Cl	Cl	нет	178,1	56,9	4,3	1361,1	0,1	N3		
69			14,50	Near Gem	14,50	"	1 пв/Р	Cl	КТ	210,1	34,3	4,2	1361,7	0,1	N3		
70			13,28	"	1 пв/Р	Cl	ЧрВп	Cl	ЧрВп	61,7	26,5	0,8	1360,2	0,1	N3		
71			11,84	"	1 пв/О	Lt Brn	Ol, Gr, Sf	Lt Brn	КТ, ТрВп	714,7	51,4	8,9	1364,3	0,3	640, N3, S1		
72			11,56	"	1 пв/Р	Lt Yl	Gr, Sf	Lt Yl	ТрВп	451,9	41,1	10,8	1363,7	0,1	N3		
73			11,01	"	1 пв/О	Lt Yl	Ol, Gr, Sf	Lt Yl	КТ, ТрВп	375,7	10,3	1,0	1365,6	0,0	N3, S20		
74			34,03	Gem	34,03	"	1 пв/О	Dk Yl	нет	692,8	48,2	9,1	1362,5	0,2	N3, S3		
75			15,32	"	1 пв/О	Yl	Ol, Gr	Yl	ТрВп	542,2	42,9	9,4	1364,6	0,1	N3, S3		
76			13,04	"	1 пв/О	Yl	Chr, Gr, Sf	Yl	ТрВп	437,0	21,4	3,9	1364,7	0,1	N3, S3, 640		
77			12,57	"	1 пв/О-D	Lt Yl	Ol, Chr, Gr, Sf	Lt Yl	КТ	321,2	45,0	6,6	1362,3	0,2	N3, H3, S3, S36		
78			12,22	"	1 пв/О-D	Cl	Ol, Pr, Gr, Sf	Cl	КТ	56,9	29,4	0,9	1360,4	0,1	N3		
79			11,55	"	1 пв/О-D	Lt Yl	Ol, Pr, Gr, Sf	Lt Yl	КТ, ТрВп	220,8	62,2	5,7	1362,5	0,0	N3		
80			28,57	Near Gem	28,57	"	1 пв/О-D	Blk	ТрВп	127,9	91,0	1,2	1360,7	0,8	N3		
81			18,64	"	1 пв/О	Blk	Ol, Pr, Gr, Sf	Blk	нет	391,3	49,5	6,6	1366,6	0,3	N3		
82			15,52	"	1 пв/О-D	Cl	Ol, Pr, Gr, Sf	Cl	ТрВп	69,1	57,0	1,0	1361,7	0,5	N3		
			Трубка Уланская														

Таблица 1. Продолжение.

N	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Таблица, разновидность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолумин	Not, at. Ppm	%B, %	B ₂ , см-1	V B ₂ , см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
83	ДААР	Трубка Удланая	14,66	"	Ирв/O-D	Dk Brn	ППД, КТ, ТрВн	Ol	несв.	185,4	11,0	0,5	1362,7	0,0	H3, N3, H4, 536, 491	
84			14,27	"	Ирв/O-D	Lt Brn	нет	Gr	Bl	0,9	57,3	40,2	0,9	1361,5	0,2	H3, N3, H4, 536, 491
85			13,47	"	Ирв/O	Lt Yl	ТрВн	ТрВн	Chr	Bl	544,6	41,2	12,0	1363,6	0,1	N3, S3
86			13,64	"	Ирв/O-D	Dk Brn	КТ, ТрВн	КТ, ТрВн	Gr	несв.	98,1	23,3	1,0	1361,1	0,0	520, N3, H3, 536
87			12,88	"	Ирв/O-D	Gry	Гры	ППД	Ol, Gr	Bl	250,8	76,7	4,1	1362,5	0,7	N3
88			12,16	"	Ирв/O	Cl	Cl	ТрВн	Chr	Bl	378,9	53,7	7,7	1361,8	0,3	N3
89			11,32	"	Ирв/R	Dk Brn	Dk Brn	КТ, ТрВн	Gr, Sf	Yl-Grm	169,1	52,1	2,9	1362,1	0,4	N3, H3, 536
90			10,95	"	Ирв/O-D	Cl	Cl	КТ	Gr, Sf	Bl	353,7	30,8	6,1	1363,0	0,1	N3
91			14,52	Gem	11,53	"	Ирв/O-D	Lt Yl	КТ, ТрВн	Gr	184,6	18,4	1,3	1362,3	0,0	N3, 640
92			11,77	"	Ирв/O	Dk Yl	Cl	ТрВн	Ol, Pr, Chr	Gr, Sf	920,9	33,4	11,8	1369,4	0,2	N3, S3, 640
93			16,75	"	Ирв/O-D	Lt Yl	Cl	ТрВн	ТрВн	Gr	482,7	25,7	4,8	1363,7	0,0	N3, 640
94			13,45	Gem	12,60	"	Ирв/O-D	Lt Yl	ТрВн	Gr, Sf	250,9	47,7	5,4	1361,9	0,1	N3
95			15,11	Near Gem	12,76	"	Ирв/O-D	Cl	ТрВн	Gr, Sf	407,6	49,9	8,7	1362,0	0,4	N3
96			13,89	"	11,74	"	Ирв/O-D	Dk Brn	КТ, ТрВн, ППД	Gr, Sf	157,3	33,9	2,3	1361,2	0,2	N3, H3
97	14,13	"	11,08	"	Ирв/O-D	Gry	КТ	Gr, Sf	232,0	50,0	6,2	1363,0	0,5	N3		
98	14,19	"	11,59	"	Ирв/O-D	Dk Brn	КТ, ТрВн, ППД	нет	143,9	41,1	2,7	1360,7	0,1	N3		
99	14,13	"	11,08	"	Ирв/O-D	Dk Brn	КТ, ТрВн, ППД	Gr, Sf	461,2	47,0	6,1	1362,0	0,9	N3, S1, 536		
100	14,13	"	11,08	"	Ирв/O-D	Dk Brn	КТ, ТрВн, ППД	Gr, Sf	170,9	58,2	3,5	1361,0	0,2	H3, N3, S1, 536		
101	11,08	"	14,19	"	Ирв/O-D	Gry	КТ, ТрВн, ППД	Gr	146,9	69,7	2,7	1360,9	0,4	N3, H3, 536		
102	14,19	"	11,04	"	Ирв/O	Blk	нет	Ol, Gr, Sf	15,9	0,8	0,0	1360,2	0,0	H3, N3		
103	11,59	"	11,04	"	Ирв/O	Cl	КТ, ТрВн	Gr, Sf	703,5	54,1	7,9	1362,5	0,5	640, S3, N3, 536		
104	11,59	"	11,59	"	Ирв/O-D	Cl	ТрВн	Ol, Chr, Gr, Sf	130,0	36,4	2,5	1361,1	0,1	540, N3		
105	47,51	Near Gem	19,38	"	Ирв/O-D	Dk Brn	КТ, ТрВн	Gr	356,9	47,8	7,8	1361,5	0,8	520, N3, H3, 536		
106	19,38	"	19,15	"	Ирв/O-D	Dk Brn	КТ, ТрВн, ППД	Gr	0,0	0,0	0,0	—	—	520, N3, H3, 536		
107	19,15	"	18,49	"	Ирв/D	Dk Brn	КТ, ТрВн, ППД	Gr	0,0	0,0	0,0	—	—	N3, H3, 536, 575		
108	18,49	"	16,59	"	Ирв/O-D	Dk Brn	КТ, ТрВн, ППД	Gr	58,0	69,5	0,2	1361,2	0,5	520, N3, 536		
109	16,59	"	14,89	"	Ирв/D	Dk Brn	КТ, ТрВн, ЧпрСк	Gr	138,7	43,7	0,1	1371,4	1,9	N3, H3, 536		
110	10,98	"	11,28	"	Ирв/O	Lt Brn	КТ, ТрВн	Gr	215,5	61,5	5,3	1361,9	0,1	520, N3, H3, 536		
111	11,28	"	14,55	Gem	Ирв/C	Lt Yl	ЧрВн	Gr	225,0	78,1	6,2	1362,5	0,4	N3, H3, H4, 680		
112	36,96	Near Gem	64,34	"	Ирв/O-D	Cld	нет	Gr	0,0	0,0	0,0	—	—	H3, N3, H4, 536, 575, 491		
113	31,21	"	41,24	"	Ирв/O	Cld	нет	Gr	191,3	13,5	0,8	1362,7	0,0	N3		
114	32,11	"	12,43	"	Ирв/R	Gry	КТ	Gr, Sf	288,3	9,7	0,0	1375,8	0,0	H3, N3, S3		
115	12,01	"	12,01	"	Ирв/O	Cl	нет	Gr	408,0	30,4	0,6	1363,3	0,9	640, N3		
116	31,21	"	41,24	"	Ирв/O	Cld	нет	Gr	566,4	14,6	0,5	1376,7	0,5	S2, N3, H3,		
117	32,11	"	12,43	"	Ирв/COR	Gry	КТ	Gr, Sf	304,7	16,3	1,0	1365,0	0,0	N3, H3		
118	12,01	"	12,01	"	Ирв/O	Cl	нет	Gr	420,8	8,5	0,5	1368,8	0,2	N3, S3, 640		
119	12,01	"	12,01	"	Ирв/O	Cl	нет	Gr	512,7	15,7	0,7	1374,5	0,5	550		
120	12,01	"	12,01	"	Ирв/O	Cl	нет	Gr	416,8	6,6	0,3	1369,5	0,1	S2, N3, H3, S3, 640		
121	12,01	"	12,01	"	Ирв/O	Cl	нет	Gr	416,8	6,6	0,3	1369,5	0,1			

Таблица 1. Продолжение.

N	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Разновидность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолинии	Ntot, at. Ppm	%B, %	B2, см-1	V B2, см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
122	СМАР	Трубка Вотюбинская	11,32	"	И рв/О-Д	Lt Brn	нет	Gr	VI	257,0	15,7	0,4	1366,8	0,0	H3, N3, S3, 536, полдеф	
123			15,96	"	IV рв	Cld	ТрВп	Gr	Yl-Grn зон.	533,2	14,0	0,7	1370,6	0,0	N3, S40	
124			13,00	"	И рв/О-Д	Gry	нет	нет	Gr, Sf	341,4	26,2	1,0	1364,1	0,6	N3, H3, 640	
125			11,84	"	IV рв	Cld	нет	нет	Gr	241,3	16,3	0,1	1374,7	0,2	H3, N3, H4	
126			15,43	Gem	И рв/О-Д	Yl	4,5	нет	Gr	Yl	25,7	0,0	0,0	1358,3	0,1	575, S1, S3, N3
127			12,40	"	И рв/О	Lt Yl	Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	404,9	18,7	1,4	1364,6	0,1	N3, 640
128			15,90	"	И рв/О	Yl	Yl	КТ, ТрВп	Chr	Pnk	819,9	22,5	5,0	1367,5	0,1	N3, 640
129			11,67	"	И рв/О	Cl	Cl	КТ	Ol, Pr	Pnk	426,6	19,8	2,7	1365,5	0,0	N3, 640
130			29,60	"	И рв/О-Д	Lt Yl	Lt Yl	нет	Phi, Gr	Pnk	630,1	30,3	5,3	1366,2	0,2	640, N3
131			18,97	Near Gem	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	нет	Gr	Pnk	446,0	19,8	3,1	1364,2	0,0	N3, 640
132			11,42	"	И рв/О-Д	Yl	Yl	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	688,0	20,6	2,6	1369,4	0,1	640, N3
133			18,80	"	И рв/О	Gry	Gry	нет	Gr	неяс.	517,5	17,5	1,8	1366,3	0,0	640, N4
134			17,78	"	И рв/О-Д	Lt Brn	Lt Brn	нет	Gr	неяс.	288,5	10,5	0,7	1366,0	0,0	N3, S20
135			11,58	"	И рв/О-Д	Lt Brn	Lt Brn	КТ, ТрВп	Gr	Yl-Grn	375,9	9,7	0,2	1369,2	1,2	N3, S20
136	11,55	"	И рв/О-Д	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	неяс.	481,6	33,7	2,5	1364,3	0,1	520, N3, H3		
137	14,18	"	И рв/О-Д	Gry	Gry	КТ, ТрВп	Gr	неяс.	396,6	42,4	2,2	1366,9	0,3	520		
138	29,91	"	И рв/О-Д	Blk	Blk	КТ, ТрВп	Gr	неяс.	577,1	49,8	4,9	1373,3	2,6	640, N3		
139	10,93	"	И рв/О-Д	Dk Brn	Dk Brn	КТ	Gr	неяс.	282,1	13,1	0,8	1364,8	0,0	520, H3, N3, S36		
140	14,40	Gem	И рв/О	Yl	Yl	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	598,2	20,9	3,7	1367,3	0,1	N3, S3, S36, 640		
141	11,89	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Ant, Phi, Grt, Omp,	Pnk	593,5	19,4	3,0	1367,5	0,5	640, N3		
142	16,77	"	И рв/О-Д	Cl	Cl	нет	Gr, Sf	Bl	317,6	23,3	3,6	1362,4	0,0	N3		
143	24,49	Near Gem	И рв/О-Д	Cl	Cl	КТ	Gr	Pnk	157,5	7,5	0,3	1363,3	0,0	520, N3, H3		
144	31,69	"	И рв/О-Д	Gry	Gry	КТ, ТрВп	Gr	Yl-Grn	646,8	17,9	1,3	1372,9	0,3	640, N3		
145	36,62	Gem	И рв/О	Yl	Yl	ТрВп	нет	Pnk	610,1	19,5	3,5	1366,3	0,0	N3, S3, 640, N3, H3, S2, S3, S36		
146	23,33	"	И рв/О	Cl	Cl	ТрВп	Grt, Omp	Bl	193,4	19,2	0,8	1363,6	0,0	N3, H3, 640		
147	14,68	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	нет	Grt, Sf	Pnk	273,8	12,5	1,2	1363,5	0,1	N3, H3, 640		
148	13,02	"	И рв/О-Д	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	664,8	23,1	1,3	1368,3	1,4	N3, H3, S3, 640		
149	11,57	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Ol, Gr	Bl	516,1	57,1	13,9	1362,3	0,3	N3		
150	31,64	Near Gem	И рв/О-Д	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Grt, Gr	Yl-Grn	536,1	24,2	2,1	1369,6	0,4	N3, S3, S36, 623, 640		
151	23,62	"	И рв/О	Blk	Blk	КТ, ТрВп	Gr	зон.	891,1	27,8	5,3	1363,4	0,3	520, N3		
152	19,39	"	И рв/О-Д	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Grt, Gr, Sf	Yl-Grn	580,5	15,2	1,2	1370,3	1,1	540, N3, S3		
153	17,64	"	И рв/О-Д	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	538,0	22,5	4,2	1365,1	0,1	640, N3		
154	16,49	"	И рв/О-Д	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Grt, Omp,	Pnk	575,9	26,2	4,1	1367,4	0,2	640, N3		
155	16,24	"	И рв/О-Д	Lt Brn	Lt Brn	КТ, ТрВп	Gr	Yl-Grn	697,8	21,4	1,5	1368,2	2,0	540		
156	13,47	"	И рв/О-Д	Blk	Blk	КТ, ТрВп	Gr	неяс.	693,2	23,6	4,1	1366,4	0,3	520, N3, H3		
157	13,31	"	И рв/О-Д	Lt Brn	Lt Brn	КТ, ТрВп	Gr	неяс.	—	—	—	—	—	640, N3		
158	13,28	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Grt, Omp,	Pnk	469,7	18,9	2,8	1367,7	0,2	N3, 640		
159	13,13	"	И рв/О-Д	Lt Brn	Lt Brn	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	282,4	18,4	1,9	1362,6	0,0	520, N3, H3		
160	12,52	"	И рв/О-Д	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Ol, Gr, Sf	Pnk	557,6	15,5	1,1	1370,8	0,5	N3, S3, S36, 640		
161	12,47	"	И рв/О-Д	Dk Brn	Dk Brn	ППД	Rt, Gr, Sf	неяс.	206,1	17,1	1,2	1363,9	0,1	520, H3, N3		

Таблица 1. Продолжение.

N	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Разновидность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолюминесценции	Ntot, at. Ppm	%B, %	B2, см-1	V2, см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ	
162	СМАР	Трубка Норбинская	11,52	"	IV pv	Cld	КТ, ТрВп	нет	нечв.	761,2	24,2	1,5	1366,1	1,5	16	
163			11,07	"	I pv/R	Lt Bm	КТ, ТрВп	Gr	зон.	468,5	28,8	3,4	1365,0	0,9	520	
164			11,06	"	I pv/COR	Gry	ТрВп, ЧтВп	Gr	Gr	Bl	484,1	37,0	4,4	1365,9	0,6	N3
165			18,06	Gem	I pv/O	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Omp, Gr, Sf	Gr, Omp, Gr, Sf, Ol, Gr, Sf	Pnk	425,5	22,2	2,9	1367,2	0,1	540, N3, S3, H3
166			15,42	"	I pv/O	Yl	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Bl	354,9	53,7	7,6	1362,2	0,3	N3
167			12,48	"	I pv/O	Yl	ТрВп	Gr	Gr	Yl-Grm	630,9	20,9	1,8	1368,3	2,3	N3, S3, H3, S2, S36,
168			18,51	Near Gem	I pv/O-D	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr	Gr	нечв.	0,0	0,0	0,0	-	0,0	N3
169			16,12	Gem	I pv/O	Lt Bm	КТ, ТрВп	Gr	Gr	Pnk	734,5	40,7	6,3	1368,2	0,7	640, N3
170			13,85	"	IV pv	Cld	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Pnk	648,4	18,4	3,1	1367,5	0,2	N3, S3, 640
171			12,96	"	I pv/O	Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Bl	964,7	38,8	19,0	1365,6	0,5	N3, S3
172			11,42	"	I pv/O	Lt Bm	КТ, ТрВп	Gr	Gr, Omp, Gr, Sf	Bl	592,4	23,1	4,7	1365,3	0,2	520, N3
173			11,41	"	I pv/O-D	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Omp, Gr, Sf	Gr, Omp, Gr, Sf	Yl-Grm	630,5	24,7	3,7	1367,0	0,8	N3, S3, 640
174			11,04	"	I pv/O-D	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Pnk	572,8	23,1	5,2	1365,4	0,2	N3, 640
175			9,14	Gem	I pv/O	Dk Yl	ТрВп, Кв	Gr	Gr	Bl	900,8	75,6	11,0	1374,4	0,8	N3, S3
176			12,52	"	I pv/O	Cl	КТ, ТрВп	Ol, Gr, Sf	Ol, Gr, Sf	Pnk	484,3	18,7	2,8	1366,0	0,1	N3, S3, 536, 640
177			16,64	Near Gem	I pv/O	Cl	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Pnk	427,0	15,7	2,1	1364,9	0,0	N3, 640
178			12,48	"	I pv/O-D	Gry	ТрВп, ЧтВп	Gr	Gr, Sf	Pnk	377,4	24,2	1,3	1365,1	0,0	N3, 640
179			18,94	"	прочие	Lt Yl	нет	Gr	Gr	нечв.	0,0	0,0	0,0	1397,4	0,0	N3, H4, H3, 575, 491, 640
180			12,62	"	I pv/O-D	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Yl-Grm	613,2	21,4	2,5	1368,0	0,3	N3, 640
181			14,19	"	IV pv	Cld	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Yl-Grm	568,6	30,3	1,8	1369,0	2,2	540, N3, S2, S3, H4
182	11,44	"	прочие	Gry	нет	Gr	Gr	нечв.	0,0	0,0	0,0	1362,9	0,0	не светящийся		
183	12,13	"	IV pv	Cld	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Bl	436,4	40,7	6,9	1362,7	0,1	N3		
184	18,30	Gem	I pv/O	Lt Yl	КТ, ТрВп	Phil, Gr	Phil, Gr	Pnk	626,6	23,6	4,8	1365,6	0,1	N3, 640		
185	16,42	"	I pv/O-D	Cl	ТрВп, Кв	Sf	Sf	зон.	280,4	13,4	1,2	1363,9	0,0	N3, 640		
186	14,15	"	I pv/O	Lt Yl	ТрВп	Ol	Ol	Bl	311,2	64,7	7,5	1361,7	0,3	N3		
187	12,40	"	I pv/O-D	Lt Yl	Кв	Ol, Gr, Sf	Ol, Gr, Sf	Bl	225,0	68,0	5,7	1362,2	0,2	N3		
188	14,06	Near Gem	I pv/O-D	Cl	ТрВп, Кв	Gr, Sf	Gr, Sf	Pnk	836,4	20,3	2,0	1367,7	0,9	640, N3, S3		
189	30,78	"	IV pv	Cld	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	нечв.	332,4	32,3	3,0	1368,1	0,9	N3, H3, S3, 491, 540, N3, S2, S3, H4		
190	11,64	"	IV pv	Cld	КТ, ТрВп	Gr	Gr	Yl-Grm	637,5	20,9	1,8	1367,8	0,9	-		
191	56,06	"	I pv/COR	Blk	КТ, ТрВп	Gr	Gr	нечв.	5,3	0,0	0,0	1375,0	0,0	640, N3		
192	14,08	"	I pv/O	Gry	КТ	Gr	Gr	Pnk	1121,0	28,8	5,0	1373,5	0,9	N3, 640		
193	12,42	"	I pv/O-D	Lt Bm	нет	Gr, Sf	Gr, Sf	Pnk	368,7	29,8	1,4	1371,5	1,5	N3, 640		
194	13,24	"	IV pv	Cld	КТ	Gr, Sf	Gr, Sf	нечв.	574,8	30,0	2,4	1371,4	2,2	N3, 520		
195	23,04	Gem	I pv/O	Lt Yl	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Pnk	551,2	18,1	2,2	1366,6	0,0	N3, 640		
196	24,54	"	I pv/O	Lt Yl	нет	Gr	Gr	Pnk	469,7	21,4	3,6	1364,3	0,1	N3, 700		
197	11,81	"	I pv/O	Dk Yl	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Pnk	934,2	26,8	7,1	1369,4	0,1	N3, S3, 536, 640		
198	12,96	"	I pv/O-D	Lt Yl	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Bl	409,1	38,4	7,3	1363,0	0,0	N3, H3		
199	16,32	"	I pv/O	Lt Yl	ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Pnk	514,3	16,9	2,0	1366,8	0,1	N3		
200	33,76	Near Gem	I pv/O	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Gr, Sf	Yl-Grm	611,2	20,8	3,3	1365,8	0,5	550, N3		

Таблица 1. Продолжение.

№	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Лабильность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотоминерации	№, at, Ppm	%B, %	B ₂ , см-1	V B ₂ , см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ			
201	СМАР	Россыпь Норбинская (пески)	33,05	"	И рв/О	ЛтYl	Кр, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	561,2	25,3	4,8	1365,7	0,0	N3			
202			23,54	"	И рв/О-D	ЛтYl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	зон.	683,2	18,7	1,4	1371,1	1,0	640, N3			
203			16,16	"	И рв/О-D	ЛтYl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	421,0	19,5	2,8	1365,0	0,1	540, N3		
204			11,91	"	И рв/О-D	Cl	КТ	КТ	Gr, Sf	Bl	234,8	24,2	3,0	1362,5	0,1	N3		
205			16,00	Gem	И рв/О-D	ЛтYl	ЧрВп	ЧрВп	Omp, Gr, Sf	Bl	521,1	28,2	7,1	1363,6	0,2	N3		
206			11,24	"	И рв/О	ЛтYl	нет	нет	Omp, Rt	Pnk	600,5	23,6	4,9	1365,6	0,0	N3, S20		
207			10,83	"	И рв/О	ЛтYl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Yl-Gm	658,9	20,4	1,7	1369,4	2,9	N3, S3, H4, S1		
208			35,65	Near Gem	И рв/О	Gm	ТрВп	ТрВп	Gr	Pnk	671,0	16,3	1,3	1372,7	0,3	540, N3, H3, S3		
209			24,63	"	И рв/О	ЛтYl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr, Omp, Gr, Sf	VI	545,0	43,7	16,7	1363,6	0,1	N3		
210			14,37	"	IV рв	Cld	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr, Sf	несч.	506,7	23,1	2,7	1367,3	1,0	N3, H3		
211			14,23	"	IV рв	Cld	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Yl-Gm	658,5	19,5	1,1	1372,3	1,4	540, N3, H4, S3		
212			13,70	"	И рв/О-D	ЛтYl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Omp, Gr, Sf	Pnk	569,0	21,9	4,0	1366,0	0,1	640, N3		
213			12,11	"	И рв/О-D	ЛтYl	нет	нет	Gr	Pnk	1142,0	33,2	7,4	1371,2	1,0	640, N3		
214			11,56	"	IV рв	Cld	КТ	КТ	Gr	Yl-Gm	840,2	31,3	0,5	1362,7	4,2	540		
215			МБАР	Трубка Интернациональная	11,98	Gem	И рв/О	Yl	КТ, ТрВп	нет	Pnk	1068,7	21,6	4,9	1371,4	0,1	N3, S3	
216					13,99	"	И рв/О	ЛтYl	нет	нет	Gr, Sf	Pnk	642,1	24,2	4,4	1365,1	0,1	N3, S3
217					15,85	"	И рв/О	Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	нет	Pnk	761,5	29,0	7,9	1365,6	0,1	N3, S3, S36
218					15,99	"	И рв/О-D	ЛтYl	нет	нет	Gr, Sf	Pnk	955,2	25,4	5,7	1371,4	0,1	N3, S3, S36
219					15,03	"	И рв/О-D	ЛтYl	нет	нет	Gr, Sf	Pnk	604,4	26,8	6,2	1365,3	0,1	N3, S3, S36
220					25,76	Near Gem	И рв/О	ЛтYl	ТрВп	ТрВп	Gr, Sf	Pnk	638,5	23,1	5,6	1365,6	0,1	640, N3
221					24,75	Gem	И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	ТрВп	Gr, Sf	Pnk	—	—	—	—	—	640, N3
222					16,84	"	И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	ТрВп	Gr, Sf	Pnk	905,2	25,8	5,4	1371,4	0,3	640, N3
223					11,60	"	И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	936,0	27,8	7,2	1371,4	0,4	640, N3
224					14,08	"	И рв/О-D	ЛтYl	ЛтYl	нет	Gr	Pnk	787,0	27,9	7,2	1367,5	0,1	540
225	11,42	"			И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	884,7	27,8	9,8	1367,6	0,1	640, N3		
226	11,22	"			И рв/О	Yl	Кр	Кр	Gr	Pnk	723,9	28,1	7,2	1366,2	0,1	N3, S3, S36		
227	18,16	Gem			И рв/О	Yl	ТрВп	ТрВп	Gr	Pnk	722,1	9,7	2,2	1371,4	0,6	640, N3		
228	17,03	"			И рв/О	Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	496,7	16,9	3,5	1364,9	0,1	640, N3		
229	17,18	"			И рв/О	Yl	ТрВп	ТрВп	Gr	Pnk	619,4	24,2	5,7	1365,2	0,1	N3, S3, H3		
230	13,68	"			И рв/О	ЛтYl	ТрВп	ТрВп	Gr, Sf	несч.	971,4	27,4	4,6	1373,3	0,2	N3, S3, S36		
231	11,72	"			прочие	ЛтYl	нет	нет	Gr	Pnk	621,6	18,1	2,5	1369,4	0,1	N3, S3, S36		
232	11,25	"			И рв/О	ЛтYl	нет	нет	Gr, Sf	Pnk	457,6	31,3	7,1	1365,4	0,1	N3, S3, S36		
233	11,31	Near Gem			И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	нет	Gr, Sf	Pnk	832,8	29,4	9,3	1367,5	0,1	640, N3		
234	11,36	Gem			И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	ТрВп	Gr	Pnk	881,3	27,4	5,6	1369,4	0,1	N3, 640		
235	14,01	"			И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	779,5	28,2	6,9	1365,6	0,1	640, N3		
236	13,58	"			И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	ТрВп	Gr, Sf	Pnk	551,7	14,4	1,1	1367,5	0,0	640, N3		
237	25,36	"			И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	597,6	24,7	5,4	1365,3	0,1	640, N3		
238	23,18	"			И рв/О	ЛтYl	КТ	КТ	Gr	Pnk	741,0	25,7	6,1	1366,3	0,1	N3, 640		
239	11,56	"	И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	733,8	26,2	4,0	1367,5	0,1	N3, 640				
240	13,78	"	И рв/О	ЛтYl	ЛтYl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	654,4	25,7	6,7	1365,6	0,1	640, N3				
241	14,01	"	И рв/О	Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	881,7	22,0	6,0	1367,5	0,2	640, N3				

Таблица 1. Продолжение.

N	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Лабильность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолонии	Not, at, Ppm	%B, %	B ₂ , см-1	V B ₂ , см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
242	МБАР	Трубка Интернациональная	20,92	Gem	И рв/О	Yl	ТрВп	Gr	Pnk	616,8	27,2	6,0	1365,1	0,1	N3, S3		
243			20,62	"	И рв/О	Yl	ТрВп	Gr	Pnk	686,5	17,5	2,5	1369,7	0,3	N3, S3		
244			28,15	"	И рв/О	Lt Yl	нет	ТрВп	Gr, Sf	Pnk	802,3	25,9	12,8	1368,5	0,5	640, N3	
245			10,83	"	И рв/О	Lt Yl	нет	КТ, ТрВп	Phl, Ol, Gr	Pnk	802,0	31,5	8,0	1367,5	0,1	640, N3, S3	
246			10,91	"	И рв/О	Lt Yl	нет	КТ, ТрВп	Ol, Gr, Sf	Pnk	757,6	34,5	10,6	1365,6	0,2	N3, S3, 640	
247			18,29	Near Gem	И рв/О	Cl	Cl	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	478,4	19,8	3,1	1364,7	0,0	N3, 640	
248			18,62	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Ol, Gr	Pnk	507,7	23,5	4,7	1364,0	0,1	N3, 640	
249			11,79	"	И рв/О-D	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	629,6	28,6	4,9	1365,6	0,1	640, N3	
250			12,84	"	И рв/О	Cl	Cl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	601,3	19,8	2,9	1367,7	0,1	N3, 640	
251			11,88	"	И рв/О-D	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп, Кв	Gr	Pnk	630,0	32,3	10,8	1365,6	0,3	N3, 640	
252			13,41	Gem	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	813,1	25,4	6,1	1367,5	0,1	N3, 640	
253			19,28	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Phl, Gr	Pnk	780,7	28,6	6,5	1365,6	0,1	640, N3	
254			14,10	"	И рв/О	Cl	Cl	КТ	Gr, Sf	несв.	301,0	15,7	1,0	1364,0	0,0	N3, 640	
255			10,94	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Gr	Pnk	903,9	19,4	3,0	1371,4	0,1	N3, 640	
256			12,96	"	И рв/О-D	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Phl, En, Gr, Sf	Pnk	674,3	25,7	4,7	1367,5	0,0	N3, H3, 640	
257			12,23	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Gr	Pnk	750,5	25,7	6,2	1365,6	0,1	N3, 640	
258			15,05	Near Gem	И рв/О-D	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Gr, Sf	Pnk	685,8	29,1	10,6	1365,6	0,1	N3, S3, 536, 640	
259			15,16	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Chr, Gr	Pnk	607,8	27,8	6,9	1365,6	0,2	640, N3	
260			20,66	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf, Phl, Ol, Phl, Ol	Pnk	530,7	40,7	5,6	1366,9	0,2	N3, 640	
261			15,09	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	нет	нет	Pnk	645,1	23,1	6,5	1365,5	0,1	N3, 640	
262			18,59	"	И рв/О	Cl	Cl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	500,8	25,7	4,9	1364,7	0,1	N3, S3, 640	
263			13,34	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Ol, Gr	Pnk	574,7	26,5	5,6	1365,0	0,1	N3, S3, 640	
264			15,57	Gem	И рв/О	Cl	Cl	ТрВп	Phl, Gr, Sf	Pnk	569,4	15,0	1,9	1369,4	0,0	640, N3	
265			11,20	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Chr	Pnk	668,9	32,8	14,7	1365,6	0,2	N3, S3	
266			15,41	"	И рв/О-D	Cl	Cl	нет	Gr	Bl	75,2	5,3	0,1	1353,0	0,6	N3, S1, S2	
267			13,22	Near Gem	И рв/О-D	Gry	Gry	нет	Gr	зон.	-	-	-	-	-	-	N3, S1
268			13,44	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	нет	Phl, Gr, Sf	Pnk	531,3	19,8	3,9	1365,2	0,0	N3, S3, 536	
269			77,46	Gem	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Gr, Omp, Gr	Pnk	473,6	47,6	7,0	1366,6	0,0	N3, 640	
270	17,33	Near Gem	И рв/О-D	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	616,8	61,6	3,7	1368,0	0,8	N3, S3, 536			
271	14,90	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	602,5	60,2	2,3	1370,8	0,5	N3, S3, 536			
272	14,63	"	И рв/О-D	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Chr, Gr, Sf	Pnk	-	-	-	-	-	-	640, N3		
273	14,03	Gem	И рв/О	Yl	Yl	КТ, ТрВп	Chr	Bl	741,8	30,8	9,2	1365,2	0,3	N3, S3, 536			
274	24,60	Near Gem	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	КТ, ТрВп	Omp, Gr, Sf	Pnk	492,6	49,2	4,6	1364,6	0,1	N3, 640			
275	15,92	Gem	И рв/О	Dk Brn	Dk Brn	КТ, ТрВп	Gr, Sf	несв.	231,5	23,1	1,7	1362,1	0,0	520, N3, S1			
276	19,94	Gem	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	нет	Gr, Sf	Pnk	454,5	45,4	1,6	1365,1	0,0	N3, S3			
277	16,59	Near Gem	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	Gr, Sf	Pnk	517,5	51,7	1,3	1367,8	0,1	N3, 640			
278	12,66	"	И рв/О	Yl	Yl	нет	Gr	Pnk	877,8	87,7	15,9	1366,5	0,3	640, N3			
279	11,72	Gem	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	нет	Pnk	838,9	83,8	9,6	1366,9	0,3	N3, S3, 536			
280	13,39	"	И рв/О	Lt Yl	Lt Yl	ТрВп	нет	Pnk	676,6	67,6	1,9	1369,4	0,1	N3, S3, H3			

Таблица 1. Продолжение.

N	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Лабитус, разновидность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолюмин	Not, at. Ppm	%B, %	B ₂ , см-1	V B ₂ , см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
281	МБАР	Россыи р. Иреших	11,32	"	I рв/O	Yl	нет	Chr	Pnk	840,2	35,7	16,7	1367,1	0,3	N3, S3, 536	
282			13,86	"	I рв/O	Lt Bm	КТ	нет	нет	Pnk	514,0	18,7	1,4	1367,9	0,5	H3, N3, 536, 491
283			12,52	"	I рв/O	Yl	нет	нет	Oi, Gr, Sf	Pnk	821,3	36,1	11,8	1365,6	0,3	N3, S3, 536
284			22,64	Near Gem	I рв/O	Lt Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	569,3	24,2	4,4	1367,6	0,3	N3, S3
285			15,05	"	I рв/R	Dk Bm	ТрВп	ТрВп	Gr, Sf	несв.	169,8	10,3	0,0	1353,1	0,0	H3, S3, 536, 491
286			13,05	"	I рв/O-D	Lt Yl	ТрВп	ТрВп	Gr	Yl-Grm	220,5	6,6	0,0	1363,9	0,5	N3, S2, H4, H3
287			11,67	"	I рв/O	Yl	ТрВп	ТрВп	Oi, Gr, Sf	Pnk	818,5	37,0	16,2	1365,6	0,3	N3, S3, 640
288			11,07	"	I рв/O-D	Lt Yl	ТрВп	ТрВп	Oi, Gr, Sf	Pnk	421,3	20,3	2,1	1366,9	0,4	N3, S3, 536, 640
289			14,88	Near Gem	I рв/D	Dk Bm	ППД	ППД	Gr	несв.	250,1	8,5	0,0	1383,0	0,1	540, N3 N3, S3, H3, H4, 536, 491
290			11,93	"	I рв/O-D	Lt Bm	ЧрВп	ЧрВп	Gr	Pnk	501,8	23,6	3,7	1367,9	0,6	N3, S3, 536
291			11,58	Near Gem	IV рв	Cld	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	708,8	46,6	11,0	1372,4	0,6	640, N3
292			10,89	"	I рв/O	Lt Yl	ТрВп	ТрВп	Gr	Pnk	504,7	15,2	2,1	1364,9	0,1	640, N3
293			17,88	"	I рв/O	Dk Bm	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	694,4	39,8	9,9	1366,3	0,2	640, N3
294			12,88	Gem	I рв/O	Lt Yl	нет	нет	Omp, Gr, Sf	Pnk	549,0	26,2	5,2	1364,2	0,1	N3, 640
295			18,15	Near Gem	I рв/O	Lt Bm	ТрВп	ТрВп	Gr, Sf	Yl-Grm	249,8	8,5	0,5	1363,6	0,0	H3, N3, 536
296			14,33	"	I рв/O	Lt Yl	ТрВп	ТрВп	Omp	Yl-Grm	502,8	18,1	2,7	1364,6	0,8	540, N3
297			12,97	Gem	I рв/O	Yl	ТрВп	ТрВп	Chr	Pnk	687,3	32,8	9,2	1365,4	0,2	N3, S3, 536
298			12,94	Near Gem	I рв/O	Lt Bm	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	570,3	35,2	10,2	1365,1	0,3	N3
299			13,09	Gem	I рв/O	Yl	ТрВп	ТрВп	Oi	Pnk	752,5	35,0	13,2	1365,6	0,3	N3, S3, 536
300			11,23	"	I рв/O	Cl	нет	нет	Oi, Chr, Gr	Pnk	749,4	37,5	11,0	1365,0	0,3	N3, S3, 536
301			19,73	Near Gem	I рв/O-D	Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr	несв.	725,8	43,7	8,2	1364,1	0,6	N3, 640
302			23,17	"	I рв/O-D	Yl	нет	нет	Gr	Yl-Grm	513,9	29,6	3,6	1367,6	1,3	H3, N3
303			14,03	"	I рв/COR	Lt Yl	нет	нет	Gr, Sf	Yl-Grm	438,1	24,7	0,5	1372,0	0,2	N3, H3, S3
304			11,66	Gem	I рв/O	Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	813,4	37,5	4,7	1368,8	0,1	N3, S3
305			12,11	Near Gem	I рв/O	Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	нет	Pnk	646,8	46,2	8,1	1365,4	0,3	N3, H3, S3, 536
306			12,10	Gem	I рв/O	Yl	ТрВп	ТрВп	Oi, Gr, Sf	Pnk	750,3	39,3	11,6	1366,0	0,3	N3, S3, 536
307			12,05	"	I рв/O	Yl	ТрВп	ТрВп	Oi, Gr, Sf	Pnk	918,5	38,4	15,7	1366,5	0,3	N3, S3, 536
308			14,16	Near Gem	I рв/O	Lt Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Oi, Gr	Pnk	584,3	39,3	6,0	1369,4	0,3	640, N3
309			19,39	Near Gem	I рв/O	Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr, Sf	Pnk	670,2	28,3	4,8	1366,3	0,1	640, N3
310			10,91	Gem	I рв/O	Lt Yl	КТ	КТ	Gr, Omp, Gr, Sf	Pnk	551,9	18,3	2,1	1366,8	0,1	640, N3
311	18,54	"	I рв/O	Yl	ТрВп	ТрВп	Oi, Gr, Sf	Pnk	835,7	34,7	12,9	1366,0	0,1	N3, S3, 640		
312	11,28	"	I рв/O	Lt Yl	ТрВп	ТрВп	Dia, Mg	Pnk	575,1	17,5	1,9	1365,8	0,0	N3, 540		
313	13,69	"	I рв/O	Lt Yl	ТрВп	ТрВп	Oi, Gr	Pnk	645,4	17,5	2,8	1367,4	0,1	N3, S3, 536, 640		
314	11,96	"	I рв/O	Lt Yl	нет	нет	Omp, Dia, Sf	Pnk	694,2	18,7	2,7	1368,8	0,1	N3, 640		
315	17,81	"	I рв/O	Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Oi, Pr, Gr	Pnk	684,5	37,7	8,1	1365,6	0,3	N3, S3, 536, 640		
316	14,78	Near Gem	VIII рв	Gry	нет	нет	Gr	зон.	230,5	23,1	2,4	1361,8	1,8	N3, 640		
317	11,01	"	I рв/O	Lt Yl	КТ, ТрВп	КТ, ТрВп	Gr	Pnk	725,8	31,9	9,2	1365,5	0,2	N3, 640		

Таблица 1. Продолжение.

N	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Лабильность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолюмин	Ntot, at. Ppm	%B, %	B2, см-1	V2, см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
318	МАР	Трубка Запоярная	10,82	"	Грв/O-D	Yl	КТ	Gr, Sf	Pnk	688,4	24,2	3,6	1370,7	0,2	640, N3	
319			12,48	Gem	Грв/O	Lt Yl	нет	нет	Gr	Pnk	581,0	38,4	8,1	1363,8	0,2	N3, 640
320			36,96	Near Gem	Грв/R	Yl	ГрВп	нет	Gr, Sf	зон.	529,2	42,4	6,0	1370,9	0,4	N3, 640
321			13,09	Near Gem	Грв/O-D	Cl	ГрВп	ГрВп	Ol, Pr, Gr, Sf	Bl	78,2	30,2	1,1	1360,1	0,1	N3
322			13,44	Gem	Грв/O-D	Lt Yl	ГрВп	ГрВп	Gr	Pnk	722,6	23,6	4,5	1368,7	0,3	N3, S3, 640
323			12,80	"	Грв/C	Dk Btm	Кв, ЧрВп, ППД	нет	Gr	несв.	0,0	0,0	0,0	-	0,0	H4, N3, H3, 575, 491
324			13,86	"	Грв/O	Lt Yl	КТ, ГрВп	КТ, ГрВп	Gr	Pnk	884,9	29,0	6,5	1371,4	0,3	N3, S3, 536, 640
325			14,18	"	Грв/O-D	Cl	ГрВп	нет	Gr, Sf	Bl	-	-	-	-	-	N3
326			11,42	"	Грв/D	Gru	Кв	нет	Gr	Bl	318,2	39,8	10,5	1362,7	0,1	N3
327			17,74	Gem	Грв/C	Dk Yl	нет	нет	нет	Yl-Grm	978,4	62,5	13,5	1366,3	4,1	S3, N3, S2, 536, 575, 623
328			18,89	"	Грв/C	Dk Btm	ЧрВп	нет	нет	Yl-Grm	954,9	34,7	10,6	1374,6	4,9	S3, N3, S2, 536, 575, 623
329			11,10	"	Грв/O	Dk Yl	ГрВп	КТ, ГрВп, ППД	Ol	Pnk	1032,7	40,7	21,7	1367,5	0,4	S3, N3, S2, 536, 575, 623
330			12,13	"	Грв/O-D	Dk Yl	ГрВп	нет	Gr	Bl	848,8	63,2	12,7	1362,7	0,3	N3, S3, 640
331			20,08	Gem	Грв/D	Dk Btm	ППД	нет	Gr, Sf	несв.	0,0	0,0	0,0	-	0,0	N3, S3
332			12,04	"	Грв/O	Yl	Кр, ГрВп	ГрВп	нет	Pnk	822,2	25,4	5,1	1368,6	0,3	H3, N3, H4, 536, 575, 491
333			11,42	"	Грв/O	Cl	ГрВп	нет	Gr, Sf	Bl	105,4	9,3	0,4	1361,8	0,0	N3, S3, 640
334			10,95	"	Грв/R	Lt Btm	ГрВп	нет	Gr	Bl	383,0	55,5	8,1	1362,9	0,3	H3, N3, 536
335			37,25	Near Gem	Грв/COR	Dk Btm	ГрВп	нет	Gr	несв.	-	-	-	-	-	N3, H3, 536, 491
336			27,71	"	Грв/O-D	Gru	ГрВп	ГрВп	Gr, Sf	Bl	293,3	39,8	5,6	1360,4	0,1	520, N3
337			24,34	"	Грв/O	Lt Yl	ГрВп	нет	Ol, Gr, Sf	зон.	572,8	23,1	2,8	1366,7	0,4	N3, S3, 536, 640
338			15,40	"	Грв/O-D	Lt Yl	нет	нет	Gr, Sf	Bl	319,6	34,7	5,5	1362,4	0,1	N3
339			11,48	"	Грв/O	Lt Btm	КТ, ГрВп	КТ, ГрВп	Gr, Sf	Pnk	793,2	29,5	5,8	1371,4	0,3	640, N3
340			10,94	"	Грв/R	Yl	ЧрВп	ЧрВп	Gr, Sf	Bl	561,6	28,0	10,9	1364,6	0,1	N3
341			63,63	Near Gem	прочие	Dk Btm	ЧрВп	ЧрВп	Gr	Yl-Grm	0,0	0,0	0,0	1345,0	0,0	N3, H3, H4, S1, 491, 536, 575, 575, 623
342			63,76	Gem	Грв/COR	Dk Btm	ГрВп	ЧрВп, ППД	Gr	несв.	0,0	0,0	0,0	1375,0	0,0	N3, H3, H4, S1, 491, 536, 575
343			65,44	Near Gem	Грв/COR	Dk Btm	ГрВп	ЧрВп, ППД	Gr	Yl-Grm	630,3	42,0	3,6	1375,3	2,1	640, N3, S3
344			78,13	"	Грв/R	Dk Btm	ЧрВп	ЧрВп, ППД	Gr	несв.	0,0	0,0	0,4	1396,5	4,3	520, N3, H4
345			37,42	Gem	Грв/O	Lt Yl	ЧрВп, Кр	ЧрВп, ППД, ГрВп, Кр	Gr, Sf	Bl	307,1	32,8	4,9	1361,7	0,0	N3, H3
346			12,70	"	прочие	Dk Btm	ЧрВп	нет	Gr	Bl	0,0	0,0	0,0	1348,7	0,0	N3, H3, H4, 491, 536, 575
347			11,63	Gem	Грв/O	Dk Btm	КТ, Кр	КТ, Кр	Gr	несв.	0,0	0,0	0,1	1394,5	0,0	N3
348			19,11	Near Gem	Грв/O-D	Lt Yl	Кр, ГрВп, Кв	Кр, ГрВп, Кв	Gr	Pnk	631,2	44,1	5,1	1364,4	0,4	N3, 640
349			21,33	"	Грв/O-D	Cl	ГрВп	ГрВп	Omp, Gr, Sf	Bl	339,9	43,7	6,7	1362,1	0,0	N3
350			45,01	"	Грв/D	Lt Yl	нет	нет	Gr	зон.	506,0	54,1	8,0	1370,4	0,2	N3
351			15,49	Gem	Грв/O	Yl	Кр, ГрВп	Кр, ГрВп	Pr, Gr	Bl	659,9	38,4	9,8	1364,5	0,2	N3, 640
352			22,37	Near Gem	Грв/O-D	Yl	Кр, ГрВп	Кр, ГрВп	нет	Bl	734,3	43,2	9,5	1365,0	0,2	N3

Таблица 1. Окончание.

№	Район	Месторождение	Вес, кар	Сортность	Лабильность, разнородность по Ю.Л. Орлову	Группы по цвету	Особенности поверхности	Минеральные включения	Цвет фотолонмин еспенции	Not, at. Ppm	%B, %	V ₂ , см-1	V ₂ , см-1	H, см-1	Центры по данным спектров ФЛ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
353	МАР	прочие	22,32	“	прочие	Gru	нет	Gr, Sf	зон.	1,3	100,0	0,0	1367,5	0,2	N3, H4, 536, 575	
354		Гем	15,77	“	Гем	Yl	Кр, ТрВп, ЧтВп	Gr, Sf	Bl	540,9	41,5	8,6	1364,9	0,2	N3, H3, S3, 536, 526	
355		“	17,26	“	“	Гем	Лт Yl	Кр, ТрВп	Ol, Gr	888,9	30,3	6,3	1369,4	0,3	N3, S3, 536, 640	
356		Неар	11,69	“	Неар	Гру	Гру	Кт, ЧтВп	Gr	831,9	39,8	2,4	1366,2	1,1	540, H4	
357		Гем	27,38	“	Гем	Лт Yl	Лт Yl	Кт	Gr	641,9	45,0	7,9	1364,9	0,1	N3	
358		Неар	27,66	“	Неар	Гем	Лт Yl	Кр	Ol, Gr	692,7	42,0	8,4	1367,5	0,0	N3, H3, 640	
359		Гем	30,62	“	Гем	Гем	Лт Yl	нет	Gr, Sf	Пнк	448,5	27,0	5,3	1363,7	0,0	N3, 640
360		“	17,33	“	“	Гем	Гру	Кр, ТрВп	Gr	628,4	21,9	3,9	1367,5	0,1	640, N3	
361		“	11,35	“	“	Гем	Лт Yl	нет	Gr	790,8	35,7	6,3	1374,5	1,5	540, N3	
362		“	15,97	“	“	Гем	Лт Yl	Кт, Кв	Gr	525,8	53,0	13,6	1364,7	0,1	N3	
363		“	11,35	“	“	Гем	Лт Yl	Кт, Кв, Кр	Gr	460,5	38,8	6,8	1362,8	0,0	N3	
364		“	15,01	“	“	Гем	Лт Yl	нет	Gr, Sf	Bl	0,0	0,0	0,1	1397,7	0,1	540, N3, H4
365		“	11,07	“	“	Гем	Дк Втм	ППД	Gr	344,2	24,2	5,5	1361,7	0,0	520, N3	
366		“	17,88	“	Гем	Гем	Лт Yl	Кт	Gr, Gr	454,0	55,2	10,9	1363,3	0,1	N3, S2, S3, 536	
367		“	15,89	“	“	Гем	Cl	Кт	Pr, Gr, Sf	Bl	103,2	29,8	1,6	1361,8	0,0	N3, 640
368		“	28,65	“	Неар	Гем	Yl	Кт, Кв	Gr	зон.	—	—	—	—	—	640, N3
369		“	14,63	“	“	Гем	Дк Втм	Кр, ТрВп, ППД	Gr	Bl	327,0	45,6	6,3	1363,6	0,0	N3
370		“	11,55	“	“	Гем	Лт Yl	Кр, ТрВп	Gr, Sf	Пнк	968,9	25,9	6,7	1369,4	0,2	N3, S3, 536, 640
371		“	11,64	“	“	Гем	Лт Втм	Кр, ТрВп	Gr	Bl	307,3	53,7	8,7	1362,4	0,3	N3
372	“	25,99	“	“	Гем	Лт Yl	Кт	Gr, Sf	Bl	646,8	46,2	11,2	1365,6	0,1	N3	
373	“	24,83	“	“	Гем	Гру	нет	Gr	Bl	604,5	47,0	10,8	1362,7	0,1	N3	
374	“	24,33	“	“	Гем	Дк Втм	Кт	Gr	зон.	422,5	79,4	11,6	1362,7	0,1	N3, H3, 491, 536, 575	
375	“	29,61	“	“	Гем	Yl	Кр, ТрВп, Кв	Gr, Sf	Bl	581,7	59,5	8,5	1364,4	0,4	N3	
376	“	13,26	“	“	Гем	Дк Yl	нет	Omp, Gr	Bl	959,5	48,2	16,6	1368,6	0,1	N3	
377	“	13,33	“	“	Гем	Дк Втм	Кт, ППД	Ol, Gr, Sf	зон.	247,0	52,1	5,5	1361,7	0,1	N3, H4, H3, 491, 536	

Примечание. ДААР – Далдыно-Алакитский алмазоносный район, МАР – Мунский район, СМАР – Среднемархинский район, МБАР – Малоботубоинский район, Гем – ювелирные алмазы, Near Gem – околонуевидные алмазы, О – октаэдр, О-Д – переходная форма ряда октаэдр-додекаэдр, R – ламинарный ромбодекаэдр, D – округлый додекаэдр, С – куб, СОР – комбинационная форма, Cl – бесцветный, Lt Yl – светлого-желтый, Yl – желтый, Дк Yl – насыщенно-желтый, Lt Vtp – светло-коричневый, Дк Vtp – темно-коричневый, Гру – зеленый, Std – в оболочке, Gru – серый, Влк – черный, КТ – каналы травления, ЧтгСк – черепичатая скульптура, Кв – каверны, Мт – матировка, ЧтВп – четырехугольные впадины, ТрВп – треугольные впадины, ППД – полосы пластической деформации, Кр – коррозия, Gr – графит, Sf – сульфид, Ol – оливин, Снг – хромит, Dia – алмаз, Phl – флогопит, Ant – анатаз, Grt – гранат, Mg – магнезит, Pr – пирроп, El – энстатит, Omp – омфацит, Rt – рутил, Bl – сине-голубой, Pnk – розово-сиреневый, Yl-Grm – желто-зеленый, Vl – фиолетовый, зон. – зональный, несл. – несветящийся, нет – отсутствуют, «-» – данные не определены.

УДК 553.411

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КЫВВОЖСКОГО РАЙОНА И ЕГО ВЕРОЯТНЫЕ КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ (ВОЛЬСКО-ВЫМСКОЕ ПОДНЯТИЕ, СРЕДНИЙ ТИМАН)

© 2024 г. К. Г. Пархачева^{а, *}, Ю. В. Глухов^а, М. Ю. Сокерин^а, С. К. Кузнецов^а,
Р. И. Шайбеков^а

^аИнститут геологии ФИЦ Коми научный центр УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

*E-mail: ksparhacheva@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.06.2023 г.

После доработки 21.03.2024 г.

Принята к публикации 22.03.2024 г.

На основе изучения типоморфных особенностей золота из аллювиальных отложений Кыввожского района Среднего Тимана, включая промышленные россыпи, определены наиболее вероятные генетические типы коренных источников. Величина частиц золота варьирует в широких пределах, достигая размеров небольших самородков, наряду с окатанными встречаются слабо окатанные и неокатанные частицы. Многие из них претерпели повторные деформации в виде конвертообразных изгибов, вмятин и разрывов. У большинства золотин наблюдаются высокопробные каймы. В составе золота всегда присутствует Ag, иногда – Cu, Pd и Hg. Часто обнаруживаются частицы золота блочного строения с высокосеребристыми прожилковидными зонами. В сростках с золотом и в виде включений в нем отмечаются пирит, галенит, изредка – минералы ряда кобальтин-герсдорфит, анкерит, галеновисмутит, самородный висмут, ауристобит, а также судовиковит (PtSe₂), впервые установленный в регионе. Выделено три типа золота: 1 – гомогенное серебросодержащее, 2 – блочное с высокосеребристыми прожилковидными зонами, 3 – редко встречающееся серебросодержащее с примесями Cu, Pd. Морфология, состав и строение россыпного золота свидетельствуют о его поступлении в россыпи из различных, в том числе близко расположенных источников. Наибольший интерес представляют зоны развития в рифейских породах гидротермальной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, ориентированные в северо-западном направлении, частично вскрытые при разработке россыпей. Золото с примесями Cu и Pd, вероятнее всего, связано с производными базитового магматизма. Вольско-Вымское, а также Цилемское и Четлаское поднятия Среднего Тимана могут рассматриваться как перспективные в отношении коренной золотоносности, заслуживают дальнейшего изучения и проведения поисковых работ.

Ключевые слова: самородное золото, Средний Тиман, аллювий, типоморфизм, элементы-примеси, минеральные включения, коренные источники

DOI: 10.31857/S0016777024040038, **EDN:** casxwk

ВВЕДЕНИЕ

Средний Тиман относится к перспективным рудным районам в отношении золота, алмазов, титана, редких металлов, бокситов. Представления о металлогении золота являются наиболее слабо разработанными: не ясны генетические типы коренной минерализации, а немногочисленные имеющиеся россыпи изучены весьма поверхностно.

Изучение геологического строения региона и поисковые работы ведутся в течение многих лет. В 1980-х гг. в северной части Вольско-Вымского поднятия открыта золото-редкометалльно-алмазоносная палеороссыпь Ичет-Ю, приуроченная

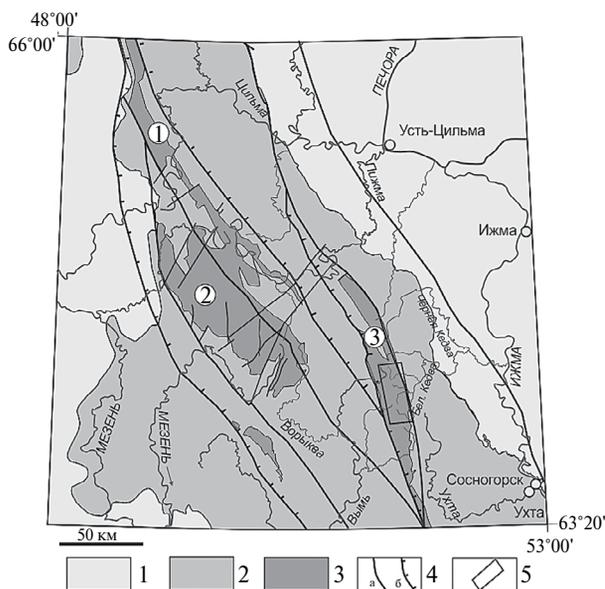
к девонским кварцевым гравелитам и конгломератам. В то же время А.А. Котовым, А.М. Плякиным, М.Ю. Острижным, В.А. Капустиным, Ф.Л. Юмановым, В.А. Дударом, И.М. Пармузиным и другими геологами Ухтинской ГРЭ проведены специализированные поисковые работы на россыпное золото с охватом значительной территории Среднего и Южного Тимана. Установлено его широкое распространение в четвертичных отложениях, в ассоциации с золотом обнаружены минералы платиновых металлов. В 1988–1989 гг. В.А. Дударом, П.П. Битковым, В.Г. Шаметью в ходе поисковых работ на алмазы попутно обнаружены

промышленные содержания россыпного золота, в том числе крупного (вплоть до самородков), в пойменно-руслых отложениях руч. Кыввож. Позднее Ф.А. Кулбаковой, П.П. Битковым, М.М. Дуняшевым были выявлены террасовые и пойменно-руслые россыпи на руч. Средний Кыввож, Левый Кыввож, Димтемьель, объединенные в Кыввожское золотороссыпное поле. В 2009–2014 гг. В.П. Савельевым и другими геологами ООО “Ухтагеосервис” проведены поисково-оценочные работы с подсчетом запасов золота Среднекыввожской, Кыввожской, Димтемьельской россыпей, которые позже были частично отработаны.

Основные сведения о золотоносности Кыввожского района изложены в ряде производственных отчетов и частично опубликованы (Дудар, 1996; Майорова, 1996; Макеев и др., 1996; Макеев, Дудар, 2003 и др.; Тиманский кряж, 2009; Глухов и др., 2018). Несмотря на значительный объем геологических работ, коренные источники россыпного золота не были выявлены. В последние годы ФГБУ “ВСЕГЕИ” с участием Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН выполнено геологическое доизучение Кыввожского района. Целью наших исследований являлось установление степени окатанности, состава, строения и других типоморфных особенностей самородного золота из аллювиальных отложений, включая промышленные россыпи, определение на их основе дальности переноса золота и генетического типа возможных коренных источников, выделение наиболее перспективных участков.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

В геологическом отношении Средний Тиман является частью крупной Тиманской складчато-надвиговой структуры, вытянутой в северо-западном направлении и входящей в состав Печорской плиты, ограничивая ее с юго-запада (Гецен, 1987; Тиманский кряж, 2009 и др.; Государственная ..., 2015). Выделяется два структурных этажа: рифейский фундамент, сложенный метаморфизованными и сильно дислоцированными терригенными и терригенно-карбонатными толщами, и платформенный чехол, представленный фанерозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Прослеживается ряд крупных разрывных нарушений северо-западного простирания, в частности, Центрально-Тиманский надвиг, Западно-Тиманский и Восточно-Тиманский разломы. Рифейские породы выходят на поверхность в пределах Четласского, Вольско-Вымского и Цилемского поднятий (фиг. 1).

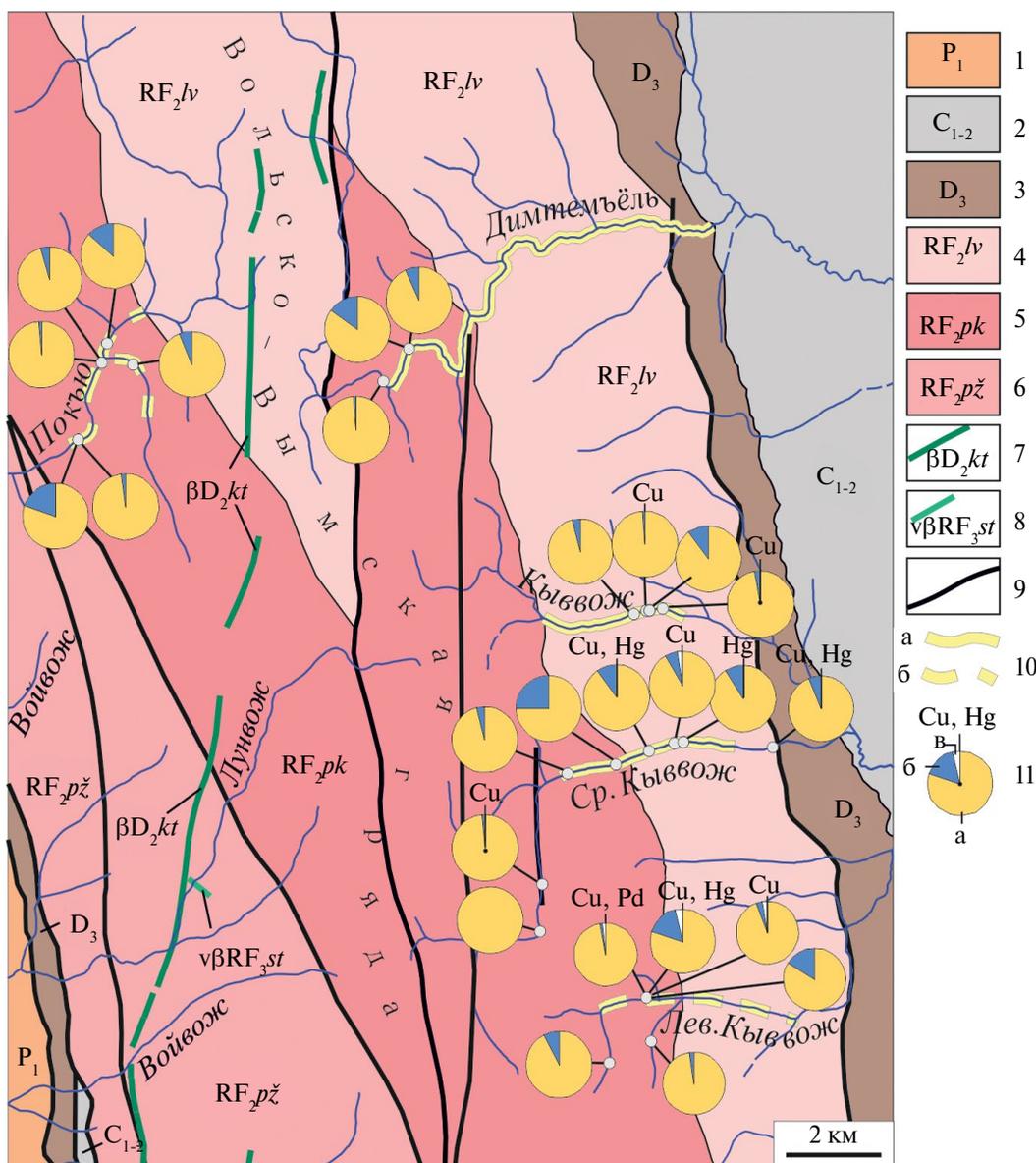


Фиг. 1. Схема расположения поднятий рифейского фундамента Среднего Тимана. 1 – мезозойские отложения; 2 – палеозойские отложения; 3 – породы рифея; 4 – разрывные нарушения: а – разломы, б – надвиги; 5 – Кыввожский район. Цифрами обозначены поднятия: 1 – Цилемское; 2 – Четласское, 3 – Вольско-Вымское.

Вольско-Вымское поднятие представляет собой горст-антиклиналь. В ее осевой зоне обнажены рифейские породы, которые на крыльях с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты палеозойскими отложениями. Выровненные водораздельные пространства и понижения заболочены. Обнаженность района слабая. Небольшие коренные выходы пород наблюдаются в центральной части поднятия по долинам наиболее крупных рек Покью и Белой Кедвы и ручьев Средний Кыввож, Кыввож, Димтемьель.

Кыввожский район занимает центральную часть Вольско-Вымского поднятия и сложен преимущественно породами верхнего рифея, претерпевшими региональный метаморфизм зеленосланцевой фации (фиг. 2). Выделяются кислоручейская и вымская серии. Кислоручейская серия представлена сланцами и песчаниками пижемской свиты, обнажающимися в юго-западной части поднятия. Основная площадь района сложена породами вымской серии, которая включает покьюскую и лунвожскую свиты, характеризующиеся близким литологическим составом с преобладанием серицит-кварц-хлоритовых алевросланцев с линзами и прослоями серицит-кварцевых углеродсодержащих алевросланцев и отдельными слоями кварцевых и кварцитовидных песчаников.

Магматические образования Вольско-Вымского поднятия делятся на два комплекса: среднетиманский



Фиг. 2. Схема геологического строения Кыиввожского района (по материалам отчета о результатах работ по объекту “ГДП-200 листов Q-39-XXXV, XXXVI (Кыиввожская площадь) ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2020 г., с упрощениями и дополнениями) и особенности состава аллювиального золота. 1 – нижнепермские отложения: глины и алевролиты, мергели, прослои песчаников, известняков, доломиты, известняки; 2 – нижне-среднекаменноугольные отложения: глины, аргиллиты, мергели, известняки, доломиты; 3 – отложения верхнего девона: глины, переслаивание известняков и глин, алевролиты, песчаники, известняки, аргиллиты; 4–6 – среднерифейские отложения: 4 – метапесчаники, переслаивание метапесчаников и метаалевролитов, переслаивание алевросланцев и филлитовидных сланцев лунвожской свиты, 5 – кварцитопесчаники, метапесчаники, метаалевролиты, алевросланцы, сланцы покъюской свиты, 6 – сланцы и метапесчаники пижемской свиты; 7 – дайки долеритов канино-тиманского субвулканического долеритового комплекса; 8 – дайка габбродолеритов среднетиманского габбродолеритового комплекса; 9 – разрывные нарушения; 10 – золотоносные россыпи (а) и россыпепроявления (б), 11 – средний состав золота (мас. %): а – Au, б – Ag, в – другие элементы-примеси (указаны над диаграммой).

габбро-долеритовый комплекс позднего рифея и канино-тиманский долеритовый комплекс среднего девона. К среднетиманскому комплексу относится небольшая дайка габбродолеритов, вскрытая в районе среднего течения руч. Лунвож. Породы канино-тиманского комплекса представлены

дайками долеритов, ориентированными в суб-меридиональном направлении, прорывающими породы пижемской, покъюской и лунвожской свит.

Широко развиты разрывные нарушения различной ориентировки. Наиболее крупными являются разломы северо-западного простирания,

в пределах которых породы интенсивно расщеплены, наблюдаются зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации (зоны пиритизации). Нередко обнаруживаются признаки кор выветривания, представленных на сопредельных территориях, в частности, девонскими бокситами.

Четвертичные отложения, с которыми связаны рассматриваемые золотоносные россыпи, формировались в возрастном диапазоне от среднего неоплейстоцена до голоцена. Их мощность обычно не превышает нескольких метров, но у подножия склонов может быть значительно выше. Присутствуют моренные отложения, залегающие во впадинах дочетвертичного рельефа, в долинах рек. Морены сложены суглинками, разнозернистыми песками, валунами и галькой различной степени окатанности. Грубообломочный материал литологически неоднороден и представлен песчаниками, известняками, доломитами, кварцитами, базальтовыми порфиритами, кварцево-эпидотовыми породами, кремнисто-глинистыми сланцами, которые по своему облику и составу близки к уральским и тиманским породам. Вместе с этим отмечаются чуждые для региона породы, такие как граниты, биотитовые гнейсы и другие, известные на достаточно удаленных территориях, откуда, вероятно, происходил снос различного материала. С моренами тесно связаны флювиогляциальные отложения, состоящие из суглинков, песков, галечников.

Повсеместно распространены аллювиальные отложения, слагающие надпойменные террасы различных уровней, а также поймы и русла рек и ручьев. В основном это суглинки, супеси, разнозернистые пески с гравием и галечники. Преобладает материал местных пород. На плоских водораздельных возвышенностях и склонах развиты элювиальные и делювиальные отложения. Отмечаются озерно-аллювиальные отложения, которые представлены толщами алевритистых глин и песков с тонкими прослоями торфа.

Основные золотоносные россыпи приурочены к долинам руч. Средний Кыввож, Кыввож и Димтемьель. Среднекыввожская россыпь включает пойменно-русовые и террасовые отложения и протягивается на 3 км при ширине от 10 до 40 м. Продуктивный золотоносный пласт приурочен к приплотиковой части аллювия и сложен галечно-щебнисто-глинистыми отложениями с небольшим количеством валунов. Мощность пласта составляет 0.5–1.5 м. Распределение золота имеет струйный характер, выделяется несколько струй шириной до 15 м. Кыввожская россыпь

расположена в среднем течении руч. Кыввож. Длина россыпи составляет 1.7 км, ширина — до 80 м. Продуктивный пласт располагается в приплотиковой части пойменно-русового аллювия. Основная часть пласта представлена галечно-щебнистыми и глинисто-гравийно-галечными отложениями с отдельными угловато-окатанными обломками валунной размерности. Как и для Среднекыввожской россыпи, распределение золота в пределах пласта струйное. Димтемьельская россыпь расположена севернее кыввожских россыпей в среднем течении руч. Димтемьель и протягивается на расстояние 9.6 км при средней ширине 46 м. Золото сосредоточено преимущественно в приплотиковых песчано-гравийно-галечных отложениях.

Коренные породы, слагающие плотик золотоносных россыпей и обнажающиеся в русле ручьев, образуют сланцевые щетки, ориентированные преимущественно поперек направления течения и заполненные песчано-глинистым материалом, в котором почти всегда присутствует золото.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых работ проведено шлиховое опробование аллювиальных отложений руч. Средний Кыввож, Кыввож, Димтемьель, Левый Кыввож и р. Покью. Пробы отбирались из современного руслового, пойменного аллювия и разборного плотика (сланцевых щеток). Объем проб варьировал от 0.01 до 0.1 м³. Пробы промывались до серого шлиха, бромформировались с выделением тяжелой фракции. Затем проводился ее количественный минералогический анализ и отбор монофракций золота. Всего проанализировано 169 шлиховых проб. Визуальная диагностика минералов завершалась методами рентгеноструктурного анализа. Изучено около 1700 частиц золота. С использованием оптического бинокулярного микроскопа МБС-9 оценивались их величина, форма, степень окатанности. Особенности микрорельефа, внутреннее строение и состав частиц золота и содержащихся в них минеральных включений изучались при помощи растрового электронного микроскопа Tescan VEGA 3 LMN с использованием приставки INCA X-MAX фирмы Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм. Время экспозиции — 500000 импульсов. Препараты для электронно-микроскопических исследований готовились по стандартной методике. Для изучения морфологии частицы золота помещались на металлические шайбы, покрытые двусторонним электропроводящим скотчем. При изготовлении препаратов для исследования внутреннего

строения и состава золота частицы помещались на пластиковые шайбы, покрытые двусторонним скотчем, которые заливались эпоксидной смолой, а затем шлифовались. Напыление препаратов проводилось углеродом.

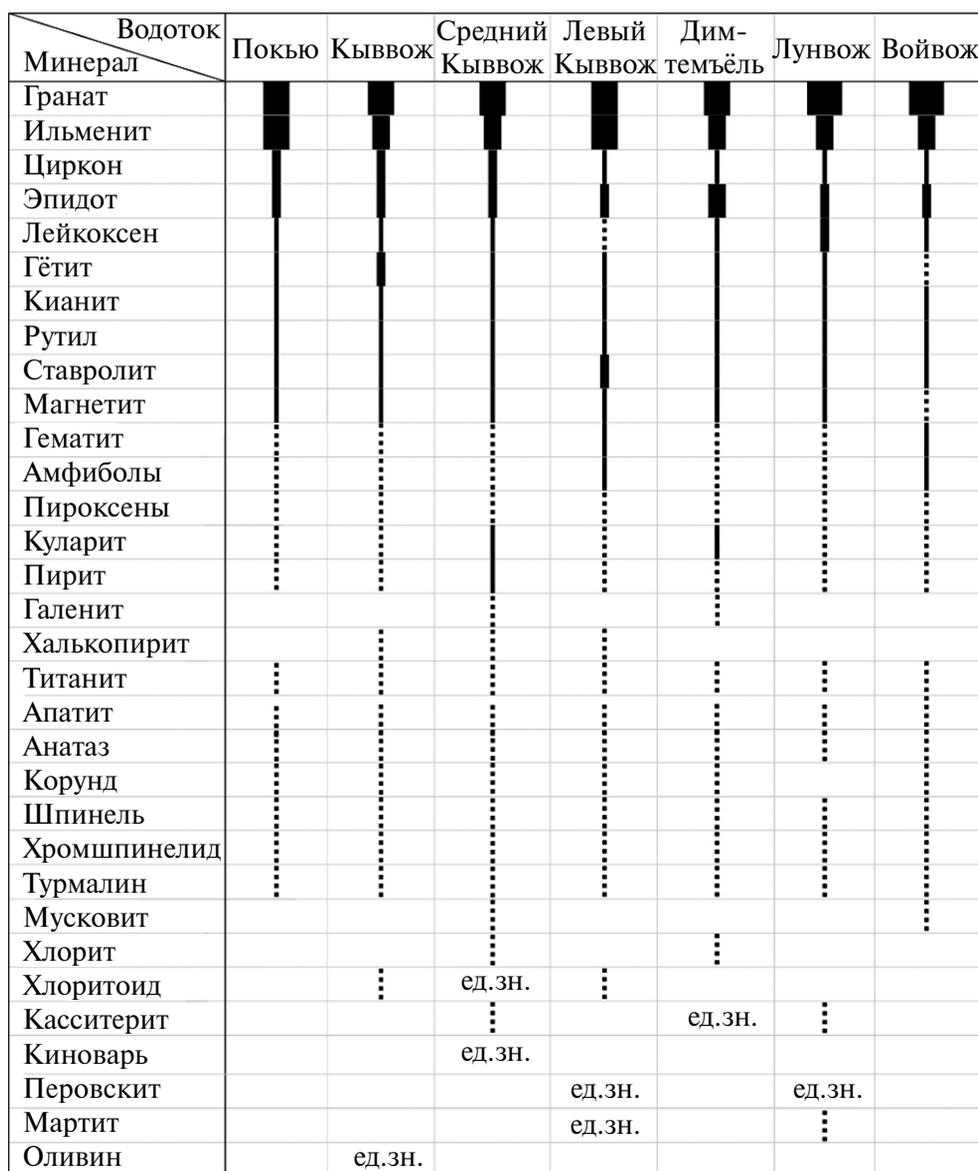
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав тяжелой фракции аллювиальных отложений

Тяжелая фракция аллювиальных отложений Кыввожского района представлена 33 минералами (фиг. 3). Наиболее широко распространенными

являются гранат и ильменит. В меньшем количестве, но почти постоянно присутствуют циркон, эпидот, лейкоксен, гётит, кианит, рутил, ставролит, магнетит, гематит, амфиболы. Спорадически встречаются титанит, апатит, анатаз, корунд, шпинель, хромит, турмалин, слюдистые минералы, хлорит и хлоритоид, касситерит, монацит, мартит. В отдельных пробах отмечаются единичные зерна киновари, перовскита и оливина.

Самородное золото обнаружено в большинстве шлиховых проб. Его содержание варьирует в широких пределах, достигая 350 мг/м³. Наиболее высокое содержание золота, в том числе



■ 1 ■ 2 ■ 3 | 4 | 5 ∴ 6

Фиг. 3. Среднее содержание минералов тяжелой фракции из аллювиальных отложений Кыввожского района (отн. %): 1 – более 50, 2 – 25–50, 3 – 10–25, 4 – 5–10, 5 – 1–5, 6 – менее 1; ед. зн. – единичные знаки.

крупного, установлено в гётит- и пирит-содержащих минеральных ассоциациях на руч. Средний Кыв-вож и Кыввож, размывающих зоны вкрапленной сульфидной минерализации в рифейских толщах. Совместно с золотом во многих пробах в виде единичных знаков встречаются минералы платиновых металлов, в частности, изоферроплатина, тетраферроплатина, Os-Ir-Ru сплавы, ранее отмечавшиеся в аллювии руч. Кыввож и р. Черной Кедвы (Макеев и др., 1996).

Самородное золото

Самородное золото имеет преимущественно однородный желтый, красновато-желтый цвет, реже встречаются соломенно-желтые частицы. На поверхности золотин нередко наблюдаются корочки черных и красновато-бурых оксигидроксидов марганца и железа, представленных тодорокитом, пиролюзитом, лепидокрокитом.

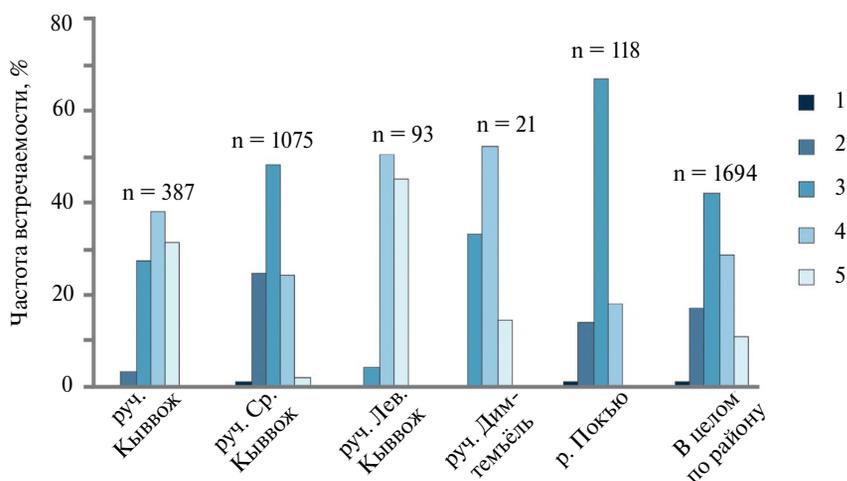
Гранулометрия. Величина частиц золота в из-ученных шлиховых пробах варьирует от 0.05 до 2.0 мм (фиг. 4). Наиболее распространенным (59%) является мелкое золото (0.25–1.0 мм) с преобладанием частиц 0.25–0.5 мм. В меньшей степени отмечается весьма мелкое золото величиной от 0.1 до 0.25 мм, составляющее 29%. В основном оно наблюдается в шлиховых пробах руч. Кыввож, Левый Кыввож и Димтемьель. Доля тонкого золота (менее 0.1 мм) обычно не превышает 1%. Исключением является руч. Кыввож и Левый Кыввож, где его концентрация выше. Самые крупные золотины размером до 2.0 мм встречены нами в пробах руч. Средний Кыввож и р. Покью. Их доля не превышает 1%.

Следует заметить, что ранее золото Среднекыввожской россыпи при опытно-промышленных работах характеризовалось как крупное (более

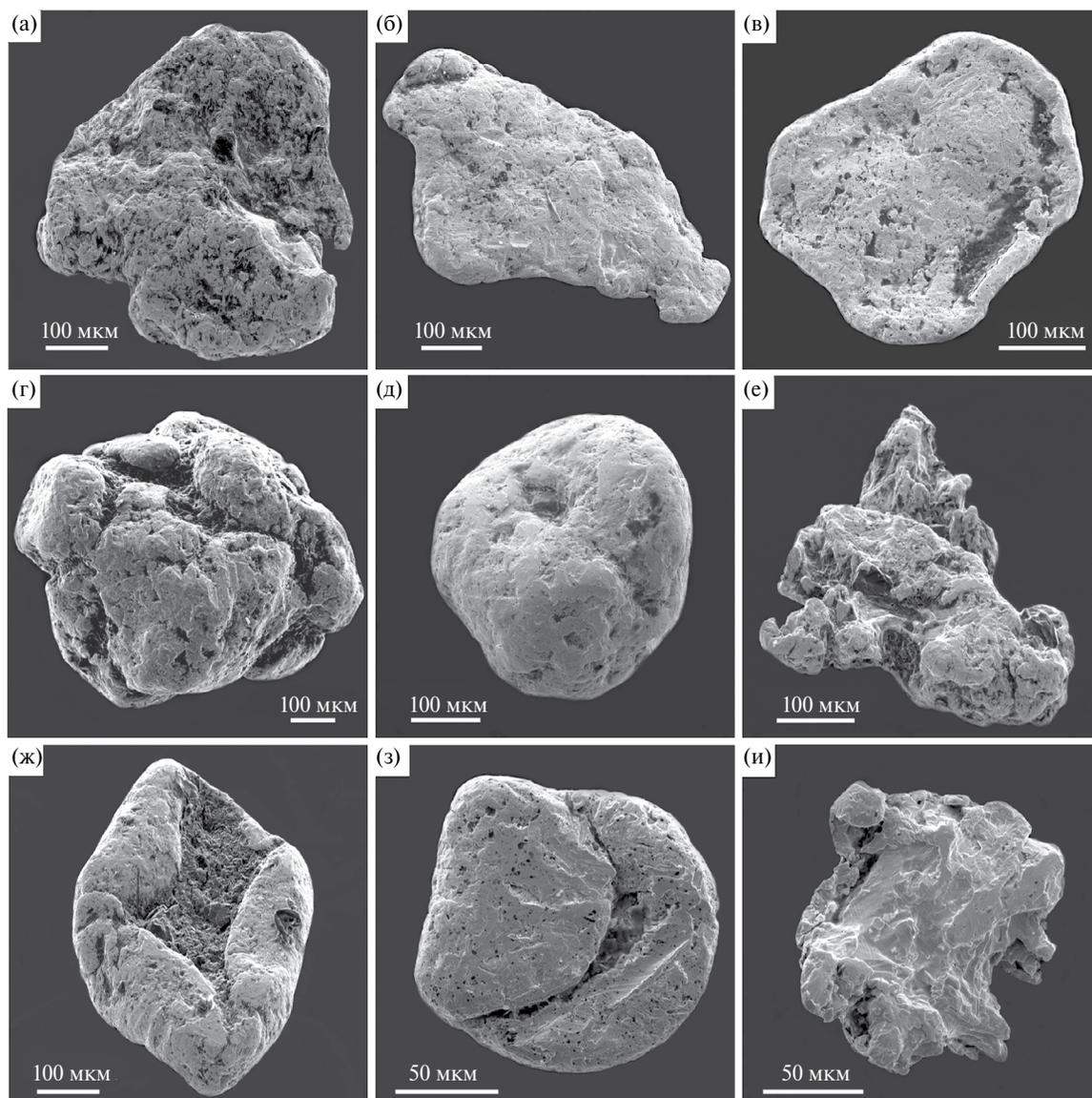
0.5 мм), встречались самородки размером до 2 см и весом до 24 г (Дудар, 1996; Макеев, Дудар, 2003).

Морфология. Подавляющая часть самородного золота Кыввожского района имеет пластинчатую, таблитчатую и комковидную форму (фиг. 5). Среди пластинчатых и таблитчатых частиц выделяются угловато-округлые, округлые, удлиненные, утолщено-таблитчатые, субизометричные, в редких случаях – чешуйчатые частицы. Наряду с ними присутствуют частицы сложной формы. Редкими являются шаровидные и стержневидные частицы. По степени уплощенности золото подразделяется на умеренно- (73%) и сильно уплощенное (22%), субизометричное (5%). Исключением является участок Покью, где преобладают сильно уплощенные формы (64%), а умеренно уплощенные встречаются в подчиненном количестве (36%). Важно отметить, что для многих частиц золота характерны повторные деформации, возникшие, вероятно, уже после их окатывания в водном потоке и выражающиеся в конвертообразном смятии, изгибах, сдавливании, сложных контурах, похожих на разрывы.

По степени окатанности золото делится на неокатанное, слабоокатанное, полуокатанное, хорошо и совершенно окатанное (фиг. 6). Неокатанное золото встречается в единичных случаях на всех участках, кроме участка Покью. Несмотря на его редкую встречаемость в русловом аллювии, оно в достаточно большом количестве обнаружено нами в шлиховых концентратах, полученных при промышленной разработке россыпей (фиг. 7). Частицы золота имеют сложную, часто ветвящуюся форму с полным отсутствием признаков окатанности. Поверхность частиц имеет сложный рельеф с многочисленными угловатыми неровностями, буграми, ямками, отпечатками.



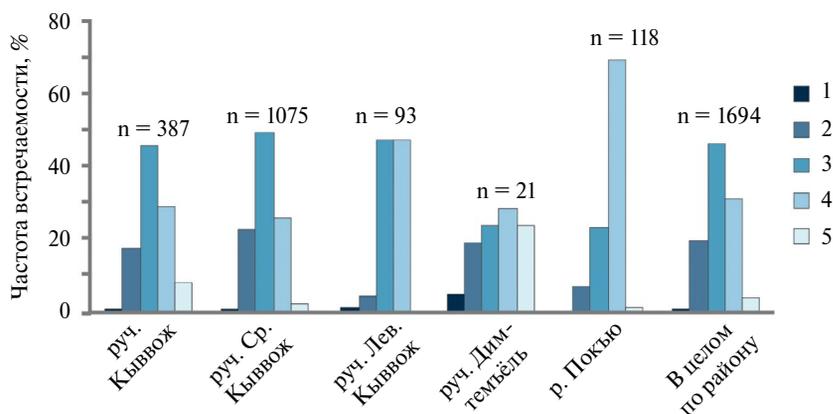
Фиг. 4. Гистограмма встречаемости золота по гранулометрическим классам в Кыввожском районе: 1 – 1.0–2.0 мм, 2 – 0.5–1.0 мм, 3 – 0.25–0.5 мм, 4 – 0.1–0.25 мм, 5 – менее 0.1 мм, n – количество зерен.



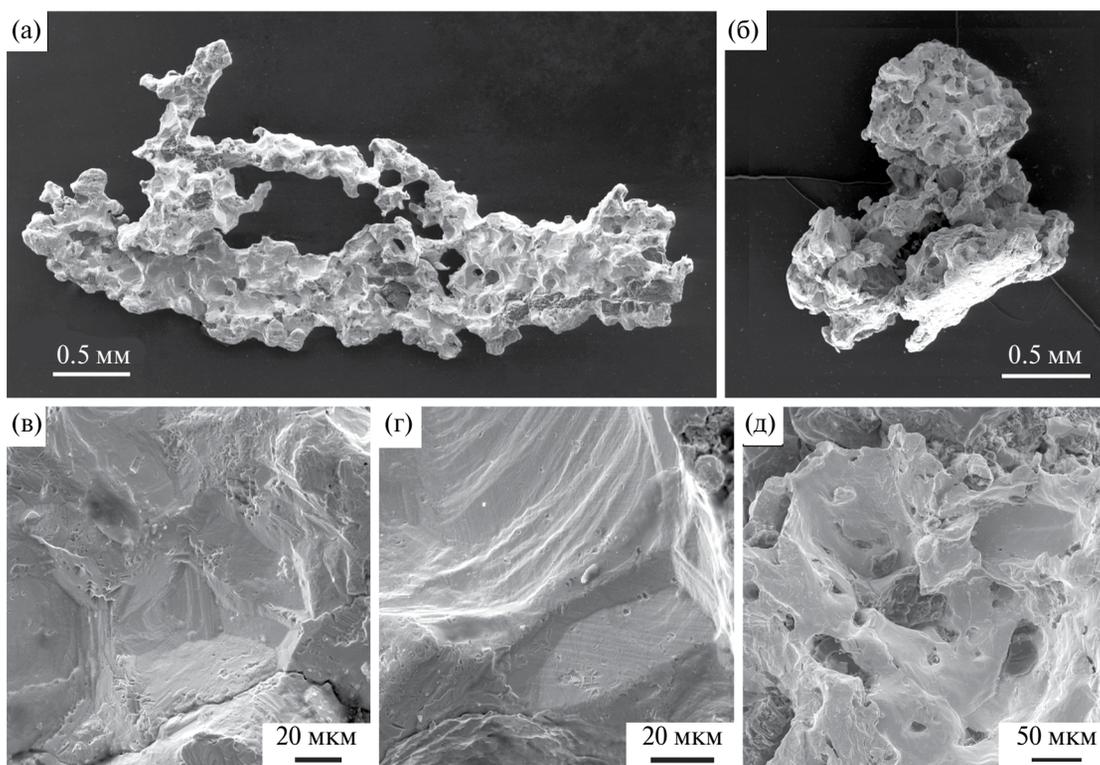
Фиг. 5. Форма и окатанность типичных частиц золота: а, б – пластинчатая, удлиненно-пластинчатая с хорошей степенью окатанности; в – пластинчатая хорошо окатанная с торцевым валиком; г – комковидная полуокатанная; д – округло-шаровидная совершенно окатанная; е – сложная полуокатанная; ж, з – пластинчатые хорошо окатанные с конвертообразным смятием; и – сложная слабоокатанная. Изображения во вторичных электронах.

Слабоокатанное золото встречается в небольшом количестве на всех участках, содержание его варьирует от 4% (Левый Кыввож) до 23% (Средний Кыввож), в среднем по всем участкам составляет 19%. Золотины имеют сохранившиеся первоначальные рудные формы (фиг. 5и). Они преимущественно угловатые, со слабо обмятыми краями, как правило, сложной ангдральной ростовой формы. Иногда отмечаются небольшие участки с валиками. Золото этой группы характеризуется пониженными средними показателями уплощенности и высокой сохранностью отпечатков рудных минералов и индукционных поверхностей. Доля округлости в контуре частиц составляет от 5 до 25%.

Полуокатанное золото широко распространено в исследуемом районе, частота его встречаемости составляет 45%. На Кыввожском и Среднекыввожском участках такое золото преобладает. При этом в верховьях ручья Средний Кыввож встречаемость полуокатанного золота выше, чем в пределах расположенной ниже по течению промышленной россыпи, где его окатанность возрастает. На участке Левый Кыввож полуокатанное золото встречается в приблизительно равном соотношении с хорошо окатанным золотом. Для полуокатанного золота характерен уплощенный угловато-округлый облик, имеющий угловатые и полностью сглаженные выступы на поверхности (фиг. 5е). У него могут



Фиг. 6. Гистограммы встречаемости золота по степени окатанности на участках Кыввожского района: 1 – неокатанное, 2 – слабоокатанное, 3 – полуокатанное, 4 – хорошо окатанное, 5 – совершенно окатанное, n – количество зерен.



Фиг. 7. Неокатанное золото сложной формы (а, б) и типичный рельеф его поверхности (в, г, д). Изображения во вторичных электронах.

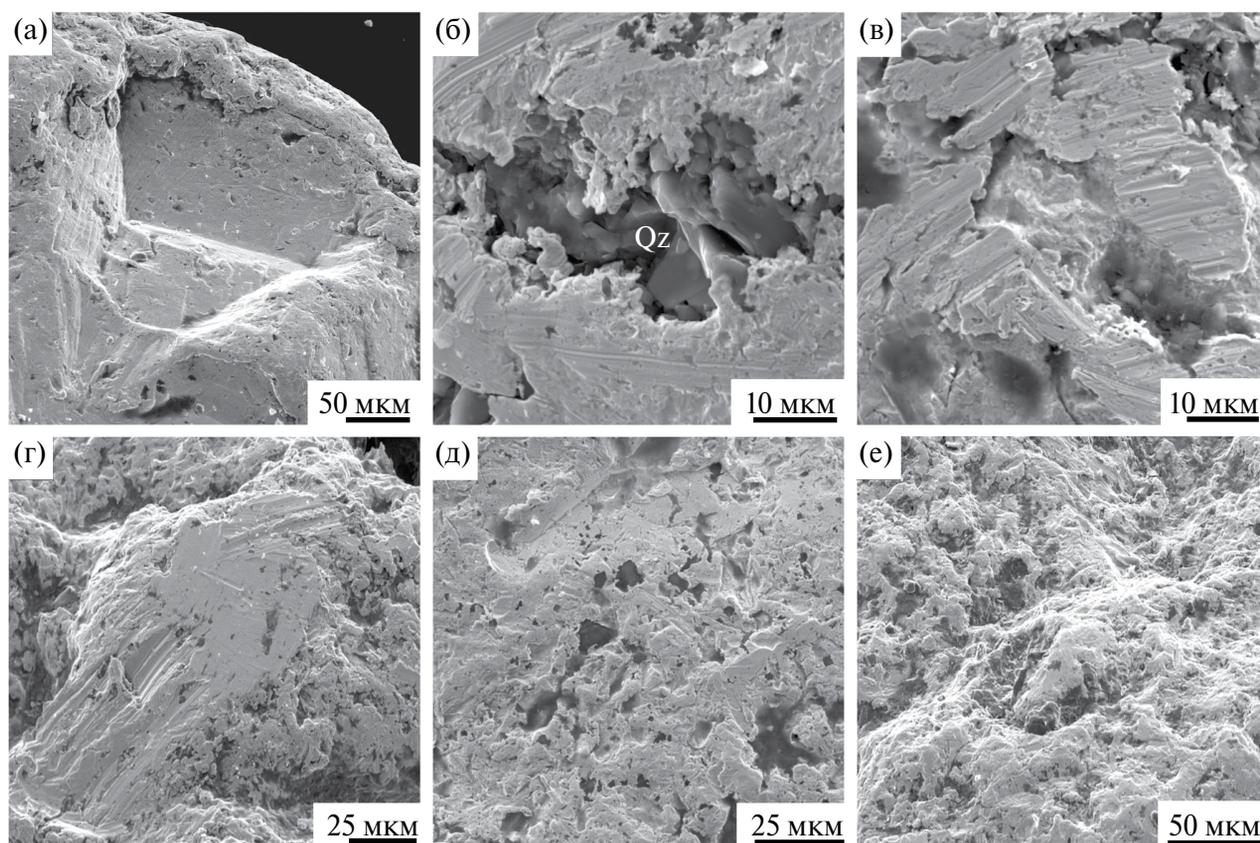
наблюдаться протяженные участки с наклепами и валиками, частицы сложной формы могут быть окомкованы (фиг. 5г). Доля округлости в контуре частиц золота составляет от 25 до 50%.

Хорошо окатанное золото встречается довольно часто (30%), при этом его распределение по различным участкам неравномерное. На участке Покью оно преобладает (69%), а на других участках частота встречаемости значительно ниже – от 26 (на Среднем Кыввоже) до 47% (на Левом Кыввоже). Золото представлено преимущественно лепешковидными частицами с валиками по краям

(фиг. 5а–в, ж, з). Менее распространены комковатые, чешуйчатые, эллипсоидальные и гантелеобразные формы с почти или полностью сглаженными выступами. Доля округлости в контуре частиц золота составляет от 25 до 50%.

Совершенно окатанное золото наблюдается редко, его доля составляет около 4%. Такое золото имеет ровный контур, участки с валиками и сильную сглаженность микрорельефа (фиг. 5д). Доля округлости частиц золота составляет более 90%.

Поверхность в той или иной степени окатанных частиц золота ямчатая, ямчато-бугорчатая



Фиг. 8. Особенности микрорельефа частиц золота: а – угловатые и ступенчатые отпечатки минералов-сростков; б – каверна с частицами кварца (Qz) и новообразованным губчатым золотом; в, г – борозды скольжения, царапины; д, е – ямчатый и ямчато-бугорчатый рельеф. Изображения во вторичных электронах.

Таблица 1. Химический состав типичных частиц золота Кыввожского района

№ пп	№ образца	Место определения	Содержания элементов, мас. %						K _n	Пробность, ‰
			Au	Ag	Cu	Pd	Hg	Сумма		
руч. Средний Кыввож										
1	201202	центр	99.85	–	–	–	–	99.85	1.00	1000
2		кайма	99.75	–	–	–	–	99.75		1000
3	203201/1	центр	99.08	0.89	0.52	–	–	100.49	1.00	986
4		край	99.53	–	–	–	–	99.53		1000
5		темный участок	83.57	16.13	–	–	–	99.70		838
6	600302	центр	90.92	9.20	–	–	–	100.12	1.10	908
7		кайма	99.63	–	–	–	–	99.63		1000
8		прожилка	89.69	9.36	–	–	–	99.05		906
9	600202	центр	98.54	3.23	–	–	–	101.77	1.01	968
10		кайма	99.13	–	–	–	–	99.13		1000
11	600203/2	центр	89.52	10.61	–	–	–	100.35	1.12	894
12		кайма	100.48	–	–	–	–	100.48		1000
13	60002/3	центр	57.75	41.92	–	–	–	99.67	1.73	579
14		кайма	99.91	0.88	–	–	–	100.79		991
15	ЮГ-1в/2	матрица	92.80	3.05	3.48	–	–	99.33	1.07	934
16		ламель	90.66	0.59	9.41	–	–	100.66		901
17		кайма	98.94	–	–	–	–	98.94		1000

Таблица 1. Продолжение

№ пп	№ образца	Место определения	Содержания элементов, мас. %						K _n	Пробность, ‰
			Au	Ag	Cu	Pd	Hg	Сумма		
18	ЮГ-3/2	центр	82.28	17.50	—	—	—	99.78	1.21	825
19		кайма	99.72	—	—	—	—	99.72		1000
20	2902к-СКЫ-18/29	центр	92.84	6.89	—	—	—	99.73	1.07	931
21		кайма	99.80	—	—	—	—	99.80		1000
22		прожилка	55.45	44.33	—	—	—	99.78		556
23	ЮГ-146/1	центр	98.14	1.58	—	—	—	99.72	1.02	984
24		кайма	100.56	—	—	—	—	100.56		1000
25	2902-СКЫ-18/12	центр	97.99	2.26	—	—	—	100.25	1.02	977
26		кайма	99.70	—	—	—	—	99.70		1000
27		прожилка	49.77	50.68	—	—	—	100.45		495
28	6078К-5	центр	75.85	24.79	—	—	—	100.64	1.30	754
29		кайма	98.68	—	—	—	—	98.68		1000
30	6078М-2	центр	82.12	14.43	—	—	4.03	100.58	1.22	816
31		кайма	100.52	—	—	—	—	100.52		1000
32	6079К-3	центр	91.69	8.81	—	—	—	100.50	1.08	912
33		кайма	98.82	1.94	—	—	—	100.77		981
34	5427/3	центр	85.66	11.67	—	—	4.32	101.65	1.17	843
35		кайма	100.4	—	—	—	—	100.4		1000
36	5427/4	центр	97.27	2.51	—	—	—	99.78	1.02	975
37		кайма	99.0	—	—	—	—	99.00		1000
38		прожилка	48.54	52.6	—	—	—	101.14		480
39	5428/9	центр	88.48	0.40	10.71	—	—	99.58	1.14	888
40		кайма	100.46	—	—	—	—	100.46		1000
41	601601/5	центр	99.05	0.91	—	—	—	99.96	1.00	991
42		край	99.24	—	—	—	—	99.24		1000
43	601601/6	центр	77.21	20.54	—	—	3.81	101.57	1.25	760
44		кайма	96.64	3.54	—	—	—	100.18		965
45	601601/7	центр	95.31	2.04	2.81	—	—	100.16	1.05	952
46		кайма	100.17	—	—	—	—	100.17		1000
руч. Кыввож										
47	2907Ар-КЫВ-18/4	центр	96.11	3.81	—	—	—	99.92	1.05	962
48		кайма	100.65	—	—	—	—	100.65		1000
49		прожилка	87.77	12.59	—	—	—	100.36		875
50	2907а-КЫВ-18/14	центр	69.26	31.87	—	—	—	101.13	1.44	685
51		кайма	99.50	—	—	—	—	99.50		1000
52	2909в-3	центр	100.21	0.84	—	—	—	101.05	1.00	992
53		кайма	100.19	—	—	—	—	100.19		1000
54		прожилка	94.89	5.19	—	—	—	100.08		948
55	2909в-4	центр	99.72	1.17	—	—	—	100.89	1.01	988
56		кайма	100.32	—	—	—	—	100.32		1000
57		прожилка	28.58	71.28	—	—	2.85	102.72		278
58	2912а-5	центр	99.55	1.84	—	—	—	101.39	1.00	982
59		кайма	99.93	—	—	—	—	99.93		1000
60		прожилка	81.49	19.02	—	—	—	100.52		811
61	2954-7	центр	99.17	0.64	—	—	—	99.81	1.01	994
62		кайма	100.43	—	—	—	—	100.43		1000

Таблица 1. Продолжение

№ пп	№ образца	Место определения	Содержания элементов, мас. %						K _n	Пробность, ‰
			Au	Ag	Cu	Pd	Hg	Сумма		
63	2955-1	центр	99.96	0.78	—	—	—	100.74	1.00	992
64		кайма	99.92	—	—	—	—	99.92		1000
65		прожилка	48.13	53.05	—	—	—	101.18		476
66	510-01-7	центр	92.64	5.84	0.48	—	—	98.96	1.08	936
67		кайма	99.61	—	—	—	—	100.14		1000
руч. Левый Кыввож										
68	2940Ка-4	центр	98.95	1.47	—	—	—	100.42	1.01	985
69		кайма	99.71	—	—	—	—	99.71		1000
70	2940Ка-7	центр	96.62	4.16	—	—	—	100.78	1.02	959
71		кайма	99.01	—	—	—	—	99.01		1000
72	2941б-1	матрица	81.34	17.33	0.69	—	—	99.36	1.23	819
73		ламель	77.65	—	21.92	—	—	99.57		780
74		кайма	100.01	—	—	—	—	100.01		1000
75	2941б-2	центр	98.06	0.51	2.29	—	—	100.86	1.01	972
76		кайма	99.51	—	—	—	—	99.51		1000
77	2941г-3	центр	97.38	0.88	0.38	1.89	—	100.53	1.01	969
78		кайма	97.88	—	—	1.06	—	98.93		989
79	2941г-4	центр	91.30	5.77	2.71	—	—	99.78	1.09	915
80		кайма	99.74	—	—	—	—	99.74		1000
81	2941г-6	центр	97.92	3.38	—	—	—	101.30	1.02	967
82		кайма	99.47	0.37	—	—	—	99.84		996
83	2941в-19-3	центр	70.44	29.44	—	—	—	99.88	1.42	705
84		край	100.34	—	—	—	—	100.34		1000
85		прожилка	87.95	12.02	—	—	—	99.97		880
86	2941г-19-6	центр	87.56	12.29	—	—	—	99.85	1.14	877
87		край	99.84	—	—	—	—	99.84		1000
руч. Димтемьель										
88	2919г-ДИМ-18/3	центр	82.90	17.08	—	—	—	99.98	1.20	829
89		кайма	99.56	—	—	—	—	99.56		1000
90	2919г-ДИМ-18/1	центр	95.66	6.02	—	—	—	101.68	1.04	941
91		кайма	99.91	—	—	—	—	99.91		1000
92	2918б-ДИМ-18/1	центр	99.73	1.37	—	—	—	101.10	0.99	986
93		кайма	98.31	—	—	—	—	98.31		1000
94		прожилка	58.42	42.10	—	—	—	100.52		581
95	2919г-ДИМ-18/6	центр	91.94	7.32	—	—	—	99.26	1.09	926
96		кайма	100.57	—	—	—	—	100.57		1000
97	2919Д-1	центр	88.28	11.80	—	—	—	100.08	1.15	882
98		кайма	101.17	0.45	—	—	—	101.62		996
р. Покью										
99	205303/1	центр	72.91	27.14	—	—	—	100.05	1.36	729
100		кайма	99.38	0.65	—	—	—	100.04		994
101	204701/3	центр	85.71	14.40	—	—	—	100.11	1.15	856
102		кайма	98.86	—	—	—	—	98.86		1000
103	205601	центр	93.66	6.33	—	—	—	99.98	1.06	937
104		кайма	99.19	0.80	—	—	—	99.99		992
105	204704/19	центр	92.65	8.29	—	—	—	100.94	1.07	918
106		кайма	99.47	—	—	—	—	99.47		1000

Таблица 1. Окончание

№ пп	№ образца	Место определения	Содержания элементов, мас. %						K _n	Пробность, ‰
			Au	Ag	Cu	Pd	Hg	Сумма		
107	204704/10К	центр	98.73	1.05	—	—	—	99.78	1.01	989
108		кайма	99.93	—	—	—	—	99.93		1000
109		прожилка	66.92	32.81	—	—	—	99.73		671

Примечание. Прочерк — элемент не установлен. K_n — коэффициент неоднородности, рассчитанный как отношение содержания Au в кайме к содержанию Au в центральной части.

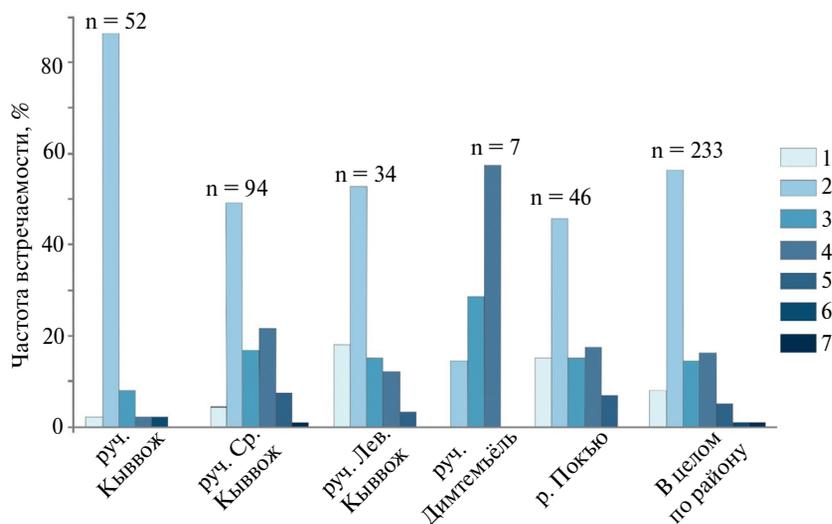
(фиг. 8). Иногда наблюдаются каверны с новообразованным в экзогенных условиях губчатым золотом. Участки, не затронутые окатыванием, более гладкие, иногда наблюдаются угловатые или ступенчатые отпечатки минералов, находившихся в сростаниях с золотом. Большой интерес, на наш взгляд, представляют борозды скольжения, свидетельствующие об уже отмечавшихся выше повторных деформациях частиц золота.

Внутреннее строение и химический состав. Частицы россыпного золота характеризуются неоднородным внутренним строением. Наблюдаются каймы, блочность, прожилковидные зоны, существенно различающиеся по химическому составу. Содержание примеси Ag в золоте в центральных относительно однородных участках зерен варьирует в широких пределах, достигая 41.9 мас.% (табл. 1). Наиболее часто встречается золото с концентрацией Ag от 0.4 до 4.1 мас.%. Максимальные содержания Ag характерны для золота Среднекыввожского участка. В редких случаях в золоте руч. Средний Кыввож, Кыввож и Левый Кыввож отмечаются Cu — 0.4–10.7, Pd — 0.4–1.9, Hg — 2.2–4.3 мас.%.

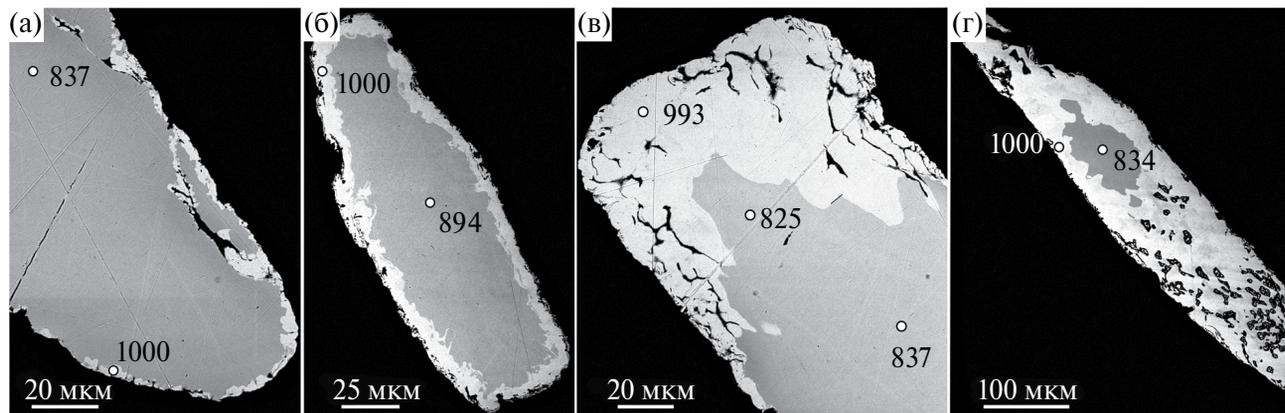
На участках Димтемьель и Покью в золоте установлено только Ag.

Пробность золота колеблется от 579 до 1000‰. Наиболее часто на всех участках встречается высокопробное золото — 951–999‰ (фиг. 9). В верховьях руч. Средний Кыввож и на участках Левый Кыввож и Покью присутствует весьма высокопробное золото, в котором Ag и другие примеси не обнаруживаются.

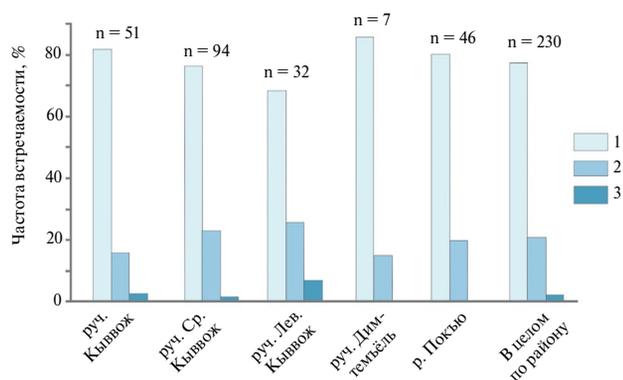
Для большинства частиц золота характерны визуально наблюдаемые высокопробные каймы (фиг. 10). Эти каймы бывают сплошными или прерывистыми, отличаются наличием многочисленных мелких относительно изометричных или щелевидных ветвящихся пор, выходящих на поверхность золотин. Ширина кайм обычно составляет 5–15 мкм, но иногда достигает 30–70 мкм. Встречаются частицы, в которых первичное золото сохранилось лишь в виде небольших реликтов. Примеси в каймах в большинстве случаев отсутствуют. Тем не менее, иногда отмечается Ag, содержание которого не превышает 3.3 мас.%. В одной из частиц золота участка Средний Кыввож обнаружена Hg — 2.2 мас.%. Пробность кайм варьирует от 910



Фиг. 9. Гистограмма пробности в центральной части золотин (‰): 1 — 1000, 2 — 951–999, 3 — 900–950, 4 — 800–900, 5 — 700–800, 6 — 600–700, 7 — 500–600, n — количество частиц.



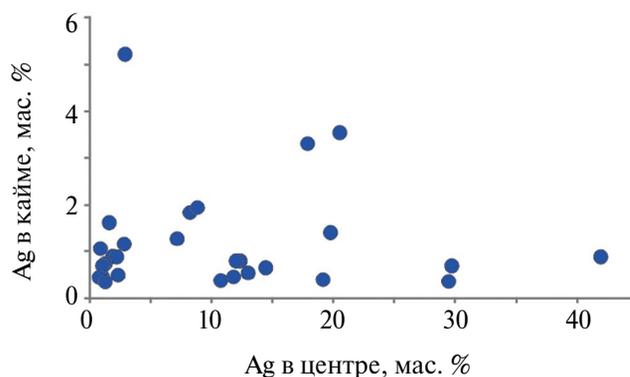
Фиг. 10. Характер развития и ширина высокопробных кайм (светлое) у частиц золота: а – неравномерная узкая, б – сплошная, в – широкая неравномерная, г – широкая с реликтом первичного золота. Цифрами обозначена проба золота (‰). Изображения в обратно-рассеянных электронах.



Фиг. 11. Гистограмма пробы золота в кайме (‰): 1 – 1000, 2 – 951–999, 3 – 900–950, n – количество золотин.

до 1000‰ (фиг. 11). Преобладают частицы золота с весьма высокопробными каймами. В табл. 1 приведены коэффициенты неоднородности, характеризующие соотношение содержаний Au в каймах и центральных частях золотин, используемые в ряде работ (Силаев и др., 1987; Lalomov et al., 2016). Для кыввожского золота в большинстве случаев это соотношение колеблется в пределах 1.0–1.2, но иногда достигает 1.4–1.7 (при относительно низком содержании Au в центральных частях). Можно также отметить, что не обнаруживается четко выраженной прямой связи между содержанием довольно редко присутствующего Ag в каймах и центральных частях золотин (фиг. 12).

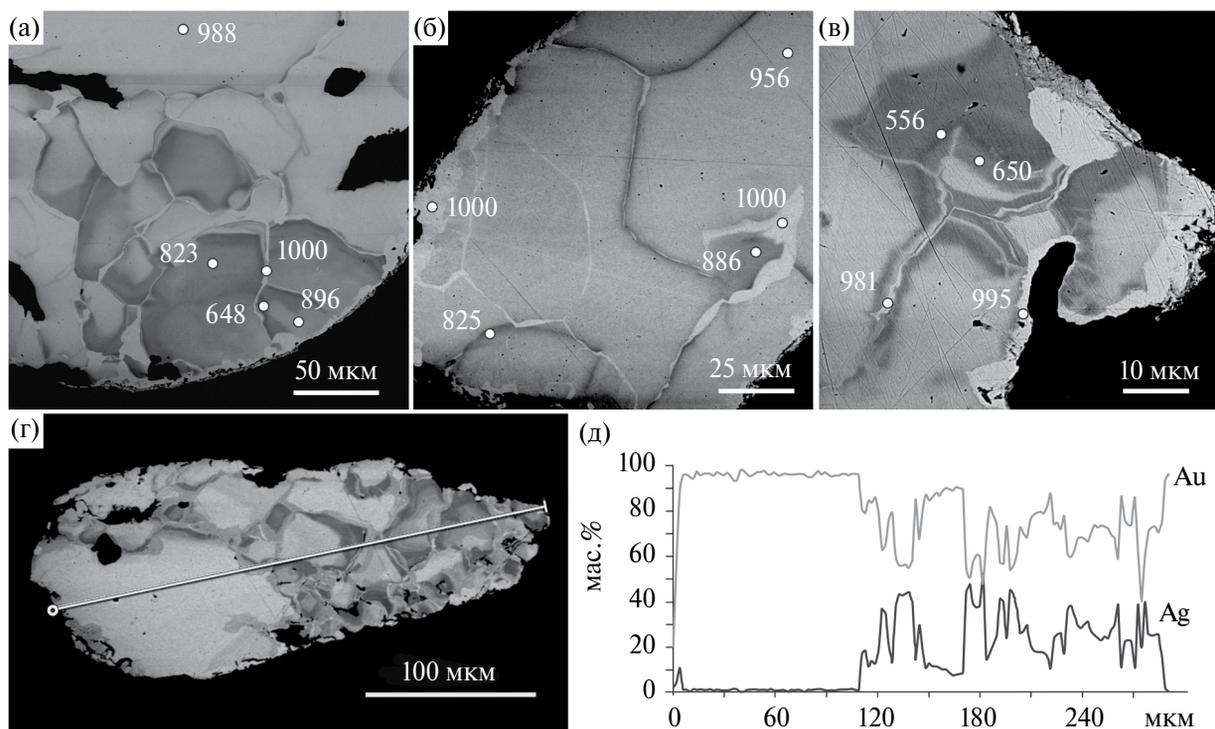
У золота участка Кыввож реже других участков обнаруживается блочное (зернистое) строение. Блоки имеют различные размеры и форму (фиг. 13). Важной особенностью является то, что по периферии блоков часто развиты прожилковидные низкопробные зоны шириной до 50 мкм, не имеющие резких внутренних границ. Содержание Ag в них



Фиг. 12. Соотношение содержаний Ag в центре частиц золота и кайме.

обычно составляет 35–40 мас.%. На Кыввожском участке в одной из частиц золота установлен прожилок с содержанием Ag – 71.3 и Cu – 2.9 мас.%, в другой при содержании Ag – 43.1 мас.% зафиксирован Pd – 0.4 мас.%. По составу прожилки с высоким содержанием Ag соответствуют электруму и кюстелиту. На фиг. 13г, д показано типичное распределение содержаний Au и Ag по профилю в одном из пересечений частицы золота с блочным строением. Как видно, оно имеет сложный, контрастный характер. Интересным является то, что низкопробные прожилковидные зоны на границах блоков часто сменяются еще более узкими весьма высокопробными зонами, вовсе не содержащими серебра и других примесей, а иногда они наблюдаются обособленно друг от друга. При этом обнаруживается их сопряженность с высокопробными внешними каймами.

В одной из частиц золота на участке Средний Кыввож обнаружена отчетливая структура распада Au-Cu твердого раствора (фиг. 14). Содержание Cu и Ag в матрице составляет 2–3 мас.%. В медистых



Фиг. 13. Блочное строение золота: а – блоки с различным содержанием серебра; б, в – прожилковидные низкопробные зоны, развивающиеся по периферии блоков (темное), с наложенными на них узкими высокопробными зонами (светлое); г, д – блочность и характер распределения золота и серебра в линейном профиле. Цифрами указана пробность золота (%). Изображения в обратно-рассеянных электронах.

пластинках содержание Cu – 8–9 мас.%, а Ag – 0.5–0.6 мас.%, по составу они соответствуют фазе Au_3Cu . Наряду с тонкими пластинками наблюдаются более широкие медьсодержащие обособления. В частице золота со структурой распада твердого раствора участка Левый Кыввож установлено более высокое содержание Cu в медистых пластинках – до 21.9 мас.%

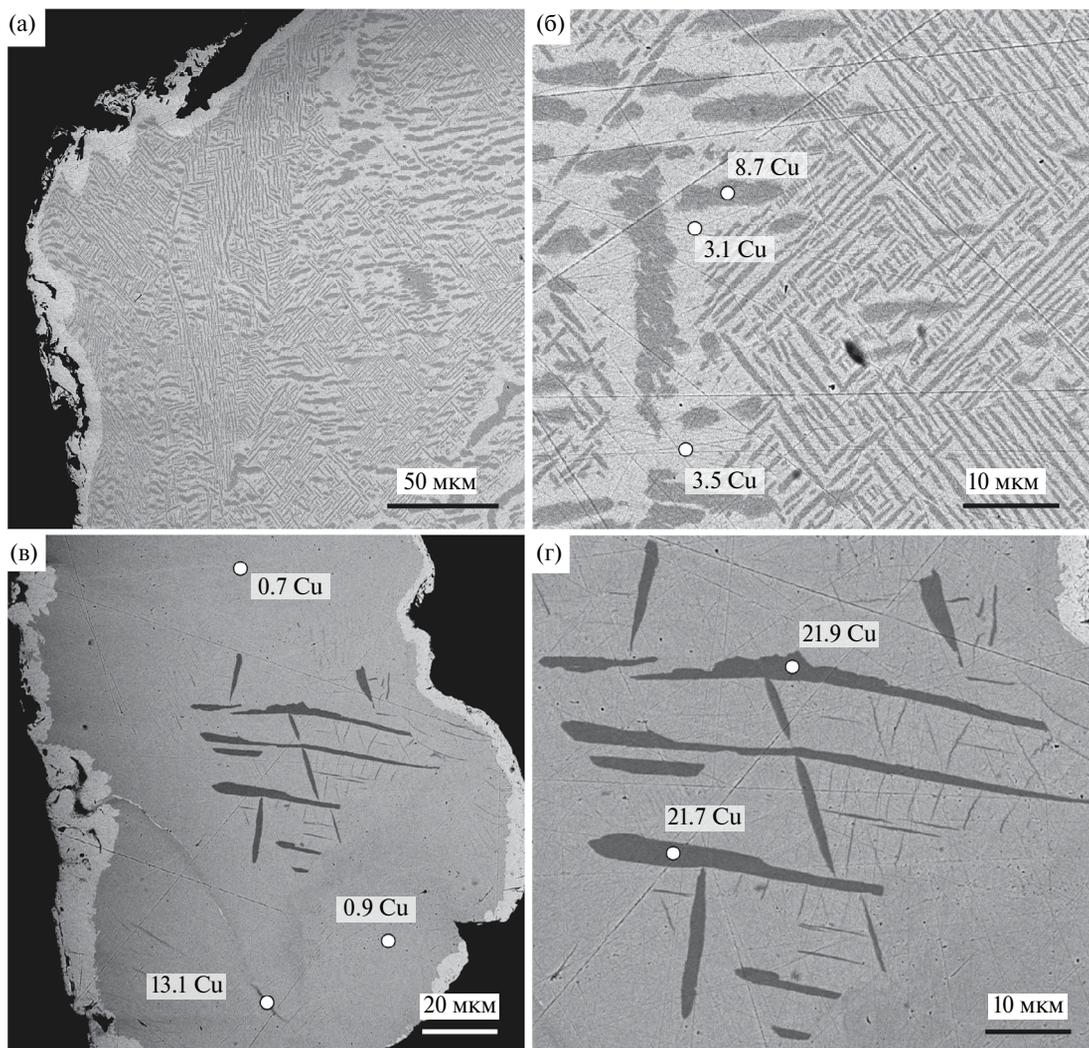
Минеральные сростания и включения. В русловом аллювии отмечается золото с включениями кварца, отпечатками предположительно кристаллов пирита, слюд, Fe-Mg карбонатов. В остаточных продуктах промышленной промывки россыпей, присутствуют сростания золота с кварцем, а также частицы пород серицит-кварц-гётитового состава с находящимся в них золотом (фиг. 15).

В виде микровключений в россыпном золоте участков Кыввож, Покью, Левый Кыввож, Средний Кыввож нами установлены кварц, мусковит, пирит, халькопирит, галенит, анкерит, микроминеральные фазы ряда кобальтин-герсдорфит, галеновисмутит, аурустибит, самородный висмут (фиг. 16). Обращает на себя внимание то, что микроминеральные включения наиболее характерны для золота с блочным строением.

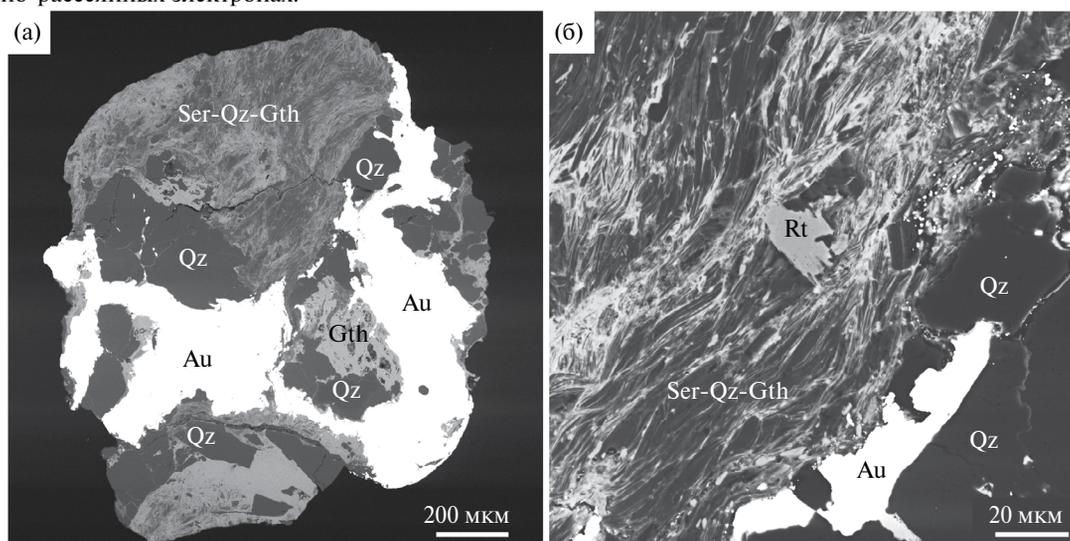
Из сульфидов наиболее часто встречается галенит, иногда с примесью Bi (табл. 2). Отдельные зерна представлены галеновисмутитом, в котором содержание Bi составляет 54.4 мас.%, присутствует Se – 0.4 мас.%. В сростании с галенитом обнаруживаются минеральные фазы ряда кобальтин-герсдорфит с примесью Sb (табл. 3). Кроме того, обособленно или в сростании с галенитом наблюдается аурустибит, в составе которого почти всегда устанавливается Bi в количестве 1.2–3.1 мас.% (табл. 4). В одном случае диагностирован самородный висмут. На Левокыввожском участке обнаружены частицы золота с включениями монацита и селенида платины, являющейся, по-видимому, первой находкой минерала судовиковита (PtSe_2) на Тимане. В качестве основных примесей в судовиковите присутствует Pd и Te (табл. 5). Теллур установлен в этом минерале впервые, что отличает его от судовиковита из метасоматитов Южной Карелии, где он был открыт (Полеховский и др., 1997) и позволяет нам выделить теллурсодержащую разновидность.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

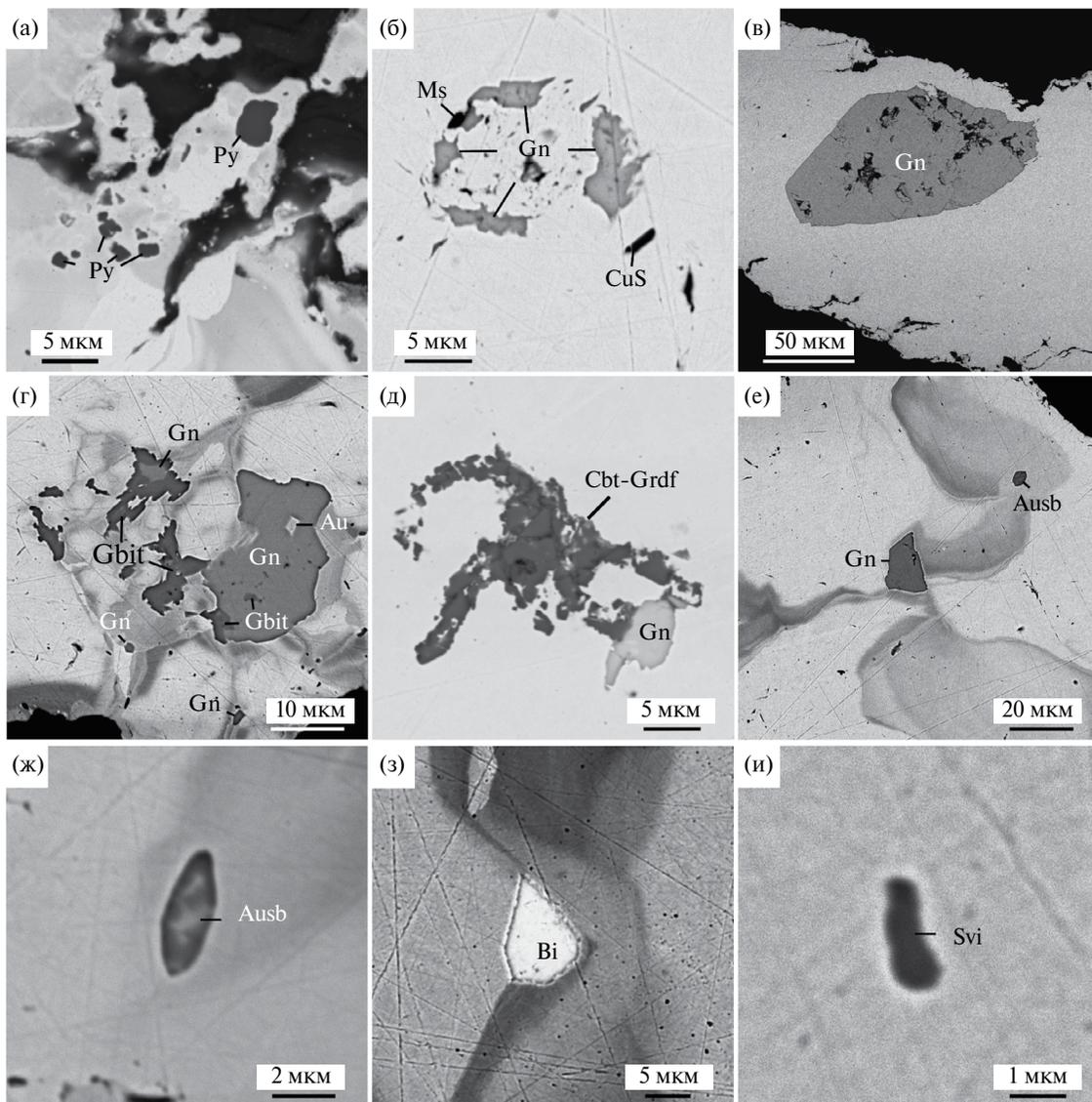
Аллювиальное золото в пределах изученного района достаточно однородно, тем не менее



Фиг. 14. Медьсодержащее золото со структурой распада Au-Cu твердого раствора участков Средний Кыввож (а) и Левый Кыввож (в) с увеличенными фрагментами (б, г). Цифрами указаны содержания Cu в мас. %. Изображения в обратно-рассеянных электронах.



Фиг. 15. Золото в серицит-кварц-гётитовом агрегате (а) и его увеличенный фрагмент (б). Au – самородное золото; Gth – гётит; Ser-Qz-Gth – серицит-кварц-гётитовый агрегат; Rt – рутил, Qz – кварц. Изображения в обратно-рассеянных электронах.



Фиг. 16. Микроминеральные включения в золоте Кыввожского района: Ausb – ауроситбит, Bi – самородный висмут, CuS – ковеллиноподобная фаза, Gbit – галеновисмутит, Cbt-Grdf – минералы ряда кобальтин-герсдорфит, Gn – галенит, Ms – мусковит, Py – пирит, Svi – судовиковит. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

обнаруживаются определенные пространственные особенности, выражающиеся, прежде всего, в его строении и составе элементов-примесей. Наиболее широко распространено относительно гомогенное серебросодержащее золото (фиг. 2). Реже, но также на всех участках, присутствует блочное золото с низкопробными прожилками, для которого характерны вторичные деформации и различные микроминеральные включения. На Среднекыввожском участке в серебросодержащем золоте иногда устанавливаются Cu, Hg, на Кыввожском и Левокыввожском участках – Cu, Hg, Pd. У подавляющего большинства частиц золота имеются высокопробные каймы. Можно выделить три типа золота. Два из них являются основными: гомогенное серебросодержащее золото (золото I типа)

и блочное золото с высокосеребристыми прожилковидными зонами (золото II типа). Золото III типа встречается редко и отличается тем, что наряду с Ag в его составе присутствуют Cu и Pd (не всегда сопутствующие друг другу). При этом ртуть отмечается в единичных случаях в золоте разных типов.

При рассмотрении пространственного изменения золота в направлении от верховьев ручья Средний Кыввож вниз по течению, включая площадь промышленной россыпи (полигона), существенных различий в окатанности и составе частиц не установлено (фиг. 17). Низкопробные прожилки и включения сульфидов в золоте встречаются как в верховьях (галенит, кобальтин-герсдорфит), так и в среднем течении в пределах полигона (пирит, галенит, кобальтин-герсдорфит). Тем не менее можно

Таблица 2. Химический состав галенита и галеновисмутита, мас. %

S	Se	Pb	Bi	Сумма	Эмпирическая формула
11.97	–	87.52	–	99.50	Pb _{1,06} S _{0,94}
13.94	–	85.15	–	99.09	Pb _{0,97} S _{1,03}
11.93	–	88.47	–	100.40	Pb _{1,07} S _{0,93}
13.91	–	83.91	2.74	100.56	(Pb _{0,95} Bi _{0,03}) _{0,98} S _{1,02}
12.33	–	87.63	–	99.96	Pb _{1,05} S _{0,95}
12.39	–	88.06	–	100.45	Pb _{1,05} S _{0,95}
12.15	–	87.44	–	99.59	Pb _{1,05} S _{0,95}
11.99	–	87.92	–	99.91	Pb _{1,06} S _{0,94}
17.06	0.40	28.09	54.43	99.97	Pb _{1,02} Bi _{1,95} (S _{3,99} Se _{0,04}) _{4,03}

Примечание. Прочерк – элемент не установлен.

Таблица 3. Химический состав минералов ряда кобальтин-герсдорфит, мас. %

S	Fe	Co	Sb	Ni	As	Сумма	Эмпирическая формула
21.57	11.98	10.92	–	11.50	44.22	100.19	(Fe _{0,35} Ni _{0,32} Co _{0,30}) _{0,96} As _{0,95} S _{1,09}
20.20	10.62	10.00	–	13.13	45.34	99.28	(Ni _{0,37} Fe _{0,31} Co _{0,28}) _{0,96} As _{1,00} S _{1,04}
24.55	3.88	23.08	–	4.36	44.97	100.84	(Co _{0,62} Ni _{0,12} Fe _{0,11}) _{0,84} As _{0,95} S _{1,21}
24.99	5.48	16.54	–	7.85	45.68	100.54	(Co _{0,44} Ni _{0,21} Fe _{0,15}) _{0,81} As _{0,96} S _{1,23}
19.14	5.60	6.15	–	22.93	46.76	100.58	(Ni _{0,65} Co _{0,17} Fe _{0,17}) _{0,98} As _{1,03} S _{0,99}
22.42	5.18	27.32	–	2.62	42.25	99.79	(Co _{0,75} Fe _{0,15} Ni _{0,07}) _{0,97} As _{0,91} S _{1,13}
20.11	6.04	15.77	0.43	11.35	43.82	99.32	(Co _{0,75} Fe _{0,15} Ni _{0,07}) _{0,97} As _{0,91} S _{1,13}
20.85	5.93	12.36	0.32	14.41	47.36	101.23	(Co _{0,46} Ni _{0,33} Fe _{0,18}) _{0,96} (As _{0,98} Sb _{0,01}) _{0,99} S _{1,05}
19.53	6.17	12.33	0.33	12.90	42.72	100.22	(Ni _{0,38} Co _{0,36} Fe _{0,19}) _{0,93} (As _{0,99} Sb _{0,01}) _{1,00} S _{1,06}

Примечание. Прочерк – элемент не установлен.

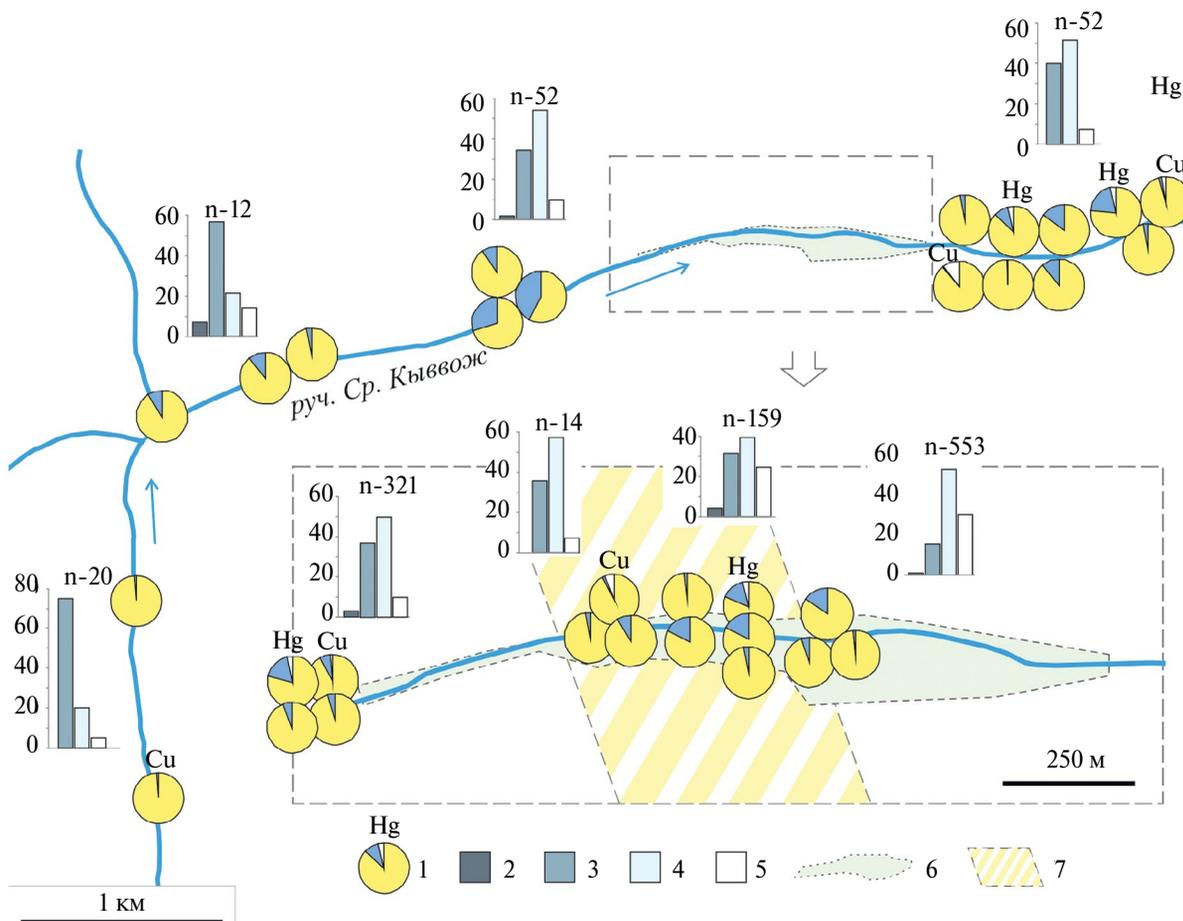
Таблица 4. Химический состав ауристибита, мас. %

Sb	Au	Bi	Сумма	Эмпирическая формула
40.23	55.96	–	96.18	Au _{1,39} Sb _{1,61}
39.89	57.76	2.34	99.99	Au _{1,39} (Sb _{1,56} Bi _{0,05}) _{1,61}
39.69	58.14	1.97	99.81	Au _{1,40} (Sb _{1,56} Bi _{0,04}) _{1,60}
38.14	59.44	2.36	99.94	Au _{1,45} (Sb _{1,50} Bi _{0,05}) _{1,55}
36.98	60.17	2.71	99.85	Au _{1,47} (Sb _{1,47} Bi _{0,06}) _{1,53}
39.89	56.34	2.81	99.04	Au _{1,37} (Sb _{1,57} Bi _{0,06}) _{1,63}
43.06	54.43	3.07	100.56	Au _{1,28} (Sb _{1,65} Bi _{0,07}) _{1,72}
35.80	61.71	1.21	98.71	Au _{1,53} (Sb _{1,44} Bi _{0,03}) _{1,47}
40.53	56.21	2.59	99.33	Au _{1,36} (Sb _{1,58} Bi _{0,06}) _{1,64}

Примечание. Прочерк – элемент не установлен.

Таблица 5. Химический состав теллурсодержащего судовиковита, мас. %

Se	Pd	Te	Pt	Сумма	Эмпирическая формула
44.65	2.11	4.34	49.66	100.76	$(Pt_{0.87}Pd_{0.07})_{0.94}(Se_{1.94}Te_{0.12})_{2.06}$
43.37	1.44	3.81	50.87	99.49	$(Pt_{0.92}Pd_{0.05})_{0.97}(Se_{1.93}Te_{0.10})_{2.03}$
42.33	1.94	4.25	51.54	100.06	$(Pt_{0.93}Pd_{0.06})_{0.99}(Se_{1.89}Te_{0.12})_{2.01}$
41.58	1.25	4.81	52.26	99.9	$(Pt_{0.96}Pd_{0.04})_{1.00}(Se_{1.87}Te_{0.13})_{2.00}$
43.42	1.47	3.92	51.63	100.44	$(Pt_{0.92}Pd_{0.05})_{0.97}(Se_{1.92}Te_{0.11})_{2.03}$



Фиг. 17. Содержание элементов-примесей и степень окатанности золота из аллювиальных отложений Среднекиввожского участка: 1 – диаграмма состава золота: желтый сектор – Au, синий – Ag, белый – другие элементы-примеси (указаны сверху диаграмм); 2–5 – гистограммы степени окатанности золота (%): совершенно окатанное (2), хорошо окатанное (3), полуокатанное (4), слабоокатанное (5); 6 – контур промышленной россыпи (добычной полигон); 7 – потенциально перспективная на золото зона развития сульфидной минерализации.

отметить, что на полигоне содержание золота в аллювиальных отложениях наиболее высокое, и здесь найдены самые крупные частицы золота. В коренных породах прослеживаются зоны развития сульфидной минерализации, в ассоциации с пиритом отмечаются галенит и халькопирит.

Результаты изучения типоморфных особенностей золота из аллювиальных отложений Киввожского района позволяют судить о его вероятных коренных источниках. Как известно, степень

преобразований первичной формы является показателем дальности переноса золота от коренного источника (Петровская, 1973; Шило, 2002; Николаева и др., 2015). Преобладание хорошо окатанного и полуокатанного золота на всех участках свидетельствует о его достаточной удаленности от коренных источников. Поскольку заметного изменения степени окатанности частиц золотин в направлении от верховьев ручьев вниз по течению не обнаруживается, весьма вероятно, что их

поступление в русловой аллювий происходило за счет материала водораздельных, склоновых и террасовых участков, протягивающихся вдоль ручьев. Вместе с этим, находки совершенно неокатанного золота и мелких самородков в пределах Среднекыввожской и Кыввожской россыпей свидетельствуют о близости коренных источников, хотя следует иметь в виду, что перенос золота отчасти мог осуществляться в обломках пород с его последующим высвобождением.

Отмеченные нами вторичные деформации частиц золота – изгибы, сплющивание, скручивание, вмятины, разрывы, борозды скольжения – можно объяснить не только переносом золота в водных потоках и соударением с другими частицами, но и их возможным перемещением и сдавливанием в делювиальных отложениях и сланцевых шетках, а также нахождением в промежуточных осадочных коллекторах, в том числе древних россыпях. Частицы золота с разрывами и вследствие этого угловатыми краями могут быть ошибочно отнесены к слабоокатанным или неокатанным, что в действительности не так и не является признаком их ближнего сноса. Подобное псевдорудное золото ранее отмечалось в девонской палеороссыпи Ичетью, расположенной в пределах Вольско-Вымского поднятия севернее Кыввожского района (Филиппов, Никифорова, 1998).

Наличие у большинства частиц золота высокопробных кайм, в том числе широких с полным отсутствием Ag, свидетельствует об их довольно интенсивном преобразовании в зоне гипергенеза, возможно, нахождении в корах химического выветривания. Следует заметить, что природа подобных кайм может быть различной, включая как вынос серебра из приповерхностных участков, так и нарастание нового золота (Николаева, 1978; Мурзин, Малюгин, 1987; Николаева, Яблокова, 2007; Осовецкий, 2016; Никифорова и др., 2020; Groen et al., 1990; Chapman et al., 2021; Lalomov et al., 2023). Несмотря на то что границы кайм и центральных частей изученных нами золотин визуально резкие, можно полагать, что важнейшую роль играли все же процессы выноса серебра. Об этом свидетельствует сложная конфигурация границ, подчеркивающая реликтовый характер первичного золота, наличие пор в пределах самих кайм, отсутствие на поверхности частиц золота ростовых форм. Вариации ширины кайм и отсутствие связи между содержанием Ag в кайме и центральной части золотин можно рассматривать как свидетельство того, что гипергенное воздействие на золото было неравномерным. Образование на поверхности частиц золота, находящихся в аллювиальных отложениях,

нового золота отмечалось нами лишь в единичных случаях в виде губчатых микроструктур.

Обращает на себя внимание блочное золото с низкопробными прожилками, наиболее характерное для сильно деформированных частиц. Подобное золото достаточно широко распространено (Савва, Прейс, 1990; Николаева и др., 2015; Герасимов, 2022). Для кыввожского золота правомерно допустить, что блочность и возникновение низкопробных прожилок обусловлены процессами твердофазной перекристаллизации (грануляции) и механо диффузией серебра к границам блоков под действием давления одновременно с деформацией частиц золота. Образование тонких высокопробных прожилок на границах блоков, сопряженных с высокопробными внешними каймами, связывается нами с одновременным выносом серебра как из приповерхностных, так и из ослабленных внутренних межблочных участков при нахождении частиц золота в экзогенных условиях. При этом нельзя полностью исключать возможность отложения позднего высокопробного золота по трещинам.

Большое значение в отношении установления генетического типа коренных источников аллювиального золота представляют элементы-примеси, а также минеральные сростания и включения (Петровская, 1973; Мурзин и др., 1981; Нестеренко, 1991; Николаева, Яблокова, 2007; Наумов, Осовецкий, 2013; Николаева и др., 2013; Гаськов, 2017; Leake et al., 1998; Chapman et al., 2000; Chapman et al., 2011). Состав россыпного золота Кыввожского района, в котором в большинстве случаев отмечается лишь примесь Ag, является характерным для многих золотосульфидных месторождений. Наряду с Ag в россыпном золоте на участках Средний Кыввож, Кыввож, Левый Кыввож иногда содержится Cu и в единичных случаях Pd. Известно, что Cu достаточно часто отмечается в составе самородного золота. При этом золото с относительно высоким содержанием Cu (более 2–3 мас.%) наиболее характерно для месторождений, локализованных в породах основного состава (Спиридонов, Плетнев, 2002). Что касается Pd, то он устанавливается в золоте значительно реже Cu. Тем не менее палладийсодержащее золото известно на целом ряде месторождений, тяготеющих также к породам основного и ультраосновного состава (Omang et al., 2015) или связанным с ними (Мурзин и др., 2021); встречается и в золотилах (Pd до 0.85 и Pt до 2.23 мас.%) колчеданных руд, залегающих в кислых вулканитах риолит-базальтовой ассоциации (Викентьев, 2003). Находки в россыпях Кыввожского района самородного золота с примесями Cu и Pd указывают на образование такого золота в связи

с имеющимися в этом районе дайками габброидов, что согласуется с ранее высказывавшимися представлениями (Макеев и др., 1996). Изредка отмечающаяся в кыввожском золоте ртуть можно рассматривать в качестве признака глубинного характера разрывных нарушений, прежде всего крупных нарушений северо-западного простирания, участия в рудообразовании поступающих по ним флюидов и влияния пород основного состава. В какой-то мере это подтверждается находками киновари в аллювиальных отложениях. В то же время Hg в самородном золоте встречается в различных гидротермальных месторождениях Урала: медноскарновых, но особенно в карлин-типе и колчеданных, где примесь Hg в самородном золоте может достигать 11–12 мас.% (Викентьев, 2003; Викентьев и др., 2016).

Предположения о том, что потенциальными коренными источниками россыпного золота Среднего Тимана являются гидротермальные золотосульфидные рудопроявления, формирование которых обусловлено процессами тектоно-магматической активизации, проявлявшимися, в частности, в позднедевонское время, высказывались многими геологами (Дудар, 1996; Кочетков, 1996; Майорова, 1996; Тиманский кряж, 2009 и др.). Описанные нами и другими авторами сростания и минеральные включения в золоте являются прямыми свидетельствами его ассоциации в коренных объектах с кварцем, мусковитом, пиритом, халькопиритом, галенитом и карбонатами.

Вместе с этим присутствие в аллювиальных отложениях частиц золота, различающихся по степени окатанности, наличию вторичных деформаций, составу и содержанию элементов-примесей, присутствию тех или иных минеральных включений, указывает на то, что коренные рудные объекты могут отличаться друг от друга условиями локализации и составом руд, а также удаленностью от россыпей. Отмечающееся в аллювии золото с примесями Cu, Pd, Hg в различной комбинации, микровключениями минералов Pd, Pt, Co, Ni, позволяет предположить существование генетической и пространственной связи коренных источников такого золота с базитовым магматизмом и глубинными разломами.

К потенциально золотоносным можно отнести зоны развития прожилково-вкрапленной и вкрапленной сульфидной (сульфидно-кварцевой) минерализации, наблюдающиеся в интенсивно рассланцованных рифейских породах Кыввожского района. Одна из таких зон, отмечавшаяся выше, хорошо вскрыта при промышленной разработке Среднекыввожской россыпи (фиг. 17). Эта зона,

изученная нами ранее (Кузнецов и др., 2014), характеризуется развитием преимущественно пирита, присутствием галенита, халькопирита, герсдорфита, пирротина, кобальтина, сфалерита, ковеллина, минералов висмута и теллура. В ассоциации с ними находятся минералы редких земель – монацит, ксенотим, отмечаются минеральные фазы Ag-Se, Pb-Nb, Th-U, Sr-Tb состава. Выделяются две основные стадии минералообразования: ранняя – пиритовая и поздняя – сфалерит-халькопирит-галенитовая с минералами редких металлов и редких земель. К сожалению, самородное золото в этих зонах пока не обнаружено, но, вероятнее всего, оно отвечает поздней стадии минералообразования и развито весьма неравномерно.

В связи с проблемой коренной золотоносности интересны находки самородного золота в протолочных пробах катаклазированных песчаников на их контакте с серицит-кварц-хлоритовыми сланцами лунвожской свиты на Среднекыввожском участке (Сокерин и др., 2023). Золото представлено мелкими частицами округло-комковатой или сложной формы без следов окатанности. Их строение характеризуется относительно однородной внутренней областью и контрастирующей по составу низкопробной каймой. Содержание серебра во внутренних областях варьирует в узком интервале значений – от 6 до 9 мас.%. От центра к краю золотин наблюдается сначала плавное, затем резкое увеличение концентрации серебра до 10–17 мас.%. На поверхности золотин присутствуют небольшие выделения весьма высокопробного золота толщиной до 5 мкм, которые выглядят как поздняя генерация золота, нарастающая на низкопробные зоны. Присутствие такого золота в пробах песчаников не является результатом попадания в них золота из перекрывающих рыхлых отложений. Его образование, вероятнее всего, обусловлено фильтрацией золотоносных гидротермальных растворов вдоль тектонически нарушенного контакта сланцев и песчаников.

Накопление золота в четвертичных отложениях Кыввожского района началось в связи с эрозионно-денудационными событиями в досреднечетвертичное время (Дудар, 1996). Происходил снос золотоносного обломочного материала с возвышенных участков и накопление его в отрицательных формах рельефа, в том числе в долинах существовавших тогда водотоков (древних палеодолинах). Неотектонические движения, определившие современный геоморфологический облик региона, инициировали образование новых врезов речных долин, дальнейшую эрозию коренных золоторудных проявлений, формирование элювиально-делювиальных и аллювиальных

отложений и золотоносных россыпей с возможным переотложением золота из более ранних россыпей, в частности, из девонских палеороссыпей, локализованных в кварцевых гравелитах.

Типоморфные особенности аллювиального золота свидетельствуют, что его поступление в аллювиальные отложения происходило из различных и разноудаленных коренных источников, в том числе расположенных в непосредственной близости от россыпей. Результаты наших исследований позволяют в качестве перспективной на коренное золото выделить Среднекыввожскую зону развития вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, протягивающуюся на значительное расстояние, включая расположенный севернее Кыввожский участок. Представляют интерес водораздельные области, особенно главный водораздел Вольско-Вымского поднятия, которые вследствие плохой обнаженности остаются слабо изученными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Самородное золото из аллювиальных отложений Кыввожского района, в том числе Среднекыввожской и Кыввожской промышленных россыпей, характеризуется широкими вариациями формы, окатанности, строения, содержания элементов-примесей и другими особенностями. Преобладает среднее и хорошо окатанное золото, изредка встречаются неокатанные частицы. Величина золотин варьирует в широких пределах вплоть до небольших самородков. Многие частицы золота претерпели повторные деформации. Весьма характерны высокопробные каймы. В составе золота в большинстве случаев устанавливается лишь серебро. Иногда вместе с серебром отмечаются Cu, Pd и Hg. Нередко обнаруживаются частицы золота блочно-мозаичного строения с низкопробными прожилковидными зонами, прослеживающимися по периферии блоков. В сростаниях с золотом и в виде включений отмечаются кварц, пирит, анкерит, галенит, мусковит, изредка – минералы ряда кобальтин-герсдорфит, галеновисмутит, самородный висмут, ауростибит, а также судовиковит, впервые установленный в регионе. Выделяются три типа золота, два из них являются основными: гомогенное серебросодержащее золото (золото I типа) и блочное золото с высокосеребристыми прожилковидными зонами (золото II типа). Золото III типа встречается редко и отличается тем, что наряду с Ag в его составе присутствуют Cu и Pd (не всегда сопутствующие друг другу). При этом ртуть отмечается в единичных случаях в золоте разных типов.

Типоморфные особенности россыпного золота свидетельствуют о его сложной экзогенной

истории. Наиболее вероятными коренными источниками являются зоны развития сульфидной минерализации, локализованные в рифейских сланцевых толщах. Присутствующее в россыпях золото с примесями Cu, Pd и Hg связано с зонами золотосульфидной минерализации – производными базитового магматизма и контролируемые глубинными разломами.

Вольско-Вымское, а также Цилемское и Четласское поднятия Среднего Тимана заслуживают внимания и продолжения поисковых работ на коренное золото. Остаются слабо изученными известные в этих районах углеродистые и углеродсодержащие серицит-кварцевые алевросланцы и коры выветривания, также представляющие интерес в отношении золотоносности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Викентьев И.В.* Состав самородного золота в колчеданных месторождениях Урала // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 5. С. 659–663.
- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г.* Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть. 2016. 206 с.
- Гаськов И.В.* Главные элементы-примеси самородного золота и связь их с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1359–1376. <https://doi.org/10.15372/GiG20170908>
- Герасимов Б.Б.* Внутреннее строение зерен россыпного золота как поисковый признак при прогнозировании коренных источников северо-востока Сибирской платформы // ЗРМО. 2022. Ч. CLI. № 4. С. 33–55. <https://doi.org/10.31857/S0869605522030042>
- Гецен В.Г.* Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Мезенская серия – Лист Q-39 (Нарьян-Мар). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картографической фабрики ВСЕГЕИ. 2015. 517 с.
- Глухов Ю.В., Кузнецов С.К., Савельев В.П., Котречко Е.Ю.* Золото из аллювиальных отложений Среднего Кыввожа (Вольско-Вымская гряда, Тиман) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 1 (33). С. 49–59.

- Дудар В.А.* Россыпи Среднего Тимана // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 80–90.
- Кочетков О.С.* Золотоносность Тимана // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 66–79.
- Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Сокерина Н.В., Филипов В.Н., Есев А.А.* Минеральный состав зон пиритизации Кыввожского района (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 10. С. 12–16.
- Майорова Т.П.* Минералогия и типоморфизм золота кайнозойских россыпей севера Урала и Тимана // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 45–55.
- Макеев А.Б., Дудар В.А.* Самородки золота россыпных проявлений Приполярного Урала и Среднего Тимана // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО. 2003. № 11. С. 15–18.
- Макеев А.Б., Крапля Е.А., Брянчанинова Н.И.* Платиноиды в аллювии и россыпях – ключ к поискам коренных месторождений платины в Республике Коми. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1996. 44 с.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А.* Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.
- Мурзин В.В., Покровский П.В., Молошаг В.П.* Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // Геология руд. месторождений. 1981. № 4. С. 86–91.
- Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П.* Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu–Fe–Ti–V месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2021. Т. 21. № 5. С. 643–659. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-643-659>
- Наумов В.А., Осовецкий Б.М.* Ртутистое золото и амальгамы в мезозой-кайнозойских отложениях Вятско-Камской впадины // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 3. С. 256–273. <https://doi.org/10.7868/S0024497X13030075>
- Нестеренко Г.В.* Прогноз золотого оруденения по россыпям: на примере районов Юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. 187 с.
- Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А.* Эволюция самородного золота в экзогенных условиях // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1514–1534. <https://doi.org/10.15372/GiG2020109>
- Николаева Л.А.* Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 101 с.
- Николаева Л.А., Яблокова С.В.* Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.
- Николаева Л.А., Некрасова А.Н., Миляев С.А., Яблокова С.В., Гаврилов А.М.* Геохимические особенности самородного золота месторождений различных рудно-формационных типов // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 203–213. <https://doi.org/10.7868/S0016777013030040>
- Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В.* Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас. М.: Акварель, 2015. 200 с.
- Осовецкий Б.М.* “Новое” золото: монография. Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2016. 116 с.
- Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Недра, 1973. 347 с.
- Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Нестеров А.Р., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев Я.Ю.* Судовиковит PtSe₂ – новый селенид платины из метасоматитов Южной Карелии // ДАН. 1997. Т. 354. № 1. С. 82–85.
- Савва Н.Е., Преис К.В.* Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990. 292 с.
- Силаев В.И., Яковлева О.А., Ивановский В.С.* Генетико-информационное значение пробы аллювиального золота. Доклады академии наук СССР. 1987. Т. 294. № 6. С. 1432–1435.
- Сокерин М.Ю., Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Пархачева К.Г., Салдин В.А., Симакова Ю.С., Сокерина Н.В.* Типоморфизм аутигенного золота рифейских песчаников Кыввожского золотороссыпного поля (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман) // ЗРМО. 2023. № 1. С. 50–60. <https://doi.org/10.31857/S0869605522060065>
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А.* Месторождение медистого золота Золотая Гора. М.: Научный мир, 2001. 216 с.
- Тиманский кряж. Т. 2. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика Земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы: монография. Ухта: УГТУ, 2009. 460 с.
- Филипов В.Е., Никифорова З.С.* Формирование золота при воздействии эоловых процессов. Новосибирск: Наука, 1998. 160 с.
- Шило Н.А.* Учения о россыпях: Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е, перераб. и доп. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
- Chapman R.J., Leake R.C., Moles N.R.* The use of microchemical analysis of alluvial gold grains in mineral exploration: experiences in Britain and Ireland // J. Geochem. Explor. 2000. V. 71. P. 241–268. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(00\)00157-6](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00157-6)
- Chapman R.J., Mortensen J.K., LeBarge W.P.* Styles of lode gold mineralization contributing to the placers of the Indian River and Black Hills Creek, Yukon Territory, Canada as

- deduced from microchemical characterization of placer gold grains // *Mineral. Deposita*. 2011. V. 46. P. 881–903. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0356-5>
- Chapman R.J., Banks D.A., Style M.T., Walshaw R.D., Piazolo S., Morgan D.J., Grimshaw M.R., Spence-Jones C.P., Matthews T.J., Borovinskaya O.* Chemical and physical heterogeneity within native gold: Implications for the design of gold particle studies // *Mineral. Deposita*. 2021. V. 56. P. 1563–1588. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-01036-x>
- Groen J.C., Craig J.R., Rimstidt J.D.* Gold-rich rim formation on electrum grains in placers // *The Canadian Mineralogist*. 1990. 28. P. 207–228.
- Lalomov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A., Naumova, O.B., Lebarge W., Dilly R.A.* Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 85. P. 321–335. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.018>
- Lalomov A., Grigorieva A., Kotov A., Ivanova L.* Typomorphic Features and Source of Native Gold from the Sykhoi Log Area Placer Deposits, Bodaibo Gold-Bearing District, Siberia, Russia // *Minerals*. 2023. V. 13. P. 707. <https://doi.org/10.3390/min13050707>
- Leake R.C., Chapman R.J., Bland, D.J., Stone P., Cameron D.G., Styles M.T.* The origin of alluvial gold in the Leadhills area of Scotland: evidence from interpretation of internal chemical characteristics // *J. Geochem. Explor.* 1998. V. 63. P. 7–36. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(98\)00012-0](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(98)00012-0)
- Omang B.O., Suh C.E., Lehmann B., Vishiti A., Chombong N.N., Fon A.N., Shemang E.M.* Microchemical signature of alluvial gold from two contrasting terrains in Cameroon // *J. African Earth Sciences*. 2015. V. 112. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.09>

NATIVE GOLD FROM ALLUVIAL DEPOSITS OF THE KYVVOZHISKY DISTRICT AND ITS PROBABLE PRIMARY SOURCES (VOLSKO-VYMSKOE RISE, MIDDLE TIMAN)

K. G. Parkhacheva¹, *, Yu. V. Glukhov¹, M. Yu. Sokerin¹, S. K. Kuznetsov¹, R. I. Shaybekov¹

¹*Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Pervomayskaya, 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

*e-mail: ksparhacheva@yandex.ru

Based on the study of typomorphic features of gold from alluvial deposits of the Kyvvozh region of Middle Timan, including industrial placers, the most probable genetic types of primary sources were determined. The size of gold particles varies widely, reaching the size of small nuggets; along with rounded ones, there are weakly rounded and unrounded particles. Many of them have undergone repeated deformations in the form of envelope-shaped bends, dents and tears. Most gold coins have high-fineness rims. Gold always contains Ag, sometimes Cu, Pd and Cu. Gold particles with a block structure with high-silver vein zones are often found. In intergrowths with gold and in the form of inclusions are noted in it pyrite, galena, and occasionally minerals of the cobaltine-gersdorffite series, ankerite, galenobismutite, native bismuth, aurostibite, and also sudovikovite (PtSe₂), which was first identified in the region. Three types of gold have been identified: 1 – homogeneous silver-containing, 2 – block with highly silvery vein-like zones, 3 – rare silver-containing with impurities of Cu, Pd. The morphology, composition and structure of placer gold indicate its entry into placers from various sources, including nearby sources. Of greatest interest are the zones of development in Riphean rocks of hydrothermal veinlet-disseminated sulfide mineralization, oriented in the northwest direction, partially exposed during the development of placers. Gold with Cu and Pd impurities is most likely associated with derivatives of mafic magmatism. The Volsko-Vymskoe, as well as the Tsilemskoe and Chetlasskoe uplifts of Middle Timan can be considered promising in terms of primary gold content and deserve further study and prospecting.

Keywords: native gold, Middle Timan, alluvium, typomorphism, impurity elements, mineral inclusions, primary sources

УДК 553.068.368+553.492.1+551.432.88

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ БОКСИТОВ ПРОВИНЦИИ ФУТА ДЖАЛЛОН-МАНДИНГО (ЗАПАДНАЯ АФРИКА) ПО ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫМ ОСОБЕННОСТЯМ

© 2024 г. Д. А. Внучков^{а, *}, Н. М. Боева^{а, **}, М. А. Макарова^а, Е. С. Шипилова^а,
В. И. Мамедов^а, Н. С. Бортников^а

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

*E-mail: dim89060471812@mail.ru

**E-mail: boeva@igem.ru

Поступила в редакцию 13.10.2023 г.

После доработки 15.03.2024 г.

Принята к печати 18.03.2024 г.

В процессе формирования классических латеритных бокситов в провинции Фута Джаллон-Мандинго благодаря сложному двух-трехстадийному генезису сформировались отличные по внешним признакам, цвету, текстуре, структуре, литолого-генетические типы бокситов. Предлагаемая генетическая типизация бокситов, основанная на текстурно-структурных особенностях пород, фактически является основой для геолого-промышленной классификации месторождений региона. Изучение текстурно-структурных особенностей бокситов — это путь, благодаря которому можно составить представление об условиях их образования. Именно в текстурах и структурах руд запечатлена их генетическая история. Установлено, что месторождения, в пределах которых преобладают залежи осадочно-латеритных и химически-преобразованных бокситов, отличаются не только большими мощностями рудных тел и значительно более высоким содержанием общего глинозема в рудах, но и повышенными содержаниями моногидратных форм алюминия. Это определяет и различные экономические показатели эксплуатации и технологий металлургического передела бокситов.

Ключевые слова: Фута Джаллон-Мандинго, бокситы, текстурно-структурные особенности, генетические типы бокситов

DOI: 10.31857/S0016777024040045, **EDN:** casoog

ВВЕДЕНИЕ

Бокситы — сырье для производства алюминия. Текстурно-структурные особенности различных литологических типов бокситов в значительной степени отражают особенности условий и механизмы их образования и позволяют прогнозировать кондиционность бокситов уже на стадии первичной разведки. Разрозненные данные о текстурах и структурах бокситов существуют в работах Е.В. Рожковой, Г.И. Бушинского, Ю.К. Горецкого и др. (Bardossy, Aleva, 1990). Специальных работ, посвященных анализу текстурно-структурных особенностей бокситов с генетической точки зрения, в геологической литературе не существует. М.В. Пастухова на основании изучения структурных особенностей бокситов выделила группы месторождений, связанных общими чертами сходства и различия. Были отражены главные

текстурно-структурные особенности основных типов бокситов платформенных месторождений. Было отмечено, что классифицировать бокситы по текстурно-структурным особенностям можно только с учетом взглядов на генезис, которых придерживается исследователь. При изучении бокситов расшифровка структуры позволяет установить характеристики исходного материала, способ его разрушения, переноса, накопления и дальнейшего преобразования. Текстура бокситов также свидетельствует об условиях накопления исходного или собственно бокситового материала и дальнейшего его преобразования (Пастухова, 1985). В.Т. Фролов классифицировал бокситы по структурным особенностям, минеральный состав при этом имел второстепенное значение. Были выделены две главные структуры: пелитоморфная и зернистая. К первой относятся аморфные, коллоидально-волокнистые и микрзернистые разновидности,

к зернистым – оолитовые, бобовые, желваковые, обломочные от щебнисто-галечных до песчаных (Фролов, 1993).

Для классификации бокситов используют генетические, литологические особенности, химический и минеральный состав, технологические свойства (Bardossy, Aleva, 1990; Lapparent, 1930; Madencilik, 2001; Горецкий, 1960; Богатырев, 1999; Михайлов, 1973). Однако очень редко проводится корреляция этих свойств с текстурно-структурными особенностями бокситов. Г. Бардоши классифицировал бокситы по условиям образования и строению залежей. Латеритные бокситы были непосредственно связаны текстурными особенностями и составом с подстилающими их материнскими породами (Bárdossy, Aleva, 1990; Gow, Lozej 1993; Horbe, Costa, 1999; Mutakyahwa et al., 2003; Liu, 2010). По строению залежей также выделяются месторождения средиземноморского, казахстанского, тихвинского, арьежского и других типов (Bardossy, Aleva, 1990). Впоследствии эта классификация была расширена (Савко, Овчинникова, 2022).

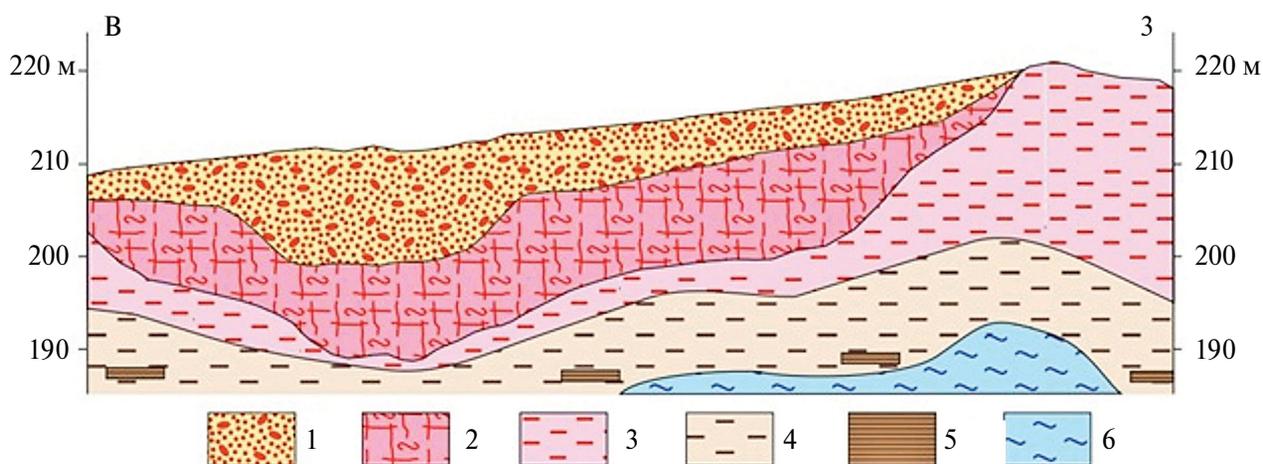
Литолого-генетические типы бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго (ФДМ) были выделены по совокупности геологических признаков, минерального и химического состава, полученных в результате бурения и разведки, которые велись с 1998 г. (Мамедов и др., 2020₁). Разнообразный состав материнских пород, по которым образовались бокситы, и наличие вторичных переотложенных бокситов усложняли эту задачу. Однако, акцентируя внимание на текстурно-структурных особенностях бокситов, нам все же удалось найти и обобщить закономерности, позволяющие

объединить их в различные группы. Изучение текстурно-структурных особенностей бокситов – это единственный путь, благодаря которому можно составить представление об условиях их образования (Сиротин, 1973). Именно в текстурах и структурах руд запечатлена их генетическая история.

На сравнительно небольшой площади ФДМ сосредоточены огромные запасы бокситов различных литолого-генетических типов, образование которых связано с многостадийностью, запечатленной в текстурах и структурах руд.

В данном исследовании ставились две задачи: во-первых, уже на стадии поисковых работ при ведении полевой документации по текстурно-структурным особенностям определить возможность принадлежности бокситов к различным литолого-генетическим типам и, во-вторых, оценить соответствие генетических классов в целом их геолого-экономической перспективе.

За основу была взята генетическая классификация бокситов, предложенная В.И. Мамедовым (Мамедов и др., 2020₁). В ней по генетическому признаку было выделено 3 типа бокситов: классические латеритные, сформировавшиеся по коренным породам, осадочно-латеритные, образование которых произошло по осадочным рыхлым породам серии Сангареди, и инфильтрационно-метасоматические, химически измененные бокситы и сопутствующие породы, образовавшиеся под отложениями серии Сангареди благодаря интенсивному перераспределению вещества в профиле выветривания (фиг. 1). Эта классификация была расширена и дополнена, в ней удалось обобщить все разновидности бокситов, встречающиеся в провинции ФДМ. Нами они были разделены



Фиг. 1. Схематическое расположение генетических типов бокситов в бокситоносном профиле коры выветривания: 1 – осадочно-латеритные, 2 – инфильтрационно-метасоматические, 3 – латеритные (*in situ*), 4 – железистые латериты, 5 – ферриплантиты, 6 – материнские породы.

по литологическим особенностям материнского субстрата, в том числе переотложенного. За основу принимался не минеральный состав, а именно текстурно-структурные особенности материнских пород, так как именно эти характеристики отражены в современном профиле коры выветривания.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Были изучены бокситы из разных зон профиля коры выветривания провинции ФДМ. Использовались образцы из коллекции В.И. Мамедова, переданной в ИГЕМ РАН, а также из музея в городе Сангареди на базе компании Ltd Geoprospect. Столь обширный материал позволяет при всем многообразии литологических типов бокситов и сопутствующих им пород латеритных покровов выявить как их общие черты, так и различия.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О БОКСИТОНОСНЫХ ЛАТЕРИТНЫХ ПОКРОВАХ ПРОВИНЦИИ ФУТА ДЖАЛЛОН-МАНДИНГО

Территория Фута Джаллон-Мандинго, приуроченная к одноименной морфоструктуре и к единой геотектонической структуре – платформенному чехлу Сахарской плиты, в пределах переменного-влажного тропического климата Западной Африки, является крупнейшей в мире бокситоносной провинцией. Она находится на территории Республики Гвинея, восточная часть захватывает республику Мали, а северная – небольшой участок территории Гвинеи-Биссау.

Практически вся территория провинции приурочена к площади развития субгоризонтально залегающих терригенно-осадочных отложений платформенного чехла. Эти породы почти повсеместно интродуцированы силлами и дайками основных пород мезозойской трапповой формации. Среди отложений платформенного чехла распространены существенно глинистые породы – аргиллиты, алевро-аргиллиты, мелкозернистые кварцево-глинистые алевролиты и алевро-песчаники. Силлы и дайки состоят из долеритов, конга-диабазов и габбро-долеритов.

Главными факторами, определяющими возможность образования и особенности внутреннего строения и состава бокситов в латеритных корах выветривания этой провинции, являются: наличие алюмосиликатного субстрата, положительные пологие формы рельефа в пределах месторождений, климат и длительность благоприятного для бокситообразования временного периода (Мамедов и др., 2020₁).

Наряду с активным химическим выветриванием имело место переотложение обломочного материала с формированием континентальных образований водноосадочных и суходольных фаций, которые подвергались повторному латеритному выветриванию. Отложения среднего миоцена, выделенные в серию Сангареди, сформировали обширные аллювиально-озерные равнины (Mamedov et al., 2021, Мамедов и др. 2020₁).

Особенностью континентальных образований на фоне интенсивного химического выветривания является то, что крупнообломочный материал представлен, в основном, каменистыми породами латеритных покровов. Коренные алюмосиликатные породы настолько быстро химически выветриваются, что практически не дают накоплений гравийно-галечной размерности, а дезинтегрируются до песка и глин. В аллювии современных рек валунно-галечные накопления образуются, в основном, на небольшом расстоянии ниже порогов.

В пределах данной провинции влажный, переменный-влажный и тропический климат и, соответственно, активное химическое выветривание преобладали как минимум с конца мела до настоящего времени.

ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БОКСИТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ ПОРОД, РАЗВИТЫХ В ПРОВИНЦИИ ФДМ

Латеритные коры выветривания в провинции развиты практически повсеместно, покрывают сплошным чехлом плоский и пологоволнистый рельеф водораздельных пространств и останцовых возвышенностей и их отрогов и пологих склонов. Коры выветривания отсутствуют только на крутых участках склонов и современных днищах долин, включая пойму и первую надпойменную террасу.

В обобщенном виде вертикальный профиль коры выветривания сложен двумя различными литологическими горизонтами (Макарова и др., 2023). Нижний, глинистый горизонт состоит из полиминеральных псевдоморфных глин, в которых снизу вверх постепенно исчезают фрагменты слабо выветрелых материнских пород. В верхней части горизонта отмечаются преимущественно светло-серые каолиновые глины, которые еще выше становятся пестроцветными, а затем преимущественно красноцветными за счет увеличения содержания гидроксидов железа.

Верхний горизонт – собственно латеритный покров – сложен преимущественно минералами гидроксидов и оксидов железа и алюминия.

Латеритный покров является бокситовмещающей толщей коры выветривания.

В бокситоносных латеритных покровах наблюдается вертикальная зональность. В нижней части на границе с литомаржем практически повсеместно развиты железистые латериты переходной зоны, так называемый бокситовый “пряник”, представляющий собой охристо-серую или красноцветную пористую породу (Мамедов и др. 2020₂). По своему составу этот “пряник” имеет повышенное содержание кремнезёма и железа и низкое содержание глинозёма (<40%) (Шипилова и др., 2022).

Бокситы обычно занимают среднюю часть разреза латеритного покрова, если сверху залегает верхний железистый горизонт – кираса (до 2 м), либо слагают всю верхнюю подпочвенную часть выше переходной зоны. Породы кирасы, сформированные по алевро-аргиллитам, имеют брекчиевидную и конгломерат-брекчиевую текстуры, а по долеритам – шлаковидную и концентрически-зональную полосчатую текстуру.

Для разрезов классического латеритного типа, сформировавшихся по коренным терригенно-осадочным отложениям платформенного чехла, интродуцированным силлами и дайками основных пород, характерна прямая зональность. В этих разрезах в верхней части латеритного покрова бокситы становятся более железистыми либо сменяются железистыми латеритами – кирасой.

Отмечаются разрезы, в которых бокситы более высокого качества залегают в самом верху (прямо под почвой) и вниз по разрезу их качество (содержание Al_2O_3) падает. Это обратная зональность, обнаруженная в латеритных покровах, где бокситы образовались по переотложенным породам серии Сангареди, либо по обеленным коренным породам в ложе среднемиоценового континентального бассейна (Мамедов и др., 2020₁).

Главные отличия характера зональности, внутреннего строения и состава пород бокситоносных латеритных покровов обусловлены различиями материнского субстрата, по которому сформировались бокситы и сопутствующие им латеритные породы (Мамедов и др. 2020₁).

Таблица 1. Минеральный состав бокситов

Литологические типы бокситов	Гиббсит, мас.%	Бёмит, мас.%	Гётит, мас.%	Гематит, мас.%	Анаказ, мас.%	Рутил, мас.%
Классические <i>in situ</i>	52–89	< 2	2–19	2–22	1–4	1–3
Осадочно-латеритные	43–87	2–22	2–9	2–11	1–3	1–3
Инфильтрационно-метасоматические	38–81	2–18	2–7	1–5	1–3	1–3

В провинции ФДМ установлены три генетических типа бокситов: латеритные, осадочно-латеритные и инфильтрационно-метасоматические или химически измененные.

Валовый химический состав бокситов варьирует в пределах (мас.%) (Мамедов и др., 2020₁, 2021):

– классические *in situ* – SiO_2 – 0.27–14.68, Al_2O_3 – 40.16–54.9, TiO_2 – 1.51–7.91, Fe_2O_3 – 9.5–33.9, CaO – 0–0.45, MgO – 0.02–0.44, K_2O – 0–0.13, Na_2O – 0–0.3, P_2O_{5-0} – 0.3, ППП – 15–32;

– осадочно-латеритные бокситы – SiO_2 – 0.18–7, Al_2O_3 – 43.28–68.47, TiO_2 – 1.29–17.55, Fe_2O_3 – 1.64–27.25, CaO – 0.01–0.4, MgO – 0.02–0.28, K_2O – 0–0.13, Na_2O – 0–0.1, P_2O_{5-0} – 0.6, ППП – 17–32;

– инфильтрационно-метасоматические – SiO_2 – 0.2–3.46, Al_2O_3 – 40.08–67.97, TiO_2 – 1.99–8.1, Fe_2O_3 – 0.39–34.31, CaO – 0.01–0.36, MgO – 0.03–0.35, K_2O – 0–0.08, Na_2O – 0.03–0.35, P_2O_{5-0} – 0.4–0.2, ППП – 17–33.

Минеральный состав различных литологических типов бокситов приведен в табл. 1 (Мамедов и др., 2020₁).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Комплексный литолого-петрографический анализ бокситов позволил установить характерные признаки для трех литологических типов, подчеркивающих многостадийность их образования.

ЛАТЕРИТНЫЕ БОКСИТЫ

Среди латеритных бокситов провинции ФДМ выявлены залежи, образовавшиеся *in situ* в результате замещения различных пород: 1) существенно глинистых терригенно-осадочных аргиллит-алевролитовых толщ от верхнепротерозойского до девонского возраста и 2) мезозойских магматических пород трапповой формации: долеритов, конга-диабазов и габбро-долеритов.

Бокситы in situ по алевро-аргиллитам

Среди этих пород обнаружены псевдоморфные бокситы полосчатой и массивной текстуры. В большом числе месторождений наряду с блоками

и горизонтами псевдоморфных бокситов и латеритов в бокситовых залежах также присутствуют бокситы и латериты с обломочными текстурами.

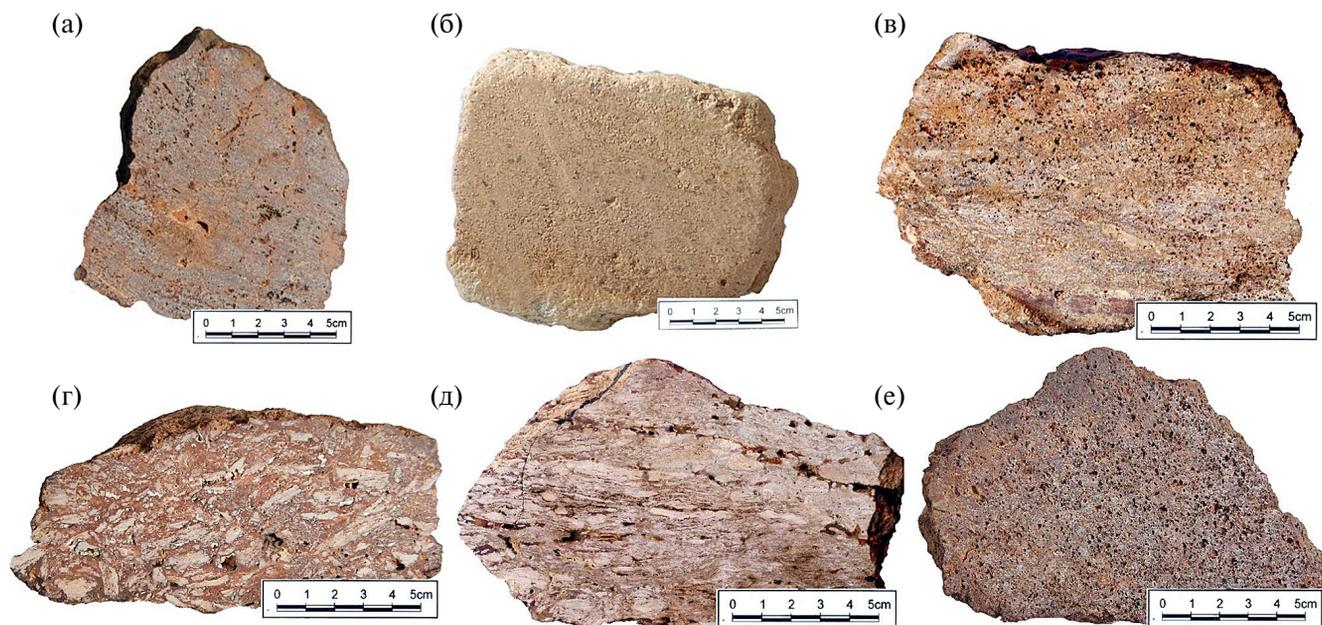
Псевдоморфные бокситы характеризуются тонкой полосчатостью, унаследованной от первичной слоистости алевро-аргиллитов (фиг. 2а, е). Бокситы, образованные по массивным аргиллитам, обладают менее выраженной полосчатостью при равномерной мелко-скрытокристаллической структуре. Размеры зерен минералов в обломках позволяют судить о типе замещенных исходных коренных пород. Гематит слагает удлиненные зерна, образующие равномерную, реже неравномерную вкрапленность в породе (фиг. 2д). По массивным песчаникам развиты псевдоморфные бокситы и латериты (фиг. 2б). Цвет бокситов может меняться в зависимости от содержания в них железа от почти белых (фиг. 2в) и розовых до коричнево-красных (фиг. 2г) и даже лилово-красных (за счет гематита) в разномодальностях с высоким содержанием железа (фиг. 2д).

Под микроскопом отчетливо прослеживается полосчатая, с редкими участками каверн, текстура и пелитовая структура, которая изменяется до алевроитовой. Местами сохраняется реликтовая алевроитовая структура, унаследованная от исходных алевролитов. Размер и морфология зерен свидетельствуют о литологическом составе замещенных исходных коренных пород. Фрагменты с кавернозной текстурой сложены в основном

микро-, тонкозернистым гиббситом, представленным изометричными выделениями.

Среди гиббситовой основной массы рассеяны тончайшие зерна гётита, составляющего 10–25% объема. Гематит слагает изометричные зерна, неравномерно распределенные в породе. Содержание гематитовых зерен составляет ~5%. Размер пор — до 0.5 мм. Их количество — ~5%. Цементирующая гелеморфная белая масса имеет массивную колломорфную текстуру и пелитоморфную до афанитовой структуру. Сложена она алюмогелем — микропористым аморфным оксидом алюминия, полупрозрачная, имеет белый, реже желтоватый цвет (фиг. 3а). В псевдоморфных бокситах содержание моногидратных минералов алюминия: бёмита и алюмогётита невысокое. Как правило, оно не превышает 2–2.5%. Соотношения минералов железа и алюминия изменяются значительно и связаны между собой обратной корреляцией. В целом псевдоморфные бокситы провинции низкого (Al_2O_3 40–45%) и реже среднего (45–50%) качества (Mamedov et al., 2021).

Обломочные бокситы in situ по алевро-аргиллитам встречаются в трещинах верхней части профиля практически во всех литолого-генетических типах. Они состоят из обломков псевдоморфных бокситов размером до 1 см, сцементированных колломорфными натечными формами гидроксидов железа. Процессы физического выветривания и суффозионно-карстовые явления приводят к усадкам



Фиг. 2. Примеры бокситов *in situ*: а — по осадочным породам свиты Пита, б — по осадочным породам свиты Телимеле, в — по осадочным породам девона, г — по осадочным породам свиты Фаро, д — по осадочным породам свиты Фаро, в различной степени ороговикованные, е — по магматическим породам основного состава.

и дроблению на месте псевдоморфных бокситов с образованием брекчиевидных текстур. За счет заноса по трещинам почвенных пизолитов с поверхности и ожелезнения, часто внутри псевдоморфных бокситов обнаруживаются обломочные более железистые латериты с включениями пизолитов. Выявлены также образования типа хемобрекчий, образованные за счет выветривания и образования минералов железа по мелким трещинам кливажа, унаследованных псевдоморфными бокситами от коренных пород. В классическом латеритном бокситоносном покрове, в самой верхней части разреза под почвой, брекчиевидные бокситы и латериты отмечаются чаще и обогащены железом. Обломки представлены именно псевдоморфными бокситами *in situ*.

Под микроскопом в бокситах, развитых по кварцевому песчанику, видна основная гиббситовая масса с включением кварцевых зерен различных размеров. Зерна кварца изометричные, размером от 0.1 до 1 мм, не окатанные и угловато-окатанные, что подтверждает вывод об образовании бокситов *in situ*. Гиббсит цементирует обломки кварца. Также наблюдаются мелкие включения гётита размером до 0.05 мм и пленки гидроксидов железа на зернах кварца (фиг. 3б).

Бокситы in situ, сформированные по мезозойским основным породам

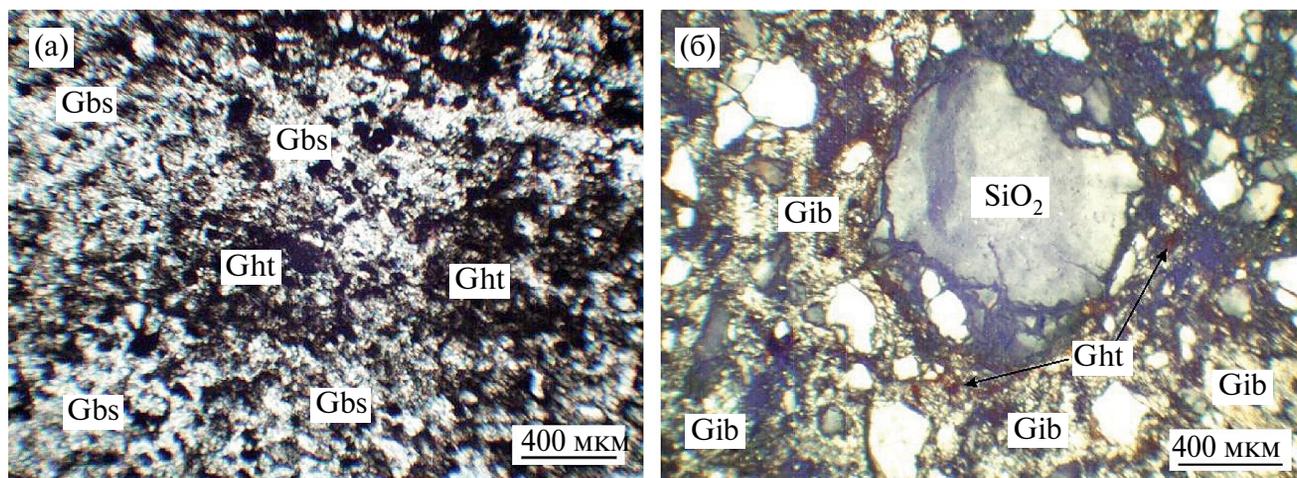
Псевдоморфные бокситы, образовавшиеся по долеритам (фиг. 2е), отличаются массивной текстурой со скорлуповатой отдельностью, мелкокрапчатой равномерной окраской и пористостью. Цвет бокситов меняется в зависимости от положения в разрезе и содержания железа, от бурого и лилового до желтовато-серого у высокоглиноземистых

разновидностей. Иногда встречаются участки с офитовой структурой – беспорядочно расположенными зернами гиббсита, гётита и кварца в общей однородной массе, образованной за счет гелефикации долеритовых пород.

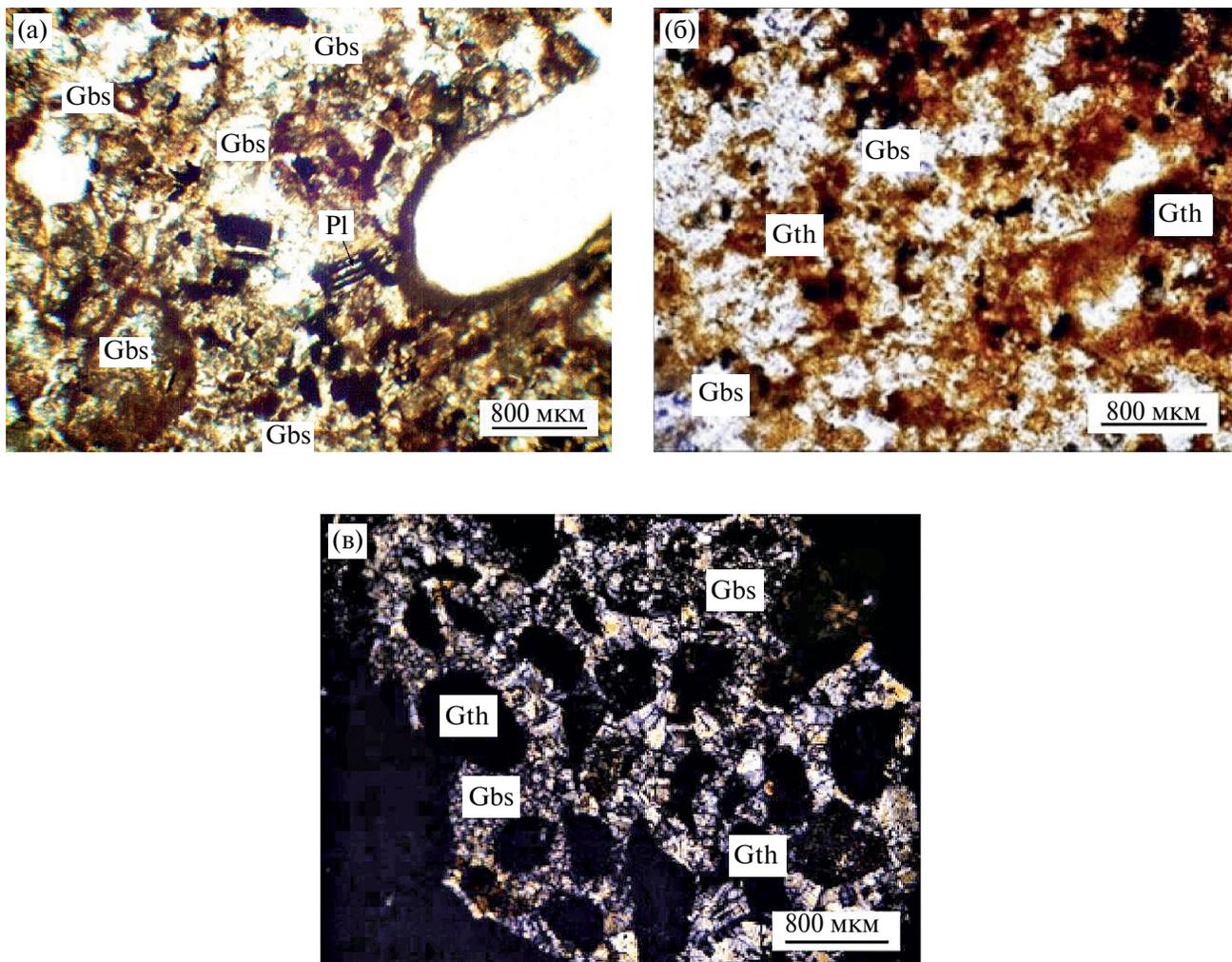
Псевдоморфные бокситы обладают массивной текстурой и микро-, мелкокристаллической структурой (фиг. 4а). Для них характерна унаследованная структура исходных долеритов. По зернам плагиоклаза развивается гиббсит. Гётит и гематит имеют удлиненные и изометричные формы. Гелефикация бокситов проявляется в развитии ступкоподобных выделений алюмогеля. Участками они раскристаллизованы в тонкозернистый гиббсит (фиг. 4б). За счет гелефикации аподолеритовых бокситов, практически непрозрачных в проходящем свете, нарушается реликтовый рисунок офитовой структуры, из-за чего он читается с трудом. В некоторых шлифах наблюдается развитие вторичного гиббсита по стенкам трещин и каверн.

Обломочные бокситы. В нижней части разреза, на границе с переходной зоной и псевдоморфными глинами, бокситы и латериты имеют желваковую и блоковую текстуру, связанную с суффозионно-карстовыми процессами. Гиббсит крупнокристаллический, с типичными двойниками, цементирующий остроугольные обломки агрегатов гётита (черное) в осветленном брекчиевидном боксите (фиг. 4в).

Если бокситы по долеритам не гелефицированы, т.е. не затронуты интенсивным привнесением алюминия, они слагают рудные залежи низкого (в основном содержание Al_2O_3 –40–43%) качества с низким содержанием моногидратных фаз алюминия (Мамедов и др., 2020₁).



Фиг. 3. а – боксит, образованный по алевро-аргиллиту, б – боксит, образованный по кварцевым песчаникам. Прозрачный шлиф (ник. +). Gbs – гиббсит, Ght – гётит, SiO_2 – кварц.



Фиг. 4. Боксит по долериту: а – брекчиевидный боксит, б – аподолеритовый боксит массивной текстуры, в – боксит массивной текстуры. Прозрачный шлиф(Ник. +, Pl – плагиоклаз, Gbs – гиббсит, Gth – гётит).

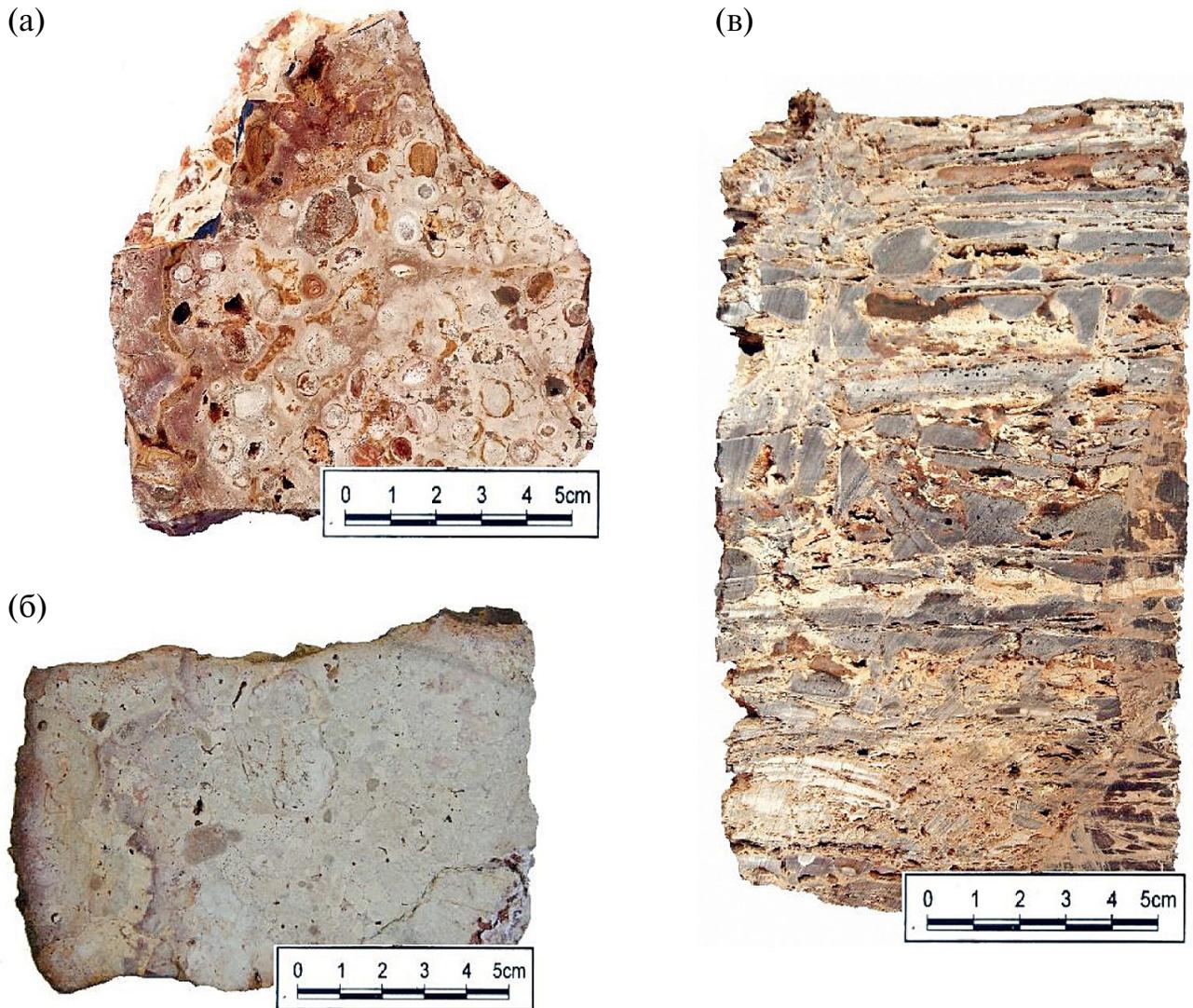
ИНФИЛЬТРАЦИОННО- МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ (ХИМИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ) ЛАТЕРИТНЫЕ БОКСИТЫ

Химически измененные бокситы обладают оолитовой текстурой (фиг. 5а), афанитовой и фарфоровидной структурами (фиг. 5б), а также сохраняют текстурные признаки исходной породы (фиг. 5в).

Размер оолитов в химически преобразованном боксите по алевро-аргиллитам варьирует от 0.1 до 0.4 мм. Цементирующая масса состоит в основном из микро-, тонкокристаллического гиббсита. Оолиты сложены гётитом и гематитом. Среди основной массы гиббсита также рассеяны тончайшие зерна гётита, который придает породе палево-желтый цвет. В микро-, тонкокристаллической гиббситовой массе встречаются сгустки, колломорфные выделения афанитовой полупрозрачной белой массы, имеющей показатель преломления выше,

чем у гиббсита. Она сложена микрокристаллическим бёмитом. Размер сгусткоподобных гелеморфных выделений обычно не превышает нескольких миллиметров. Ферри- и гематогель развиваются по гётит-гиббситовому субстрату, замещая его.

Цементирующая фрагменты масса имеет массивную текстуру и разделяется на два типа. Первый тип представлен гелеморфной белой полупрозрачной массой афанитовой структуры, сложенной алюмогелем, имеет белый, реже желтоватый цвет. Второй тип сложен колломорфной железистой кавернозной массой. Цементирующая масса представляет собой дисперсное, сгустковидное, колломорфно-афанитовое, реже пизолитовое вещество глинозем-железистого состава (фиг. 6а). В химически-преобразованных бокситах наблюдается значительное количество моногидрата алюминия. Оолиты, размером менее 1 мм, сложены, главным образом, бёмитом. В более крупных оолитах



Фиг. 5. Химически преобразованные бокситы *in situ*: а – боксит белый гелеморфный фарфоровидный с оолитами, б – гелеморфный афанитовый боксит, не сохранивший признаки исходной породы, в – боксит по алевро-аргиллиту, сохранивший структурные признаки исходных пород.

заметно тонкое чередование бёмитовых и гиббситовых колец. Цемент – гиббситовый, крупнокристаллический (фиг. 6б).

Химически-измененные белые, кремовые и сероватые гелеморфные бокситы, повсеместно залегают под осадочно-латеритными бокситами серии Сангареди. Длительная по времени восстановительная глеевая обстановка в аллювиально-озерных осадках серии Сангареди обусловила массовый вынос железа. Этот процесс не мог не затронуть и подстилающие породы ложа, особенно в выступах микрорельефа подошвы. Аналогичные обеления каолиновых глин наблюдаются под современными пойменными отложениями в долинах многих рек региона, в отличие от разрезов кор выветривания на положительных формах

рельефа, где каолиновые глины в своей верхней части всегда более железистые, пестроцветные или даже красноцветные. Латеритизация подстилающих пород проходила совместно с вышележащими обеленными осадками серии Сангареди, что привело к формированию высококачественных маложелезистых бокситов. Проведенный подсчет баланса вещества на изоволюметрической основе в гелеморфных бокситах по отношению к коренным породам показывает, что при образовании этих бокситов произошел колоссальный привнос алюминия (Мамедов и др., 2020₁). Привнос алюминия происходил, безусловно, из верхней части разреза, из подвергшихся латеритизации осадочно-латеритных бокситов. В классических латеритных бокситах тоже происходит перераспределение

вещества с накоплением алюминия в нижней части бокситового горизонта (Mamedov, 2005). Однако коэффициент концентрации алюминия обычно не превышает двукратного накопления, тогда как при образовании химически-преобразованных бокситов он более трех. Количество привнесенного алюминия в 2 раза больше, чем было в каждом кубическом метре материнского коренного субстрата. Кроме того, в этих бокситах очень низкое, не свойственное латеритным бокситам содержание железа. В отличие от классических латеритных бокситов, в гелеморфных бокситах повышенное содержание моногидратных форм алюминия наблюдается в оолитовых бокситах (Mamedov et al., 2021).

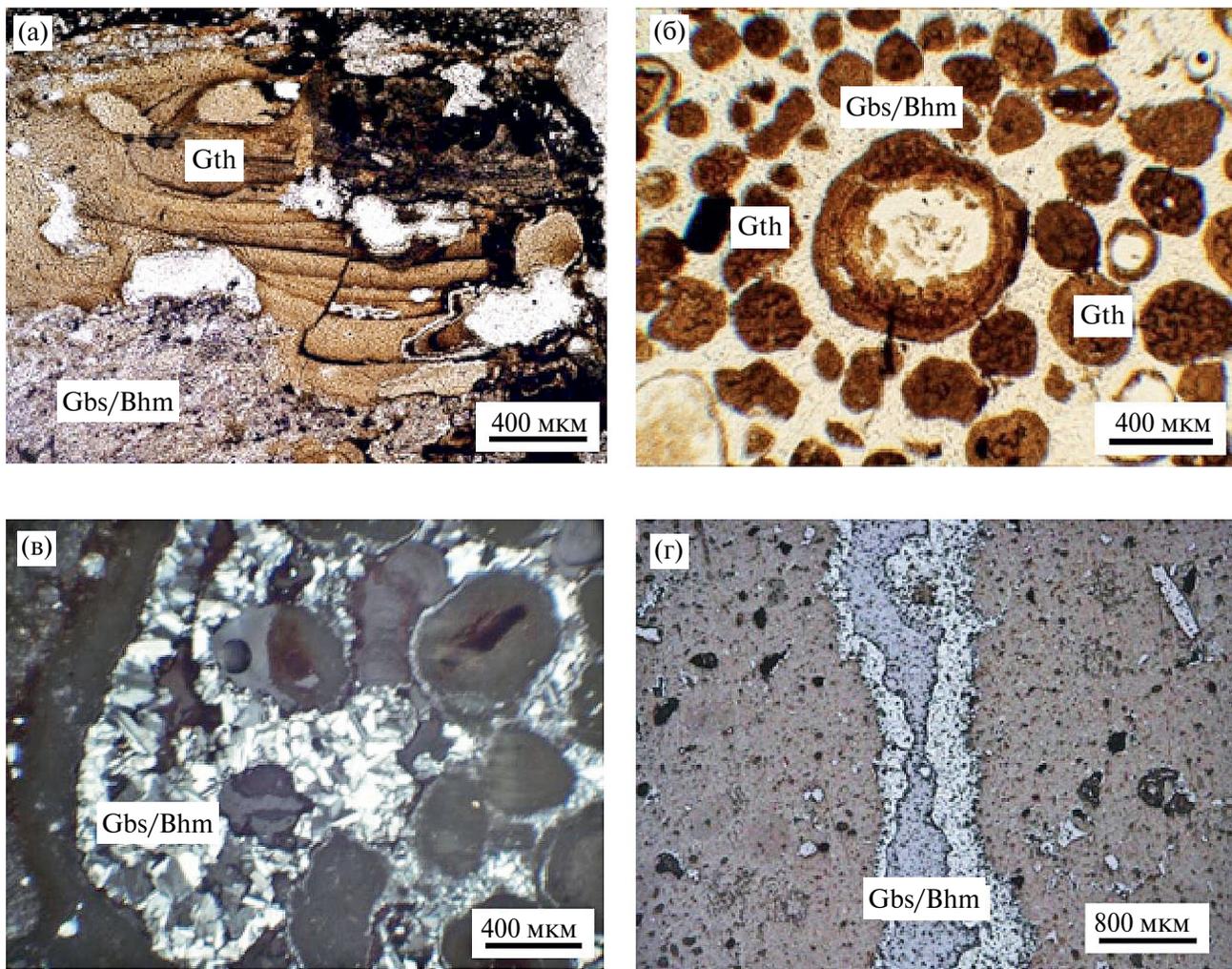
Бокситы данного литолого-генетического типа, с максимальной степенью концентрации алюминия, относятся к инфильтрационно-метасоматическому классу с химическим преобразованием

материнского субстрата. Их качество, как правило, очень высокое, близкое к осадочно-латеритным бокситам. Они фиксируют положение коренного ложа среднемиоценовых континентальных отложений (Мамедов и др., 2020₁).

ОСАДОЧНО-ЛАТЕРИТНЫЕ БОКСИТЫ

В соответствии с различными фациями осадков в провинции выделяются конгломерат-бокситы, гравелит-бокситы и песчаниковидные бокситы (фиг. 7).

Конгломерат-бокситы сложены галькой, как правило, размером от 2 до 7 см (фиг. 7а). Реже в основании разреза встречаются валуны (больше 10 см) и полуокатанные глыбы. Цементирующая часть породы представлена песчаниковидными бокситами с включениями гравийных зерен, сцементированных гелеморфным глинозёмистым веществом и микрокристаллическим гиббситом.



Фиг. 6. Химически преобразованный гелеморфный боксит: а – афанитовая структура; б – оолитовая структура, в – крупные гиббситовые кристаллы, г – вторичная гелефикация по трещине. Прозрачный шлиф (Ник. +, Gbs – гиббсит, SiO₂ – кварц, Bhm – бёмит, Gth – гётит, Нем – гематит)



Фиг. 7. Осадочно-латеритные бокситы: а – боксит конгломератовый по отложениям серии Сангареди, б – гравелит-боксит по отложениям серии Сангареди, в – боксит песчаниковидный по отложениям серии Сангареди.

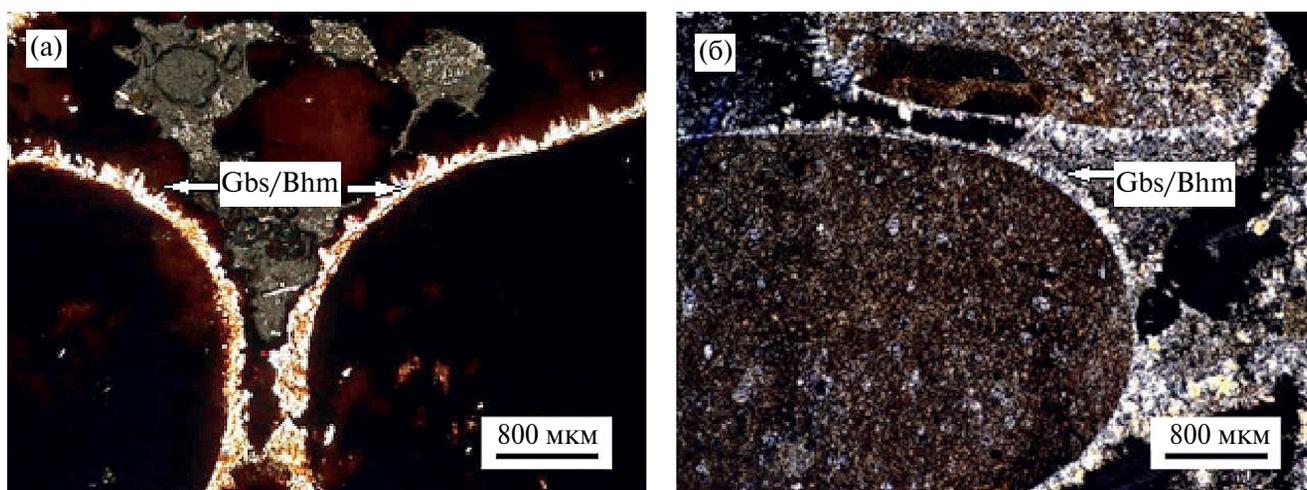
В составе обломков преобладают светлые серые, кремевые и неясно пятнистые афанитовые, микрокристаллические высокоглинозёмистые бокситы, а также оолитовые бокситы. Вокруг железистых бобовин наблюдаются оторочки гиббсита (фиг. 8а). Встречаются округлые обломки апоалевролитового боксита, окаймленные оторочкой крупнокристаллического гиббсита (светло-серый) с удлиненными таблитчатыми ориентированными перпендикулярно к поверхности обломков сростками кристаллов. Черные выделения – замещенный гётитом магнетит (фиг. 8б). Оолитовые бокситы зачастую образуют в конгломератовых бокситах неправильные по форме тела, выполняя полости и крупные трещины. Обломки и цемент имеют светлую окраску и маложелезистый высокоглинозёмистый состав.

Конгломерат-бокситы, залегающие в основании разреза бокситизированных пород серии Сангареди, по сравнению с гравелитовыми и песчаниковидными, обогащены бёмитом (Mamedov et al., 2021).

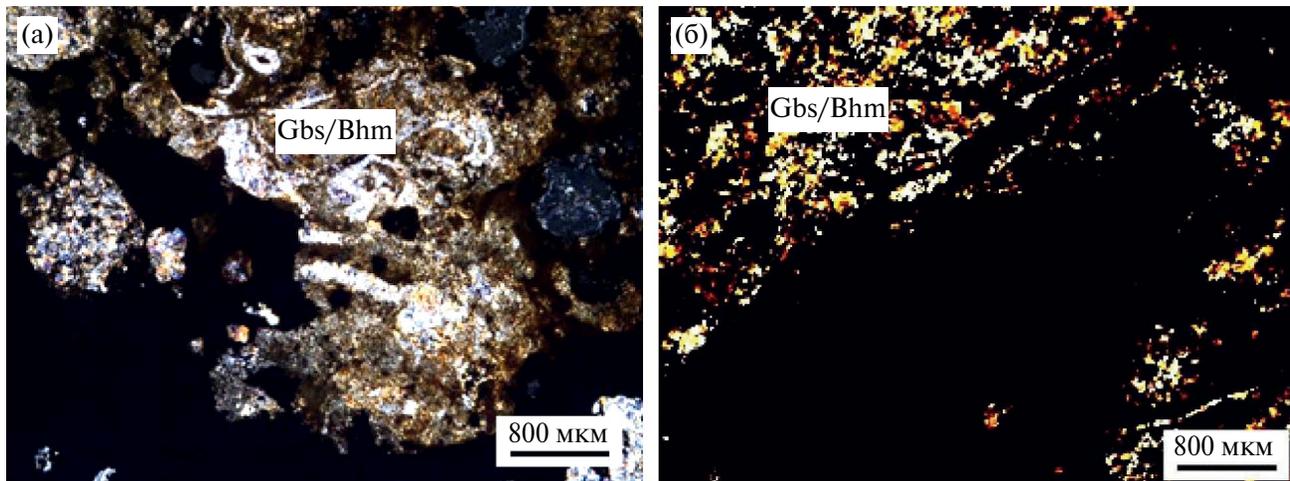
Гравелит-бокситы отличаются от конгломерат-бокситов в основном размером обломков

и меньшим содержанием бёмита (фиг. 7б). Среди обломков гравийной размерности встречаются как округлые изометричные, так и с уплощенной формой. Встречаются псаммитовые, бобово-обломочные бокситы, с пятнами ожелезнения. Обломки сложены тонкозернистыми кристаллами гиббсита светло-серого цвета. Более крупные кристаллы гиббсита наблюдаются в трещинках и кавернах (фиг. 9а). Изометричные обломки сложены светлыми серыми афанитовыми и микрокристаллическими бокситами (фиг. 9а). В уплощенных обломках иногда наблюдается неясная тонкая полосчатость, характерная для бокситов по алевро-аргиллитам и их ороговикованным разновидностям. Цементом является песчаниковидный бокситовый материал (фиг. 9б).

Песчаниковидные бокситы по текстурным и структурным признакам в основном аналогичны цементирующей части конгломерат- и гравелит-бокситов (фиг. 7в). Эти массивные пористые породы светлого розовато-кремевоего цвета, с высоким содержанием глинозёма (>54–55%). При этом содержание в них бёмита заметно ниже, чем в конгломерат-бокситах (Mamedov et al., 2021).



Фиг. 8. Конгломерат-бокситы: а – железистые бобовины с гиббситовыми оторочками, б – округлые обломки апоалевролитового боксита. Прозрачный шлиф (Ник. +, Gbs – гиббсит, Bhm – бёмит).



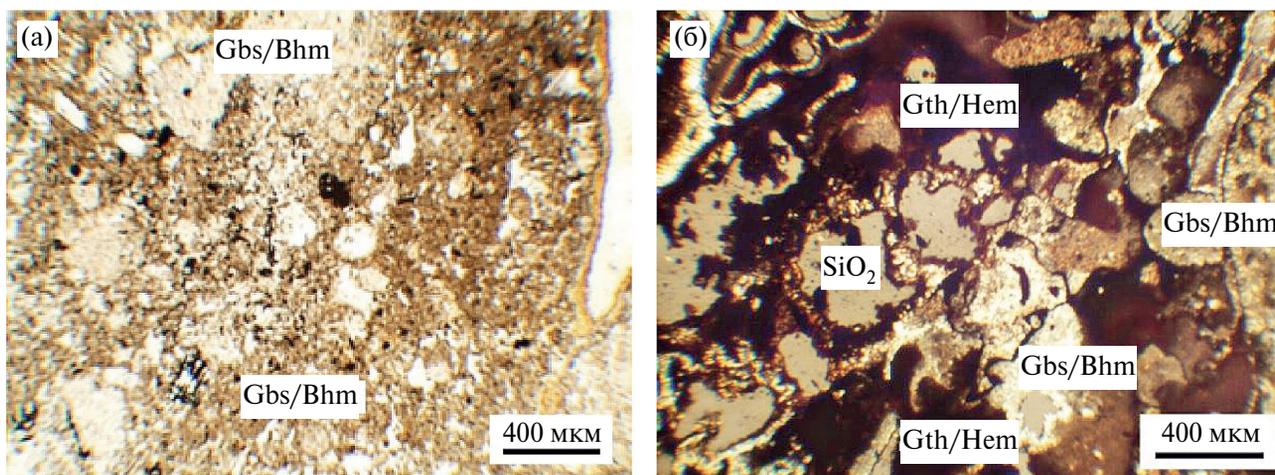
Фиг. 9. Гравелит-бокситы: а – псаммитовый, бобово-обломочный боксит, б – боксит по алевро-аргиллитам. Прозрачный шлиф (Ник. +, Gbs – гиббсит, Gth – гётит, Hem – гематит, Bhm – бёмит).

В шлифах видно, что обломки размеров песчаной и мелкогравелитовой фаций сцементированы гелеморфным веществом и микрокристаллическим гиббситом (фиг. 10а).

Основная масса боксита колломорфной текстуры состоит из сильно корродированных зерен кварца в гиббсит-бёмитовых агрегатах афанитовой структуры. Наблюдаются включения гётита и гематита. Зерна кварца размером от 0.1 до 0.6 мм имеют изометричную, окатанную форму, что говорит о перемещении компонентов. По краям они корродированы и окаймлены железосодержащими пленками. В результате выщелачивания кварца образуются пустоты, на месте которых кристаллизуется гиббсит. Гематит и гётит, в основном, образуют пленки, которые занимают ~15% шлифа. Встречаются также редкие выделения зерен гематита и гётита размером до 0.1 мм (фиг. 10б).

Своеобразие переотложенных континентальных отложений в условиях интенсивного химического выветривания заключается в том, что в составе обломочного материала преобладают каменистые продукты латеритных кор выветривания (железистые латериты и бокситы). В песчано-глинистых фракциях, наоборот, преобладают каолинит с кварцем, если в зоне мобилизации присутствовал крупно-среднезернистый кварц.

Наряду с коренными породами в провинции в разное время образовались различные типы континентальных отложений. В фациальном профиле их можно проследить от элювия на бовалях, через делювиальные шлейфы склонов и скопления коллювия, делювиально-пролювиальных выносов у основания склонов, до аллювия в днищах современных долин. В настоящее время на фоне подъема территории преобладают процессы эрозии



Фиг. 10. Песчаниковидный боксит: обломки песчаной и мелкогравелитовой размерности (а); зерна кварца в гиббсит-бёмитовой минеральной массе (б). Прозрачный шлиф (Ник. +, Gbs – гиббсит, Gth – гётит, SiO₂ – кварц, Hem – гематит, Bhm – бёмит)

и аллювиальные отложения развиты фрагментарно. В большинстве районов в руслах обнажаются коренные породы (Mamedov et al., 2021).

Особое значение для формирования месторождений бокситов рассматриваемой провинции имело среднемиоценовое время, когда с подъемом базиса эрозии произошло накопление мощной (не менее 130–150 м по осям главных дренажных систем) толщи водноосадочных континентальных отложений серии Сангареди. Нижние ступени предсреднемиоценового рельефа были погребены под этими отложениями. Таким образом, образовались обширные аллювиально-озёрные аккумулятивные поверхности. Над ними возвышались останцы более древнего рельефа из которого поступал обломочный материал.

Смена валунно-галечных отложений в основании толщи, через песчано-гравийные, песчано-глинистыми в верхней части, свидетельствует о трансгрессивном характере осадконакопления (Мамедов и др., 1985). В отличие от более молодых континентальных образований, отложения серии Сангареди занимали к концу среднего миоцена значительно более обширные площади (Мамедов и др., 2020₁). Вполне очевидно, что начавшееся в позднем миоцене опускание базиса эрозии и расчленение аллювиально-озерной равнины сопровождалось выводом из зоны обводнения в зону латеритизации (выше уровня грунтовых вод) отложений серий Сангареди. К настоящему времени

первичные осадки серии Сангареди не сохранились. Их латеритизация привела к образованию бокситов. Главными признаками того, что латеритное выветривание претерпели именно ранее латеритизованные и переотложенные породы, являются:

1. Высокая степень очистки от кремнезема, содержание которого в каолините и кварце было достаточно высоким, особенно в песчано-глинистых осадках.

2. Бокситы занимают строго определенное положение в разрезе коры выветривания. Под этими бокситами, так же как в классическом латеритном профиле, наблюдается железистый горизонт, а ниже – псевдоморфные каолиновые глины.

3. На участках, ниже по склонам, где отложения серии Сангареди срезаны, по коренным породам повсеместно наблюдаются полные профили латеритной коры выветривания с бокситами. Это говорит о том, что уже после денудации отложений серии Сангареди, времени и благоприятных условий было достаточно для латеритного бокситообразования (Мамедов и др., 2020₁).

Таким образом, изучение текстурно-структурных особенностей различных литологических типов бокситов позволило установить, что существуют как конвергентные, так и индикаторные признаки, которые можно использовать при диагностике высоколиквидных руд. Полученные данные сведены в табл. 2.

Таблица 2. Текстуры и структуры бокситов

Литологический тип	Унаследованные текстуры и структуры от материнских пород	Текстуры и структуры химического преобразования латеритов	Текстуры переотложенных бокситов
Классические <i>in situ</i>	Псевдоморфные бокситы алевро-пелитовой, полосчатой, массивной и кавернозной текстуры. Структура пелитоморфная, афанитовая, офитовая, микро- и мелкокристаллическая	Псевдоморфные брекчиевидные бокситы обломочной колломорфной, желваковой и блоковой текстуры	
Инфильтрационно-метасоматические	Псевдоморфные бокситы полосчатой и массивной текстуры, афанитовой структуры	Гелеморфные бокситы колломорфной, кавернозно-трещиноватой, оолитовой текстуры, афанитовой, фарфоровидной, пизолитовой структуры	
Осадочно-латеритные			Конгломератовые, гравелитовые и песчанниковидные, бокситы с обломочной, колломорфной, оолитовой текстурой, микрокристаллической, афанитовой, псамитовой структурой

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История геологического развития рассматриваемой территории, накопление мощной толщи континентальных водноосадочных отложений, существенные эпигенетические преобразования в глеевой геохимической обстановке как самих отложений, так и подстилающих их коренных пород, на фоне длительной эпохи латеритного выветривания, привели к формированию специфических бокситов, отличающихся уникальным качеством и большими мощностями рудных тел. Процессы мобилизации и перераспределения вещества в мощной толще рыхлых отложений, почти лишенной железа, при их латеритизации приводили к интенсивному накоплению алюминия как в самой толще, так и в обеленных подстилающих породах.

На фоне формирования классических латеритных бокситов рассматриваемой провинции, благодаря сложному двух-трехстадийному генезису, сформировались отличные по внешним признакам, цвету, текстуре, структуре, литолого-генетические типы бокситов.

Для латеритных бокситов *in situ* установлены следующие характерные особенности:

1. Псевдоморфные текстуры и структуры, унаследованные от материнских пород.
2. Присутствие пород обломочного, брекчиевидного строения, образовавшихся за счет процессов усадки, смены температурного режима, влияния корневой системы, трещин тектонического или гравитационного происхождения, внутрикоровых явлений суффозионно-карстового типа и т.п., которые активизируются на фоне интенсивного химического выветривания.
3. При этом обломки псевдоморфных бокситов образовались на месте и не были существенно перемещены. Это подтверждается угловатыми, не окатанными формами обломков.

Для инфильтрационно-метасоматических, химически преобразованных латеритных бокситов *in situ* установлены следующие характерные особенности:

1. Псевдоморфные текстуры и структуры, унаследованные от материнских пород.
2. Развитие по трещинам и пустотам большого количества гелеморфной белой полупрозрачной массы с колломорфной текстурой и афанитовой структурой, сложенной алюмогелем.
3. Латеритизация подстилающих пород проходила совместно с вышележащими обеленными отложениями серии Сангареди. Привнос алюминия происходил из верхней части разреза, из

подвергшихся латеритизации осадочно-латеритных бокситов.

Для осадочно-латеритных бокситов установлены следующие характерные особенности:

1. Окатанные валунно-галечные отложения в основании толщи, через песчано-гравийные, песчано-глинистые в верхней части бокситы по отложениям серии Сангареди.
2. Латеритизация перемещенных осадков.

Предлагаемая генетическая типизация бокситов, основанная на текстурно-структурных особенностях пород, фактически является основой для геолого-промышленной классификации месторождений региона. Анализ показывает, что месторождения, в пределах которых преобладают залежи осадочно-латеритных и химически-преобразованных бокситов, отличаются не только большими мощностями рудных тел и значительно более высоким содержанием общего глинозёма в рудах, но и повышенными содержаниями моногидратных форм. Это определяет и различные экономические показатели эксплуатации и технологий металлургического передела бокситов.

Уже на стадии поисково-оценочных и разведочных работ применение предлагаемой типизации позволит прогнозировать промышленную ценность бокситовых залежей и месторождений в целом.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Кристаллохимические особенности, химический состав минералов и их ассоциаций как генетические индикаторы эндогенных и экзогенных процессов” № 124022400142–2, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатырев Б.А. Месторождения бокситов подвижных поясов земной коры: Условия образования и закономерности размещения: дис. ... д-ра геол.-мин. наук: 04.00.11. М., 1999. С. 84.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений // Труды Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья. (Новая серия). М.: М-во геологии и охраны недр СССР; вып. 5. Москва: [б. и.]. 1960. 257 с.
- Макарова М.А., Мамедов В.И., Боева Н.М., Шипилова Е.С., Внучков Д.А., Бортников Н.С. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джаллон-Мандинго

- (Западная Африка). Часть 4: механизм образования зональности в латеритных корках выветривания // Геология руд. месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 237–253. <https://doi.org/10.31857/S0016777023030036>
- Мамедов В.И., Ануфриев А.А., Сума Н.М.Л.* Особенности бокситорудной залежи Сангареди (Гвинейская Республика) // Геология и разведка. 1985. № 4. С. 38–47.
- Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Служин А.Д., Шипилова Е.С., Бортников Н.С.* Главные процессы и стадии формирования уникального месторождения бокситов Сангареди (Западная Африка) // ДАН. 2020₁. Т. 492. № 1. С. 5–11.
- Мамедов В.И., Шипилова Е.С., Боева Н.М., Служин А.Д., Макарова М.А., Внучков Д.А., Бортников Н.С.* Ферриплантиты в бокситоносной латеритной коре выветривания провинции Фута Джаллон-Мандинго, Африка: причины накопления железа // ДАН. Науки о Земле. 2020₂. Т. 490. № 1. С. 12–16.
- Михайлов Б.М., Абрамов В.П., Басс В.П., Бгатов В.И., Большун Г.А., Венков Д.А., Долгополов В.Ф., Кирпаль Г.Р., Киселёв Л.И., Коннов Л.П., Кофман В.С., Одокий Б.Н., Сухарина А.Н., Тюрин Б.А., Шацкий С.Б., Федоренко О.А.* Объяснительная записка к карте бокситоносности СССР 1 : 5000000. Ленинград, 1973. 59 с.
- Пастухова М.В.* Текстуры, структуры и вещественный состав руд платформенных месторождений бокситов СССР. М.: Недра, 1985. 216 с.
- Савко А.Д., Овчинникова М.Ю.* Эволюция бокситонакопления в фанерозое // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2022. № 1. С. 4–33. <https://doi.org/10.17308/geology.2022.1/9096>
- Сиротин В.И.* История минералов свободного глинозема и эволюция литолого-минералогических типов бокситов КМА // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 6. С. 68–83.
- Фролов В.Т.* Литология. М.: МГУ, 1993. 352 с.
- Шипилова Е.С., Мамедов В.И., Боева Н.М.* Минералого-петрографические особенности нижнего горизонта железистых латеритов и ферриплантитов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Гвинея, Западная Африка) // Геология руд. месторождений. 2022. Т. 64. № 5. С. 595–614. <https://doi.org/10.31857/S0016777022050112>
- Bardossy G., Aleva G.J.J.* Lateritic Bauxites // Development in Economic Geology. 1990. V. 27. P. 624.
- Gow N.N., Lozej G.P.* Bauxite // Geoscience Canada. 1993. V. 20(1). P. 9–16.
- Hill V.G., Robson R.J.* The Classification of Bauxites from the Bayer Plant Standpoint // Donaldson D., Raahauge B.E. (eds) Essential Readings in Light Metals. Springer, Cham. 2016. P. 30–36. https://doi.org/10.1007/978-3-319-48176-0_3
- Horbe A.M.C., Costa, M.L.* Geochemical evolution of a lateritic Sn–Zr–Th–Nb–Y–REE-bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas – Brazil // J. Geochem. Explor. 1999. V. 66. P. 339–351.
- Liu X., Qingfei W., Jun D., Zhang Q., Sun S., Meng J.* Mineralogical and geochemical investigations of the Dajia Salento-type bauxite deposits, western Guangxi, China // J. Geochem. Explor. 2010. № 105. P. 137–152. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.04.012>
- Lapparent J.D.E.* Les Bauxites de la France Méridionale; Imprimerie Nationale: Paris, France. 1930. P. 1–187.
- Madencilik Özel İhtisas Komisyonu Raporu: Metal Madenler alt Komisyonu Boksit Çalışma Grubu Raporu (in Turkish).* 2001. P. 1–41.
- Mamedov V.I.* The separation between Al and Fe the supergene zone as the determining factor of premium bauxite formation // Status of bauxite, alumina, aluminum, downstream products and future prospects: XVI International Symposium ICSOBA-2005. Nagpur, India, 2005. P. 84–96.
- Mamedov V.I., Makarova M.A., Boeva N.M., Vnuchkov D.A., Bortnikov N.S.* The World's Largest Fouta Djallon–Mandingo Bauxite Province (West Africa): Part 2. The Effect of Parent Rock Composition on the Abundance and Quality of Bauxites. // Geology of Ore Deposits. 2021. V. 63. № 6. P. 599–624.
- Mutakyahwa M.K.D., Ikingura J.R., Mruma A.H.* Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto District, Usambara Mountains, Tanzania // J. African Earth Sci. 2003. V. 36. P. 357–369.

GENETIC TYPICATION OF BOXITES OF THE FUTA PROVINCE OF JALLON-MANDINGO (WEST AFRICA) BY TEXTURAL AND STRUCTURAL FEATURES

D. A. Vnuchkov¹ *, N. M. Boeva¹ **, M. A. Makarova¹, E. S. Shipilova¹, V. I. Mamedov¹,
N. S. Bortnikov¹

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny per., 35, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: dim89060471812@mail.ru*

***e-mail: boeva@igem.ru*

In the process of the formation of classical lateritic bauxites in the Futa Jallon-Mandingo province, due to a complex of two-three-stage genesis, different lithological and genetic types of bauxites were formed in external characteristics, color, texture, structure. The proposed genetic typification of bauxite, based on the textural and structural features of the rocks, in fact is the basis for the geological and industrial classification of deposits of the region. Studying the textural and structural features of bauxites is the only way through which one can get an idea of the conditions of their formation. It is in the textures and structures of ores their genetic history is imprinted. The analysis shows that the deposits, within which deposits of sedimentary-lateritic and chemically transformed bauxites predominate, are distinguished not only by greater thicknesses of ore bodies and a significantly higher content of total alumina in the ores, but also by increased contents of monohydrate forms. This also determines various economic indicators of the operation and technology of metallurgical processing of bauxite.

Keywords: Futa Jallon-Mandingo, bauxite, textural and structural features, genetic types of bauxite