

Н. В. ШАТОВА, А. В. МОЛЧАНОВ, А. В. ТЕРЕХОВ, В. В. ШАТОВ,  
О. В. ПЕТРОВ, С. А. СЕРГЕЕВ, Э. М. ПРАСОЛОВ (ВСЕГЕИ),  
Г. П. ДВОРНИК (ИГГ УрО РАН), В. И. ЛЕОНТЬЕВ (ВСЕГЕИ, СПГУ)

## **Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения**

На территории Рябинового медно-золото-порфирового месторождения рудная минерализация приурочена к участкам проявления многостадийного метасоматоза, сформировавшегося в две главные стадии. В первую, дорудную, стадию были образованы высокотемпературные калиево-натриевые метасоматиты – эгириновые фельдшпатиты, во вторую – средне-низкотемпературные околорудные гумбеиты в виде двух фациальных разновидностей – карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой и кварц-карбонат-барит-адуляровой. В статье обсуждаются результаты изотопных исследований (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ) вышеперечисленных метасоматитов и рудной минерализации.

Ключевые слова: геохимия изотопов благородных газов, изотопное датирование, околорудные метасоматиты, оруденение, Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение, Южная Якутия.

N. V. SHATOVA, A. V. MOLCHANOV, A. V. TEREKHOV, V. V. SHATOV,  
O. V. PETROV, S. A. SERGEEV, E. M. PRASOLOV (VSEGEI),  
G. P. DVORNIK (IGG UB RAS), V. I. LEONTEV (VSEGEI, SPMU)

## **Ryabinovoe copper-gold-porphyry deposit (Southern Yakutia): geology, noble gases isotope systematics and isotopic (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) dating of wallrock alteration and ore-forming processes**

In the Ryabinovoe copper-gold-porphyry deposit, the ore mineralization is belonging to multi-stage metasomatism fields, which were formed in two stages. In the first, pre-ore stage, high-temperature potassium-sodium metasomatism – aegirine feldspathites – were appeared whereas gumbeyites – in the second, low/medium-temperature stage as a both – carbonate-sericite-muscovite-orthoclase and quartz-carbonate-barite-adulara varieties. The results of isotopic investigations (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ) of the above-mentioned metasomatism and ore mineralization are discussed in the paper.

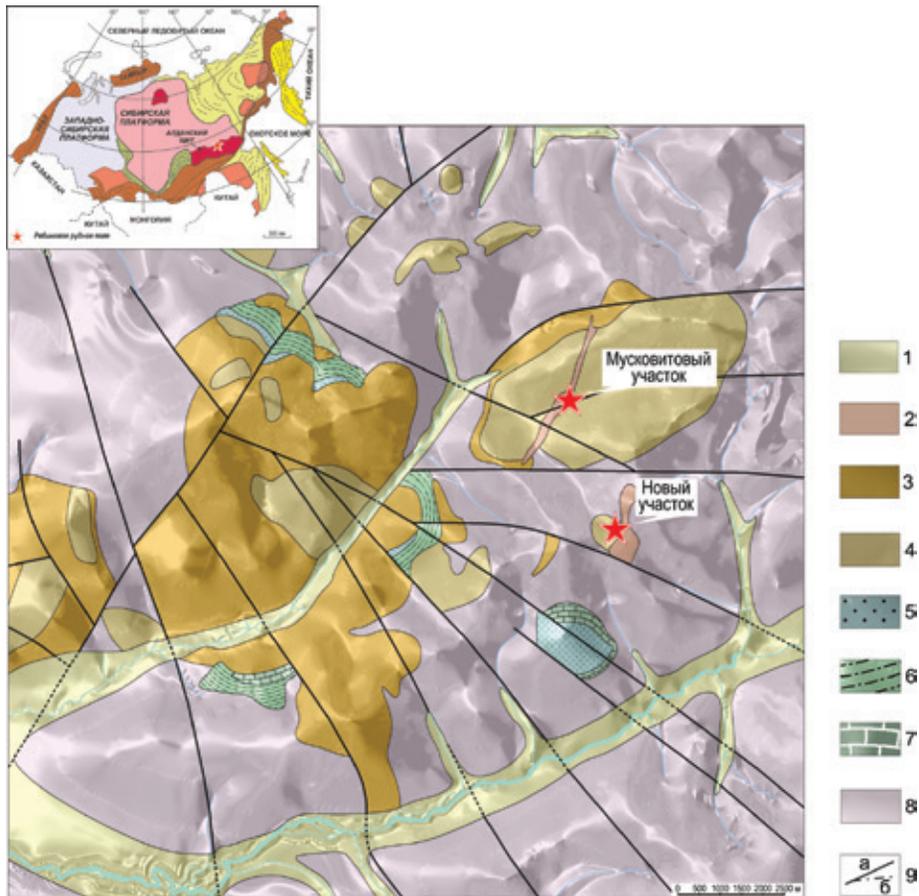
Keywords: isotopic geochemistry of noble gases, geochronology, wallrock alteration, ore-forming processes, Ryabinovoe Cu-Au-porphyry deposit, Southern Yakutia.

Как цитировать эту статью: Шатова Н. В. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения / Н. В. Шатова, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов, О. В. Петров, С. А. Сергеев, Э. М. Прасолов, Г. П. Дворник, В. И. Леонтьев // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 75–97.

**Введение.** Рябиновое рудное поле, в геологическом строении которого главная роль принадлежит мезозойским щелочным магматическим породам Рябинового массива, расположено в Центрально-Алданском рудном районе Южной Якутии. К северо-восточной эндоконтактовой части Рябинового массива приурочено одноименное золото-медно-порфировое месторождение, рудные тела которого отличаются прожилково-вкрапленным характером проявления рудной минерализации (рис. 1).

Изучением особенностей геологического строения Рябинового массива и его рудоносностью в разные годы занимались Ю. А. Билибин, Т. В. Билибина, В. Г. Ветлужских, К. А. Воробьев, Г. П. Дворник, А. А. Ким, А. В. Кислый, В. П. Костюк, А. Я. Кочетков, В. Н. Пахомов, В. А. Подкопаев, А. Б. Попов, Л. М. Реутов, О. В. Сотникова, А. Н. Угрюмов, Н. Е. Уткина, Д. В. Утробин, В. И. Уютов и многие другие исследователи.

Их работы продемонстрировали, что при сравнительно незначительных размерах (4 × 5 км)



**Рис. 1. Схема геологического строения Рябинового рудного поля, совмещенная с моделью рельефа местности**

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – габбромонзониты, монцодиориты, меланократовые сиениты, щелочные флогопит-пироксеновые лампрофиры и эруптивные брекчии с лампроитовым цементом (тобукский комплекс –  $K_1$ ); 3, 4 – алданский комплекс –  $K_1$  (3 – порфирировидные щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты I фазы, 4 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты, сиенит-порфиры и нордмаркиты II фазы); 5 – песчаники полимиктовые с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов и алевролитов (юхтинская свита –  $J_1$ ); 6, 7 – юдомская серия –  $V_2-C_1$  (6 – субаркозовые песчаники, песчанистые доломиты, алевролиты, гравелиты, конгломераты, 7 – доломиты, глинистые доломиты); 8 – протерозойский метаморфический комплекс –  $PR_1$  (амфиболовые, биотитовые и биотит-гранатовые гранито-гнейсы, гнейсовидные граниты, кристаллические сланцы); 9 – тектонические нарушения (a – главные, b – второстепенные)

Рябиновый массив обладает большим разнообразием плутонических и гипабиссальных щелочных магматических пород.

Породы Рябинового массива, прорывающие гнейсы и гранито-гнейсы докембрия, карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения венда и юры, образуют интрузивное тело, контролируемое зоной пересечения двух крупных региональных разломов: Якокутского меридионального и Юхухтинского северо-западного. На современном уровне эрозионного среза массив имеет форму неправильного эллипсоида, длинная ось которого ориентирована на северо-восток. В строении Рябинового массива установлено три блока, которые, по геофизическим данным, на глубине 150–200 м от поверхности объединяются в единое интрузивное тело. По данным А. Н. Угрюмова и Г. П. Дворника [30], массив имеет форму лополита с падением контактов к центру.

Ранее исследованиями специалистов из ВСЕГЕИ было показано [31, 34], что в гео-

логическом строении Рябинового массива по вещественным и структурно-текстурным особенностям, а также результатам изотопно-геохронологических исследований с использованием двух независимых геохронометров – U-Pb и Rb-Sr выделяются две разновозрастные группы высококальциевых магматических пород, характеризующихся ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Zr, Sr и Ba.

Ранняя группа *лейкократовых пород*, преобладающих по объему, представлена эгирин-авгитовыми щелочнополевошпатовыми сиенитами, сиенит-порфирами и кварцевыми сиенитами (нордмаркитами), принадлежащими *алданскому комплексу*, радиологический возраст магматической кристаллизации пород которого оценивается интервалом 142–144 млн лет. Сиенит-порфиры дайковой серии алданского комплекса показали радиологический возраст в  $133 \pm 5$  млн лет.

Поздняя группа *меланократовых пород*, имеющих подчиненное значение и проявленных

в виде малых штокообразных тел и даек, секущих сиениты алданского комплекса, представленными щелочными габброидами, монцонитоидами, меланократовыми эгирин-авгитовыми сиенитами, флогопит-пироксеновыми лампрофирами (минеттами) и эруптивными брекчиями с цементом лампроитового состава, которые относятся к более позднему *тобукскому комплексу* с радиологическим возрастом в 130–141 млн лет.

Полученные результаты изотопных исследований свидетельствует о том, что в процессе формирования щелочных магматических пород Рябинового массива происходило смешение изотопных характеристик мантийного и корового вещества. Выделяемые в его строении две группы магматических пород — *лейкократовая* и *меланократовая* — принадлежат единой антидромно развивавшейся во времени бимодальной магматической серии щелочных высококальциевых пород сиенитового и лампроит-щелочнобазальтового составов.

Несмотря на высокую изученность территории Рябинового рудного поля и находящегося в его пределах одноименного месторождения, некоторые принципиальные вопросы, касающиеся оценки возраста ассоциирующих со щелочными магматическими породами Рябинового массива околорудных метасоматитов и рудной минерализации, остаются еще не до конца исследованными.

Статья посвящена обсуждению новых данных, полученных коллективом специалистов из ВСЕГЕИ, Института геологии и геохимии УрО РАН и Санкт-Петербургского горного университета в ходе минералого-петрографического и изотопно-геохронологического изучения околорудных метасоматитов и рудной минерализации Рябинового месторождения с помощью трех независимых геохронометров: U-Pb, Rb-Sr и Re-Os. Кроме того, в статье на основе исследования изотопного состава благородных газов (аргона, гелия и неона) в газовой-жидких включениях из магматических пород, брекчиевых образований, околорудных метасоматитов и руд Рябинового месторождения делается попытка выявить природу гидротермальных флюидов, участвовавших в процессе рудообразования.

**Особенности геологического строения Рябинового месторождения.** Рудная минерализация Рябинового месторождения локализуется в пределах двух рудоносных участков — Мусковитового и Нового — среди гидротермально измененных сиенитов алданского комплекса, содержащих прожилково-вкрапленную сульфидную (до 3–5 %) рудную минерализацию (рис. 2–4).

В рудах месторождения главным рудным минералом является пирит, второстепенные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом и арсенопиритом. Редко встречаются золото самородное, электрум, серебро самородное, аргентит, теллуриды серебра и золота (гессит, петцит, калаверит), блеклые

руды, энаргит, дигенит, джарлеит, станнин, карролит, мончеит, эрликманит и др. (табл. 1).

По данным А. Я. Кочеткова [17], процесс рудообразования на Рябиновом месторождении протекал в три основные стадии: 1 — продуктивную золото-пирит-микроклиновую, 2 — продуктивную золото-полисульфидную с кварцем, кальцитом и гематитом и 3 — позднерудную молибденит-галенит-кварцевую.

Рудные тела Рябинового месторождения образуют штокверки и минерализованные зоны с содержаниями золота, варьирующими в интервале от 1 до 4 г/т. Попутными полезными компонентами являются серебро, медь, молибден и свинец. Соотношение Au/Ag в рудах обычно колеблется от 1:1 до 1:3. Содержания меди в рудах Рябинового месторождения варьируют в широких пределах от 0,01 до 0,9 % (до 3–4 % в единичных пробах) и в среднем составляют 0,13 %. По данным А. В. Кислого с соавторами [12], с глубиной содержания меди в рудах месторождения увеличиваются. Среднее максимальное его значение (0,69 %) было установлено в пределах Мусковитового участка в скв. 1104 на глубине 119 м. Однако систематического опробования на медь керн разведочных скважин и стенок горных выработок проведено не было, поэтому запасы меди в рудах месторождения остались не оцененными. Содержания молибдена и свинца также варьируют в широких пределах: Mo 0,002–0,125 % при среднем содержании — 0,006–0,008 %, а Pb 0,005–0,45 % при среднем содержании 0,083 %, то есть находятся на уровнях ниже минимально значимых промышленных кондиций. Крайне редко в рудах месторождения отмечается проявление платиновометаллической рудной минерализации, закономерности распределения которой в контурах рудных тел остаются еще не до конца изученными [13].

Как показали результаты многолетних геологоразведочных и научно-исследовательских работ, оруденение Рябинового месторождения, по мнению большинства геологов, относится к медно-золото-порфиоровому семейству и связано с процессом внедрения и длительного становления одноименного щелочного массива.

Однако из-за специфичности петрографического состава рудовмещающих магматических пород и метасоматитов по сравнению с типовыми порфиоровыми месторождениями мира, вопрос о принадлежности Рябинового месторождения к семейству золото-медно-порфиоровых объектов неоднократно поднимался и дискутировался в отечественной геологической литературе [2, 3, 7, 16–19, 21, 27]. Первым, кто предложил рассматривать Рябиновое месторождение в качестве порфиорового объекта, был А. Я. Кочетков [15, 16], который по комплексу геотектонических, магматических, геолого-структурных и минералого-геохимических признаков показал, что Рябиновое месторождение относится к золото-медно-молибден-порфиоровому геолого-промышленному типу, ранее неизвестному

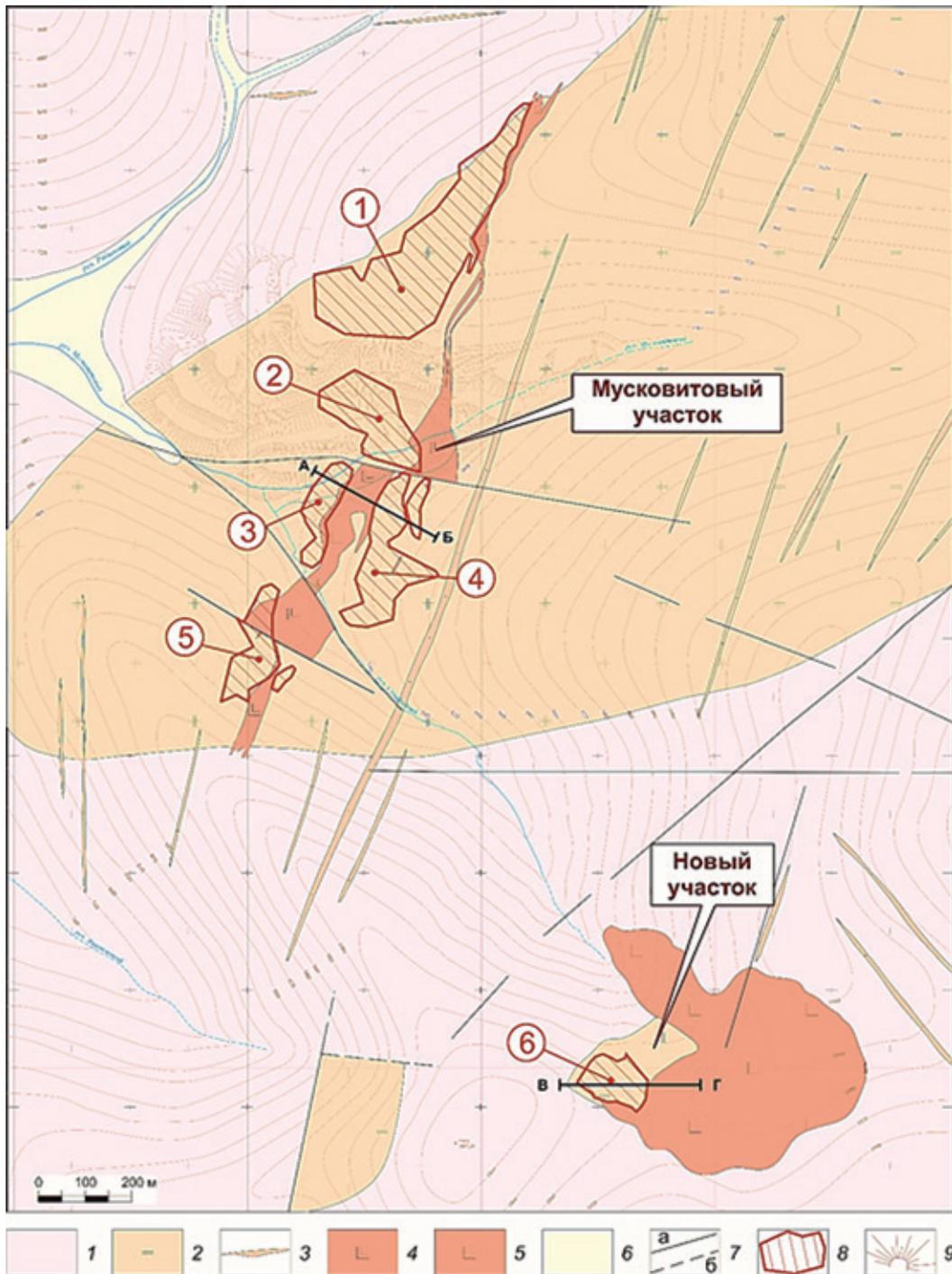


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Рябинового месторождения ([12] с изм. и доп. авторов)

1–6 – геологические образования: 1 – гнейсы и гранитогнейсы докембрийского возраста, 2, 3 – магматические породы алданского комплекса (2 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты и нордмаркиты, 3 – сиенит-порфиры), 4, 5 – магматические породы тобукского комплекса (4 – габбромонциты, монцодиориты, меланократовые сиениты, флогопит-пироксеновые лампрофиры и эруптивные брекчи с лампроитовым цементом, 5 – флогопит-пироксеновые лампрофиры и габбромонциты), 6 – четвертичные аллювиальные отложения; 7 – тектонические нарушения (а – установленные, б – предполагаемые); 8 – проекция рудных тел на дневную поверхность (на схеме – номера в кружочках): 1–5 – рудные тела в пределах Мусковитового участка (1 – Северное, 2 – Центральное, 3 – Западное, 4 – Восточное и 5 – Южное), 6 – рудное тело в пределах Нового участка; 9 – контуры уступов и отвалов разведочного карьера, пройденного в 1990–1994 гг.

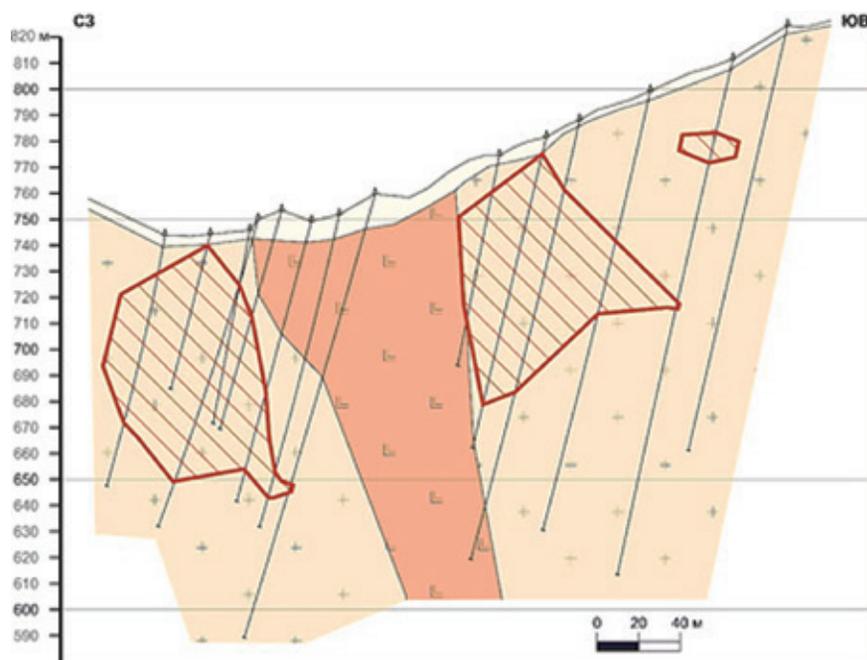


Рис. 3. Геологический разрез по линии А–Б через Западное и Восточное рудные тела Мусковитового участка

Усл. обозн. см. на рис. 2

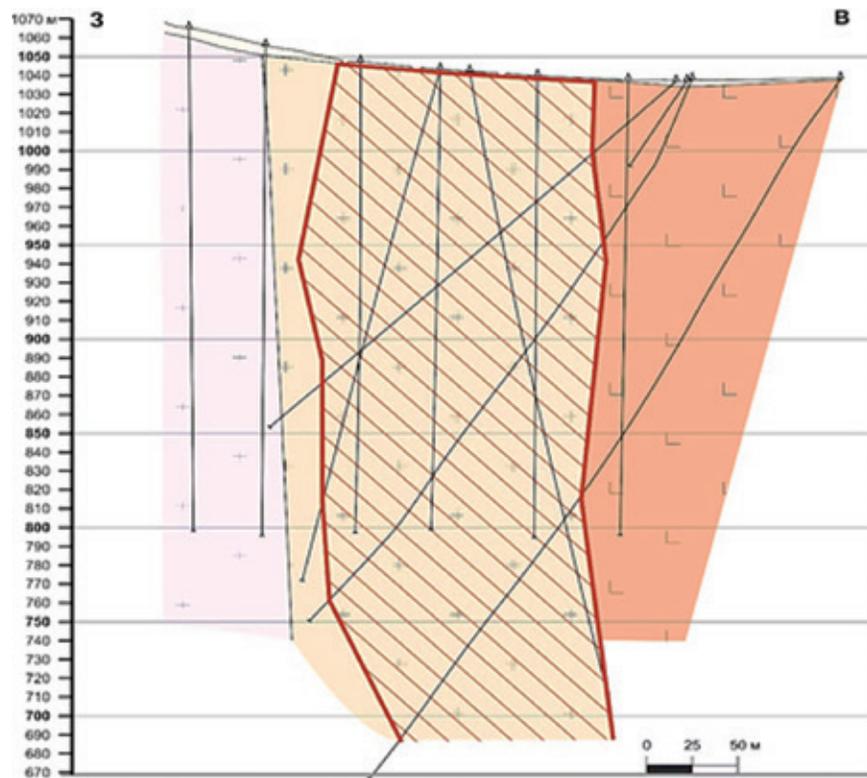


Рис. 4. Геологический разрез по линии В–Г через рудное тело Нового участка

Усл. обозн. см. на рис. 2

**Минеральный состав руд и околорудных метасоматитов  
Рябинового медно-золото-порфирового месторождения**

Минералы	Рудные	Нерудные	Гипергенные
Главные	Пирит	Ортоклаз, микроклин, серицит, мусковит	Гетит, лимонит, гематит, гидрогетит, лепидокрокит
Второстепенные	Халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит, рутил, ильменит, титанит, брукит, анатаз, магнетит, титаномагнетит	Барит, анкерит, кальцит, доломит, хлорит, гидросерицит, адуляр, альбит, эгирин, кварц	Ярозит, малахит, азурит, борнит, халькозин, ковеллин
Редкие	Золото самородное, серебристое золото – электрум, серебро самородное, аргентит – $Ag_2S$ , теллуриды $Ag$ и $Au$ (гессит – $Ag_2Te$ , петцит – $Ag_3AuTe_2$ , калаверит – $AuTe_2$ ), блеклые руды (теннантит – $Cu_{12}As_4S_{13}$ , тетраэдрит – $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ ), энаргит – $Cu_3AsS_4$ , ди-генит – $Cu_9S_5$ , джарлеит – $Cu_{31}S_{16}$ , станнин – $Cu_2FeSnS_4$ , карролит – $Cu(CoNi)_2S_4$ , мончеит – $PtPd(TeBi)_2$ , эрликманит – $OsS_2$	Тремолит-асбест, фенгит, серпентин, щелочной амфибол – рибекит, флюорит, биотит, флогопит, клинопироксен, эпидот, глинистые минералы, цеолиты, апатит, циркон, мизерит	Медь самородная, куприт, церуссит, вульфенит

Примечание. Таблица составлена как по результатам собственных наблюдений, так и по опубликованным материалам других исследователей [2, 3, 7, 11–13, 15, 17–19, 21, 30].

на территории Центрального Алдана. Наиболее детальное сопоставление Рябинового месторождения с другими порфировыми по признакам, характерным для месторождений порфирового семейства, проведено в исследовании С. В. Лукашенко и Г. Н. Пилипенко [21], в котором утверждается, что Рябиновое месторождение принадлежит к порфировому семейству, но из-за низких содержаний меди и молибдена в рудах оно не может быть отнесено к золото-медно-молибденовой группе, а является одним из первых на территории России представителей собственно золото-порфировой группы.

Однако, как показано в обобщающей монографии Д. Мюллера и Д. Гравса [41], золото в рудах порфировых месторождений, связанных с проявлением ультракалиевого щелочного магматизма, как правило, всегда тесно ассоциирует с медной рудной минерализацией. В качестве примера могут быть приведены такие золото-медно-порфировые месторождения, как Лоррейн и Галор-Крик в провинции Британская Колумбия в Канаде [36, 37, 39] и месторождение Динкиди на о-ве Лузон на Филиппинах [50], связанные, как и Рябиновое месторождение, с ультракалиевыми щелочными магматическими породами, в рудах которых золото и медь образуют промышленно значимые концентрации.

Учитывая все выше сказанное и принимая во внимание тот факт, что распределение и содержание меди в рудах Рябинового месторождения изучены еще крайне недостаточно, авторы статьи приходят к выводу, что Рябиновое месторождение все же следует относить к медно-золото-порфировому, а не к золото-порфировому геолого-промышленному типу.

После утверждения в 2011 г. ГКЗ запасов золота и серебра на Рябиновом месторождении [12] его промышленным освоением в настоящее время занимается ОАО «Селигдар». По состоянию на 01.06.2011 (табл. 2) суммарные запасы золота на Рябиновом месторождении при бортовом содержании 0,8 г/т оцениваются величиной в 26 т (при среднем содержании – 2,05 г/т), а серебра – 56 т (при среднем содержании – 4,4 г/т).

Вышеперечисленные запасы золота и серебра сосредоточены в шести рудных телах, пять из которых (Центральное, Западное, Южное, Восточное и Северное) выявлены в пределах Мусковитового, а шестое – Нового участков.

**Мусковитовый участок.** Его площадь составляет около 4 км<sup>2</sup>. В геологическом отношении он приурочен к одноименному штоку щелочных пород, являющемуся северо-восточным сателлитом Рябинового сиенитового массива. Шток имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Размеры штока, сложеного преимущественно крупнокристаллическими щелочнополевошпатовыми эгирином-авгитовыми сиенитами II фазы внедрения алданского комплекса, составляют 3,2 км по длинной оси и 1,4 км – по короткой. Сиениты повсеместно гумбеитизированы и несут прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию, пронизывающую весь объем пород, участвующих в строении сиенитового штока. Тобукский комплекс на площади Мусковитового участка представлен щелочными лампрофирами (минеттами), меланократовыми эгирином-авгитовыми сиенитами и щелочными габброидами, слагающими малые трубообразные тела и дайки, секущие сиениты алданского комплекса. Дайки имеют северо-

восточное или субмеридиональное простирание с почти вертикальным падением в восточном направлении.

Большое значение в формировании структурно-геологического плана Мусковитового участка имеет дайкообразное тело эруптивных брекчий с цементом лампроитового состава. Дайка прослеживается в северо-восточном направлении через весь участок на расстояние более 1,5 км, полностью пересекая сиенитовый шток в его юго-западной части и не выходя за его пределы. Мощность дайки варьирует от 5 до 100 м и более, залегание ее почти вертикальное или крутое с погружением на юго-восток под углами 70°–80°. Морфология дайки сильно осложнена поперечными разрывными нарушениями, разбивающими ее тело на три фрагмента, которые смещены относительно друг друга на первые десятки метров.

Рассматриваемое дайкообразное тело, сложенное меланократовыми породами тобукского комплекса, играет исключительно важную роль в локализации рудной минерализации на территории Мусковитового участка. Как следует из рис. 2–4, именно к экзоконтактовым участкам этого дайкообразного тела и приурочено промышленно значимое золотое оруденение, локализованное в пределах Мусковитового участка среди тектонически нарушенных и гидротермально измененных сиенитов алданского комплекса. Однако дайкообразные тела меланократовых пород тобукского комплекса и сами несут, но в меньшей степени, признаки гидротермально-метасоматического преобразования, выраженно-

го в виде замещения исходных пород агрегатами гумбеитов кварц-хлорит-ортоклаз-карбонатного состава. Все это указывает на их «внутрирудный» характер проявления.

**Участок Новый.** Рудное тело Нового участка (табл. 2) является самым богатым на месторождении как по запасам золота, так и серебра. На его долю приходится 37 % от всех разведанных запасов золота и 55 % серебра. При этом рудное тело Нового участка и самое наименее эродированное из всех шести рудных тел Рябинового месторождения. Вертикальный размах оруденения в его пределах составляет почти 500 м, тогда как все пять рудных тел Мусковитового участка эродированы в значительно большей степени. Вертикальный размах оруденения в их пределах в два и более раз меньше, чем на Новом участке, и составляет 140–230 м.

Новый участок расположен в 1 км на юго-восток от Мусковитового. Площадь участка составляет 0,6 км<sup>2</sup>. Он охватывает западную часть небольшого по размерам (0,6 × 0,4 км) штока мезозойских щелочных пород, прорывающих интенсивно фенитизированные породы докембрийского кристаллического фундамента.

Шток в районе Нового участка имеет трубообразную форму с практически вертикальным падением контактов. Он является многофазным. В его строении принимают участие щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты II фазы алданского комплекса и прорывающие их щелочные габброиды и пироксен-флогопитовые лампрофиры тобукского комплекса. Дайки минетт встречаются в восточной части штока

Таблица 2

**Распределение запасов золота и серебра между различными рудными телами Рябинового месторождения и вертикальный размах оруденения**  
По материалам А. В. Кислого и соавторов [12]

Рудный участок	Рудное тело	Золото			Серебро			Вертикальный размах оруденения		
		Запасы	Доля от общих запасов	Содержание	Запасы	Доля от общих запасов	Содержание	Min отметка	Max отметка	Верт. размах
		<i>t</i>	%	<i>г/т</i>	<i>t</i>	%	<i>г/т</i>	<i>м</i>		
Мусковитовый	Центральное	3,1	12	2,8	10,6	19	12,0	590	770	180
	Западное	2,3	9	2,2	4,8	9	4,0	610	750	140
	Южное	3,3	13	2,0	3,0	5	2,0	650	880	230
	Восточное	1,9	7	2,0	3,3	6	3,0	660	830	170
	Северное	5,6	22	1,6	3,3	6	1,0	740	930	190
	В целом по Мусковитовому участку	16,2	63	2,0	25,0	45	4,4	590	930	340
Новый	Новое	9,8	37	2,2	31,0	55	4,8	560	1040	480
В целом по месторождению		<b>26,0</b>	<b>100</b>	<b>2,05</b>	<b>56,0</b>	<b>100</b>	<b>4,4</b>	<b>560</b>	<b>1050</b>	<b>490</b>

и в его обрамлении – среди вмещающих пород докембрийского возраста. Шток щелочных пород Нового участка приурочен к узлу пересечения разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений.

Щелочнополевошпатовые сиениты, как показано на рис. 2 и 4, образуют тело округлой формы в западной части штока. Размеры тела на современном уровне эрозионного среза составляют  $140 \times 100$  м, а на штольневом горизонте  $+940-132 \times 117$  м, то есть с глубиной его линейные параметры практически не меняются. Разведочным бурением минерализованные сиениты в пределах Нового участка прослежены на глубину до 500 м и более от поверхности [12]. Промышленное оруденение на участке локализовано в геологических границах тела щелочнополевошпатовых сиенитов алданского комплекса, преобразованных за счет проявления гидротермально-метасоматических процессов в гумбеиты кварц-барит-карбонат-адулярового состава. Меланократовые породы тобукского комплекса в западной части штока также гидротермально изменены, но в меньшей степени за счет проявления процессов гумбеитизации.

Среднее содержание золота в продуктивной части рудного тела Нового участка составляет 2,2 г/т при разбросе содержаний по различным рудным пересечениям от 0,9 до 17,8 г/т [12].

**Зона окисления рудных тел Рябинового месторождения.** В пределах как Мусковитового, так и Нового участков получила развитие достаточно мощная зона окисления, распространенная на глубину до 20–30 м и более. Состав гипергенных минералов приведен в табл. 1. Гипергенные изменения руд выражены в частичном или полном замещении сульфидов железа гидроксидами железа и марганца, а также ярозитом. Лимонитовые охры и гидроксида железа (гетит, гидрогетит, гематит, лепидокрокит) образуют натечные формы, псевдоморфно замещая первичные минералы сульфидов железа. Халькопирит замещается новообразованиями малахита, азурита, борнита, ковеллина, куприта и халькозина, галенит – церусситом, а молибденит – вольфрамитом. Внутри этих агрегатов вторичных минералов не редко сохраняются первичные сульфиды, а также встречается самородное золото. При этом содержания золота, серебра и меди в зоне окисления Рябинового месторождения резко возрастают, достигая в отдельных образцах ураганных значений: для золота до 50–60 г/т, серебра до 200 г/т, а меди от 10–15 до 50 %.

**Околорудные метасоматиты.** Исследованием петрографических особенностей гидротермально-метасоматических образований в пределах Рябинового рудного поля в разные годы занималась большая группа геологов. Тем не менее наибольший вклад в изучение гидротермально измененных пород и околорудных метасоматитов Рябинового месторождения внесли А. Н. Угрюмов и Г. П. Дворник [30], А. Я. Кочетков с соавто-

рами [19], В. Г. Ветлужских с соавторами [3] и Г. П. Дворник [5–7].

Этими исследователями было показано, что в пределах Мусковитового и Нового участков Рябинового месторождения проявлен широкий спектр разнофациальных и разностадийных гидротермально-метасоматических образований, сформированных в различных термодинамических обстановках и физико-химических условиях проявления гидротермальной деятельности. Среди них: фениты, эндо- и экзоскарны, эгирин-щелочнополевошпатовые и серицит-микроклиновые метасоматиты, микроклиниты и серицитолиты. При этом было отмечено, что только три последние из перечисленных выше разновидностей гидротермалитов являются рудо-контролирующими. Они были выделены в самостоятельную формацию серицит-микроклиновых метасоматитов [5, 7, 30].

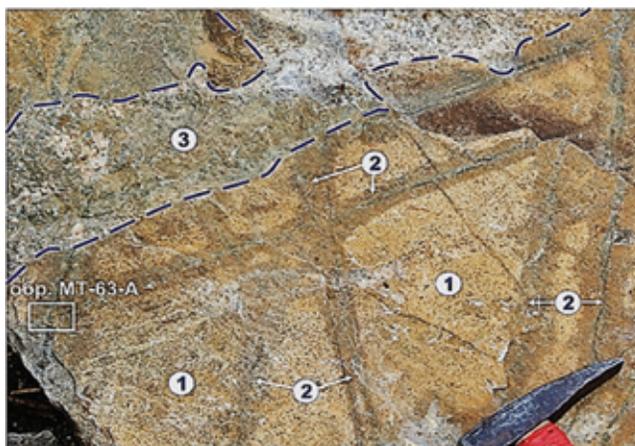
Минералого-петрографическое изучение и картирование ореолов гидротермально измененных пород, проведенное авторами статьи, позволило установить, что процесс внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива сопровождался формированием гидротермально-метасоматической зональности плутоногенного типа.

В околоинтрузивном пространстве сиенитового массива получили широкое распространение приконтактные ореолы скарнирования, фенитизации и щелочноамфиболовой пропилитизации, в размещении которых наблюдаются отчетливые признаки концентрически-зонального строения, унаследованного во многом от эллипсоидной формы самого Рябинового массива.

Во внутренних частях массива гидротермально-метасоматическая зональность представлена ореолами высокотемпературных эгирин-полевошпатовых метасоматитов – фельдшпатитов и сменяющими их во времени средне-низкотемпературных околорудных гумбеитов или карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовых гидротермалитов.

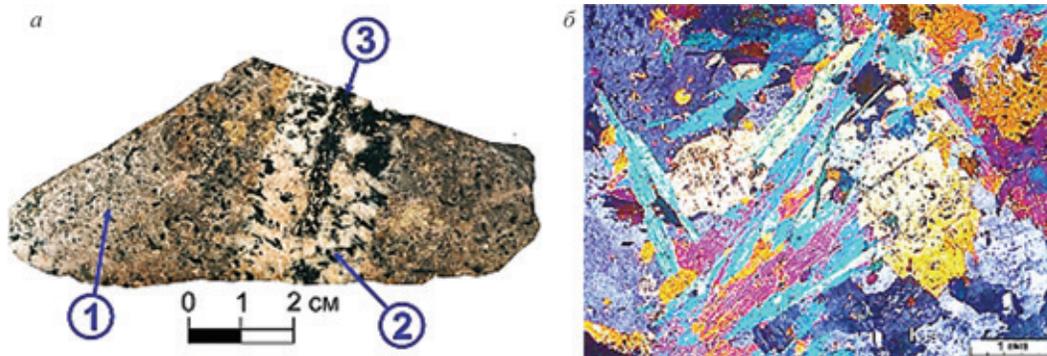
**Эгириновые фельдшпатиты** – типичные автометасоматические объемные гидротермально-метасоматические образования эгирин-щелочнополевошпатового (микроклин-альбитового) состава, проявившиеся в породах Рябинового массива в виде разнообразных по морфологии крупно- и мегакристаллических *пегматитоподобных* агрегатов замещения и перекристаллизации: жил, гнезд и прожилков нередко с параллельно-шестоватым (друзитовым) и радиально-лучистым внутренним строением. В геологической литературе подобные гидротермалиты нередко называют вторичными сиенитами, или вторичными кварцевыми сиенитами, так как они обычно сохраняют внешний «магматогенный» облик замещаемых интрузивных пород [10, 22].

Процессом фельдшпатизации в той или иной степени захвачен практически весь объем магматических пород Рябинового массива, но особенно интенсивно (до 50–80 % новообразований)



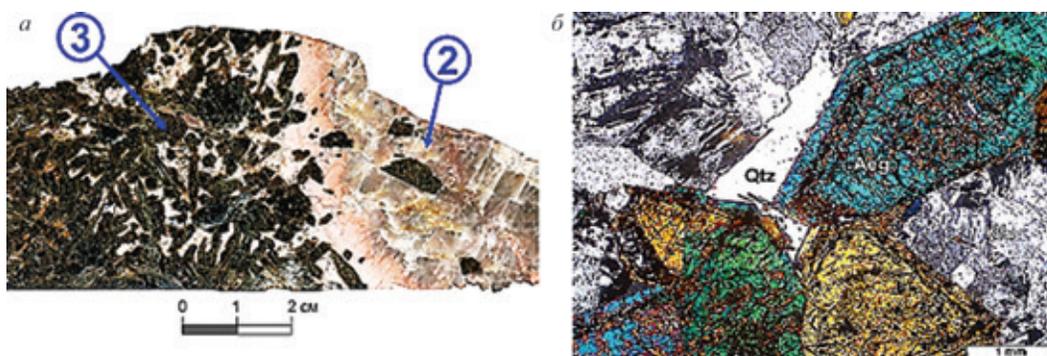
**Рис. 5.** Проявление внутриинтрузивной фельдшпатизации в средне-крупнозернистых щелочнополевошпатовых эгирин-авгитовых кварцевых сиенитах II фазы алданского комплекса. Участок Рябчик, фото обнажения МТ-63. Местоположение обр. МТ-63-А выделено белой рамкой

З о н а 1: исходный среднезернистый эгирин-авгитовый щелочнополевошпатовый сиенит. З о н а 2: прожилковая фельдшпатизация. Серия тонких мощностью от 0,5 до 2 см взаимно пересекающихся прожилков, нередко зонально-построенных, сложенных в осевых частях эгирином (темное), а по периферии – агрегатом альбитизированного микроклина (серое), образуют штокверк с плотностью от 8 до 16 прожилков на 1 м<sup>2</sup> коренной породы. З о н а 3: полнопроявленный фельдшпатит-«пегматит». Прожилки из зоны 2, сливаясь друг с другом (верхняя часть обнажения), формируют обособления жиловидной формы, а также раздувы неправильной формы с мегакристаллическим пегматитоподобным внутренним строением, в которых редкие призматические кристаллы эгирина, достигающие в длину 3–5 см, заключены в крупнокристаллический кварц-щелочнополевошпатовый матрикс фельдшпатита-«пегматита»



**Рис. 6.** Среднезернистый равномернозернистый эгирин-авгитовый кварцевый сиенит II фазы алданского комплекса с фельдшпатитовым зонально-построенным прожилком щелочнополевошпат-эгиринового состава

*a* – фотография обр. МТ-63-А; *б* – микрофотография шлифа из зоны 3, сложенной радиально-лучистым агрегатом эгирина; с анализатором, ув.  $\times 2,5$ . Содержание:  $\text{SiO}_2$  – 63,8;  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  – 4,7;  $\text{MgO}$  – 0,14;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 3,5;  $\text{K}_2\text{O}$  – 10,1%;  $\text{Au}$  – 0,01 г/т;  $\text{Cu}$  – 0,01%



**Рис. 7.** Полнопроявленный зонально-построенный мегакристаллический агрегат фельдшпатита-«пегматита», характеризующий границу двух зон метасоматической колонки: внутренней (зона 3), сложенной на 80–85 % эгирином, и промежуточной (зона 2), состоящей из микроклин-эгиринового парагенезиса, в строении которого альбитизированный микроклин преобладает над эгирином

*a* – фотография обр. 1066; *б* – микрофотография шлифа (с анализатором, ув.  $\times 2,5$ ; Qtz – кварц, Kfs – микроклин, Aeg – эгирин). Содержание:  $\text{SiO}_2$  – 56,5;  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  – 22,1;  $\text{MgO}$  – 0,4;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 7,3;  $\text{K}_2\text{O}$  – 4,5%;  $\text{Au}$  – 0,1 г/т;  $\text{Cu}$  – 0,06%

фельдшпатиты-«пегматиты» проявились в наименее эродированных – эндоконтактовых частях Рябинового массива на гипсометрических отметках выше 700–800 м, а также среди пород его сателлитов. В более глубоко эродированных участках – на гипсометрических отметках ниже 700 м (участок Рябчик) – фельдшпатизация фиксируется, как правило, в виде тонких зонально построенных прожилков микролин-альбит-эгиринового состава, группирующихся в сплошные штокверковые зоны, которые нередко, сливаясь друг с другом, образуют линзо- и жилообразные тела с «пегматитоподобным» внутренним строением (рис. 5).

Макроскопически фельдшпатиты по щелочнополевошпатовым сиенитам – это сероватозеленоватые до зеленовато-серых гидротермальные породы с массивной, реже неравномерно-пятнистой или друзитовой радиально-лучистой текстурой (рис. 6, 7). Под микроскопом можно наблюдать, что мегакристаллические агрегаты фельдшпатитов-«пегматитов» сложены приблизительно на 45–50 % альбитизированным микроклином и на 50–55 % идиоморфными призматическими (нередко игольчатыми) кристаллами эгирина, вытянутыми вдоль длинной оси до 2–3 см и более. Иногда отмечаются реликты первичных пород с короткопризматическими кристаллами магматического эгирина-авгита. Минеральный состав этих метасоматитов варьирует в самых широких пределах: микролин – от 10–15 до 80–90 %, эгирина – от 5–15 до 50–60 %, альбит – от 0 до 10–20 %. Акцессорные минералы представлены цирконом, титанитом (сфеном), гранатом, магнетитом, апатитом и лейкоксенитом.

**Гумбеиты**, или производные средне-низкотемпературного щелочного углекисло-калиевого метасоматоза, впервые были выделены Д. С. Коржинским [14] на примере Гумбейского золото-шеелитового месторождения на Урале. Их термодинамические и физико-химические параметры образования подробно изучены И. П. Шербанем [35], а также В. А. Жариковым и соавторами [9]. В пределах Рябинового рудного поля термин «гумбеит» впервые был применен группой геологов ВСЕГЕИ для характеристики околорудных метасоматитов карбонат-серицит-мусковит-ортоклазового состава [23, 29, 32–34], которые по минералого-петрографическим особенностям соответствуют «мусковит-серицит-микроклиновым, микролин-серицитовым и кварц-адуляровым метасоматитам», выделенным и ранее описанным в работах А. Я. Кочеткова с соавторами [19], В. Г. Ветлужских с соавторами [3] и Г. П. Дворника [7].

Околорудные гумбеитовые изменения проявлены в породах, как правило, в виде тонких мощностью от 2–3 до 10–15 мм прожилков кварц-ортоклаз-серицит-анкеритового состава, а также пятнистых кварц-ортоклаз-анкерит-серицит-мусковитовых агрегатов, пронизывающих весь объем замещаемых пород (рис. 8, 9): сиенитов алданского комплекса, их ранее фельдшпатизи-

рованных разностей, а также меланократовых пород тобукского комплекса. Значительно реже ореолы гумбеитизации проникают во вмещающие Рябиновый массив гранитогнейсы и сланцы протерозойского возраста и терригенно-карбонатные породы плитного комплекса.

Реликты исходных магматических структур в метасоматитах гумбеитового состава практически всегда отсутствуют. Бывшее присутствие идиоморфных кристаллов первичного эгирина-авгита в полнопроявленных гумбеитовых гидротермалитах, сформированных по фельдшпатизированным сиенитам, иногда можно установить по морфологии агрегатных псевдоморфоз вторичных минералов и особенностям их химического состава. Как правило, хорошо оформленные кристаллы эгирина в промежуточных зонах метасоматических колонок гумбеитов замещаются агрегатными псевдоморфозами пирит-кварц-карбонатного состава, во многом сохраняющими внешнюю форму замещаемых кристаллов эгирина (рис. 10, 11). Карбонат в таких крупнокристаллических агрегатных псевдоморфозах по эгирину представлен анкеритом. К нему приурочены микровключения барита, апатита, флюорита и сульфидов – пирита, халькопирита, галенита, теллуридов серебра и золота. Именно с подобными гидротермалитами на Рябиновом месторождении и связано проявление богатой золоторудной минерализации.

В размещении рудоносных ореолов гумбеитизации наблюдается отчетливая закономерность – они приурочены, как правило, к участкам совмещения в пространстве магматических тел, сложенных тектонически нарушенными сиенитами алданского и прорывающими их меланократовыми породами тобукского комплексов.

Среди гумбеитов выделяется две фациальные разновидности – *карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовая (фация G1)*, получившая развитие преимущественно среди сиенитов Рябинового массива в интервале гипсометрических отметок от 550 до 750 м, и *кварц-карбонат-барит-адуляровая (фация G2)*, акцентированно проявленная в породах рудного поля на гипсометрических отметках от 750 до 1100 м и выше (см. рис. 8, 9).

Таким образом, выявленный на современном уровне эрозионного среза латеральный ряд гидротермалитов, по существу, является отражением вертикальной метасоматической зональности, проявившейся на территории Рябинового рудного поля.

На рис. 12 приведена модель-реконструкция вертикальной гидротермально-метасоматической зональности, построенная методом интерполяции всех полученных минералого-петрографических данных по профилю, пересекающему Новый и Мусковитовый участки Рябинового месторождения.

Установленная современная картина в распределении вышерассмотренных зон гидротермальных изменений в пределах площади Мусковитового и Нового участков является, с одной

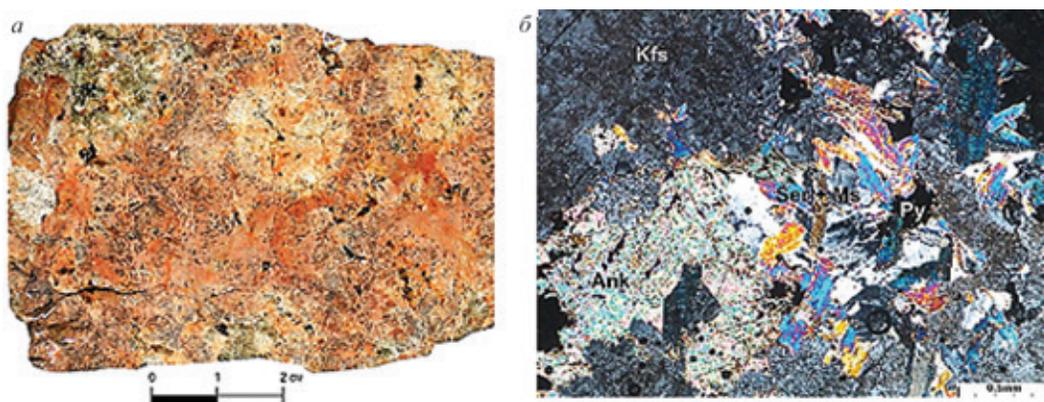


Рис. 8. Сильноинтенсивно гумбеитизированный (фации G1) щелочнополевошпатовый эгирин-авгитовый сиенит алданского комплекса. Мусковитовый участок

*a* – фотография обр. 1004; *б* – микрофотография шлифа (с анализатором, ув.  $\times 5$ ).

В образце сильноинтенсивно проявленная (25–50 % новообразований) гумбеитизация фиксируется в виде автоморфных агрегатов кварц-анкерит-серицит-мусковит-ортоклазового состава, имеющих самую разнообразную морфологию – от небольших по размерам гнездообразных «пятен» до короткопрожилковых выделений, пронизывающих весь объем исходной породы. При этом в образце наблюдаются две разновидности калиевого полевого шпата, различающиеся своей окраской: коричневато-лиловая и желтовато-розовая. Первая из них обусловлена присутствием реликтовых зерен догумбеитового – фельдшпатит-сиенитового микроклина, а вторая – желтовато-розовая разновидность образована более поздним ортоклазом, входящим в состав околорудных гумбеитов. Именно к агрегатам ортоклаза и тяготеют скопления мелкочешуйчатого серицит-мусковита, сопровождаемые обильной вкрапленностью пирита, халькопирита, барита и других сульфидных минералов. Содержание (%):  $\text{SiO}_2$  – 60,9;  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  – 2,4;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,4;  $\text{K}_2\text{O}$  – 13,8;  $\text{CO}_2$  – 0,9; S – 0,1; Ba – 0,1; Cu – 0,02; Au – 0,02 г/т; Ag – 0,2 г/т

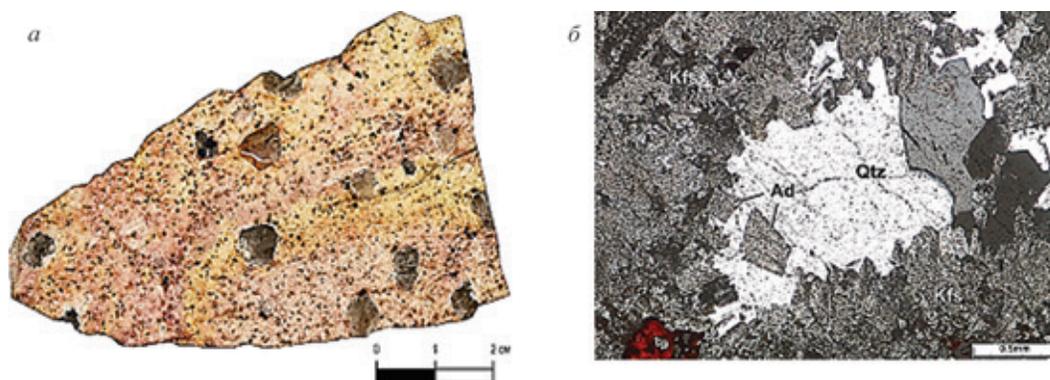


Рис. 9. Обогащенный адуляром полнопроявленный гумбеит фации G2, сформированный по средне-мелкокристаллическим порфиroidным сиенитам и нордмаркитам алданского комплекса. Участок Новый

*a* – фотография обр. 1016; *б* – микрофотография шлифа (с анализатором, ув.  $\times 5$ ).

Образец характеризуется наличием округлых по форме и зональных по строению псевдопорфиroidных выделений адуляр-кварцевого состава, в пределах которых адуляр концентрируется по их периферии, а кварц слагает центральную часть этих агрегатов. В структуре этих псевдопорфиroidных выделений мелкие ромбовидные кристаллы адуляра (Ad) образуют на контактах с матриксом друзовидные агрегаты, в пределах которых идиоморфные окончания кристаллов адуляра ориентированы в одном направлении – в сторону их центра, где доминирует кварц (Qtz).

Содержание (%):  $\text{SiO}_2$  – 66,9;  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  – 3,6;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,22;  $\text{K}_2\text{O}$  – 12,4;  $\text{CO}_2$  – 0,11; S – 0,1; Ba – 0,01; Cu – 0,01; Au – 0,72 г/т; Ag – 10 г/т

стороны, отражением вещественных и структурно-тектонических неоднородностей в строении самого Рябинового массива и его морфологии, а с другой, в условиях сильно расчлененного рельефа (600–1150 м), отражением неравномерного среза современной эрозивной поверхностью трех субпараллельных зон чехольного типа, сменяющих друг друга во внутриинтрузивном пространстве снизу вверх (в направлении вектора максимальной изменчивости): фельдшпатиты-«пегматиты» → гумбеиты карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой

фации (G1) → гумбеиты кварц-карбонат-барит-адулярной фации (G2). То есть в этом ряду гидротермалитов гумбеиты фации G2 занимают самое верхнее звено вертикальной метасоматической колонны.

Установленная в пределах Рябинового рудного поля вертикальная гидротермально-метасоматическая зональность по многим показателям соответствует типовой модели строения вертикальной метасоматической зональности порфиroidного месторождения, предложенной Дж. Лоувелом и Дж. Жильбертом [40] и актуализированной



Рис. 10. «Теневые» структуры замещения игольчатых, удлиненнопризматических и короткопризматических кристаллов эгирина полиминеральными агрегатными псевдоморфозами анкерит-пиритового состава, нередко содержащими в качестве примеси барит, кварц, халькопирит и золото-серебряную минерализацию. Карьер Мусковитового участка, обр. 1007-А

Образец представляет собой интенсивно минерализованный (обогащенный пиритом, халькопиритом и баритом) оруденный кварц-ортоклаз-анкеритовый гидротермалит – гумбеит фации G1, сформированный по крупнокристаллическим щелочнополевошпат-эгириновым агрегатам апосинитовых фельдшпатитов-«пегматитов». В образце от хорошо оформленных кристаллов эгирина остаются только одни внешние контуры – «футляры». При этом их внутреннее содержание претерпевает полное изменение и представлено агрегатными полиминеральными псевдоморфозами анкерит-пиритового и анкерит-барит-пирит-халькопиритового составов.

Содержание (%):  $\text{SiO}_2$  – 42,9;  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  – 17,3;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,3;  $\text{K}_2\text{O}$  – 9,8;  $\text{CO}_2$  – 7,1; S – 7,1; Ba – 1,1; Cu – 0,54; Au – 7,8 г/т; Ag – 7,4 г/т

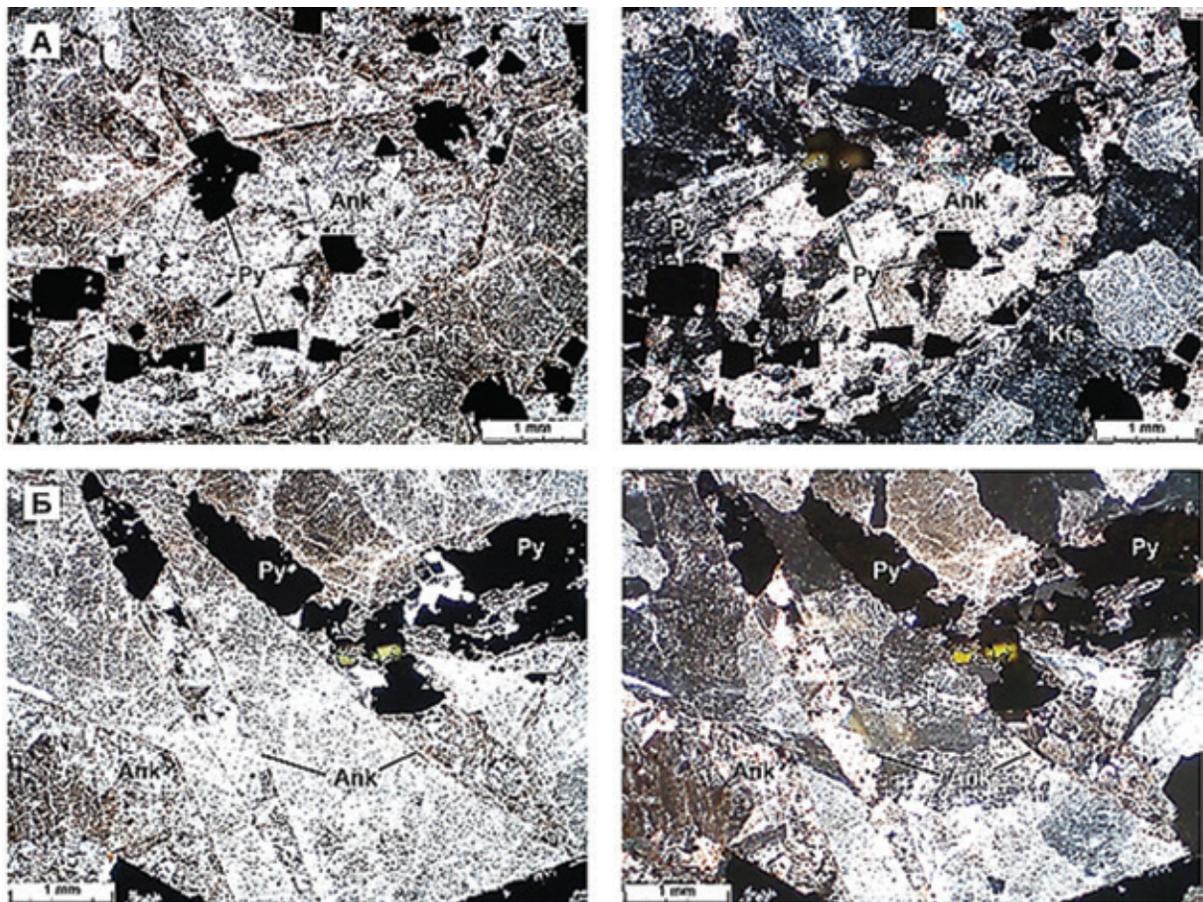


Рис. 11. Микрофотографии шлифов обр. 1007-А, характеризующих особенности проявления «теневых» структур замещения удлиненнопризматических и короткопризматических кристаллов эгирина полиминеральными агрегатными псевдоморфозами анкерит-пиритового состава, нередко содержащими в качестве примеси барит, кварц, халькопирит и золото-серебряную минерализацию (слева – без анализатора, справа – с анализатором, ув.  $\times 2,5$ )

Ank – анкерит, Py – пирит, Kfs – ортоклаз, Ba – барит

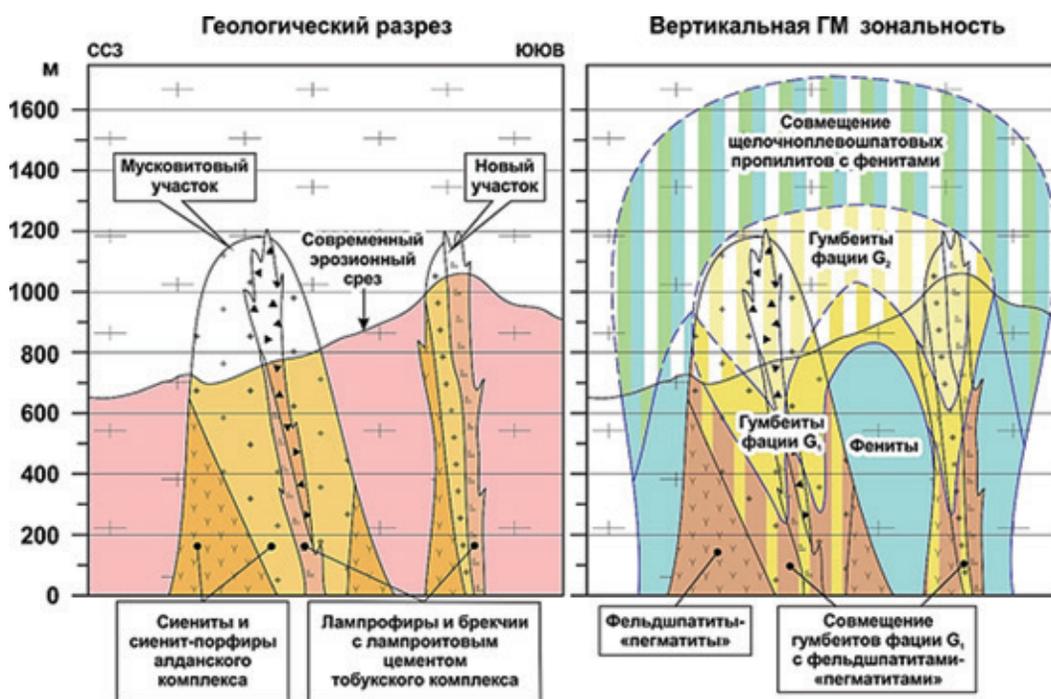


Рис. 12. Модель-реконструкция вертикальной гидротермально-метасоматической зональности Рябинового рудного поля

Р. Силитое [45] по результатам обобщения большого фактического материала по порфировым месторождениям мира.

Главные различия между ними заключаются в преобладании в строении гидротермально-метасоматической зональности Рябинового рудного поля по сравнению с типовой моделью порфировой системы щелочных калинатриевых, калиевых и углекисло-калиевых метасоматитов – фельдшпатитов, фенитов и гумбеитов – при почти полном отсутствии производных кремне-кислотного метасоматоза, таких как березиты, филлизиты и аргиллизиты [4, 20, 24, 25, 46], что, скорее всего, было обусловлено ультракалиевой специализацией ( $K_2O = 8–12\%$ ) самих магматических пород Рябинового массива, предопределивших высокую активность калия в гидротермальных флюидах на всех стадиях постмагматической плутоногенной гидротермальной деятельности.

**Результаты изотопного (U-Pb, Rb-Sr и Re-Os) датирования околорудных метасоматитов Рябинового месторождения.** С целью изотопного (U-Pb, Rb-Sr и Re-Os) датирования гидротермально-метасоматических образований, связанных с внедрением Рябинового сиенитового массива, было изучено пять представительных образцов гидротермалитов, из которых два принадлежат догумбеитовым эгириновым фельдшпатитам-«пегматитам» (обр. МТ-63А и 1028) и три образца – околорудным гумбеитам (обр. МТ-49, 1005 и 1006), замещающим сиениты алданского комплекса.

**U-Pb изотопная система.** Возраст циркона определялся локальным U-Pb методом на вто-

рично-ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике. Для выбора точек датирования в зернах использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (СЛ) циркона.

**Эгириновый фельдшпатит** по сиениту, обр. 1028 и МТ-63-А. В изученных образцах установлены крупные (до 200 мкм в поперечнике) обломки зерен циркона либо бесформенные зерна этого минерала. Удлиненных кристаллов циркона практически нет. Ростовая осцилляционная зональность в темно-серых тонах в СЛ проявлена в меньшем, по сравнению с гумбеитами, количестве зерен. Более характерна секториальная зональность. Также присутствуют зоны изменения циркона, фиксируемые по белому оттенку в СЛ. Они проявлены менее масштабно и занимают не более четверти площади зерен циркона. Было проведено датирование только неизмененных доменов циркона. По 8 точкам обр. 1028 получен конкордантный возраст  $132 \pm 2$  млн лет, а по 9 точкам обр. МТ-63А –  $132,9 \pm 2$  млн лет (рис. 13).

**Гумбеиты** по сиениту, обр. 1005 и МТ-49. Циркон в изученных образцах однотипный. Преобладают зерна удлиненной формы (Ку от 1:2 до 1:3) с выраженным призматическим габитусом. Основная часть зерен представлена цирконом с осцилляционной зональностью с чередованием участков серого и черного оттенка в СЛ. Как правило, осцилляционная зональность контрастна, но в некоторых зернах она затушевана и размыта. Характерной особенностью является присутствие разнообразных по морфологии зон

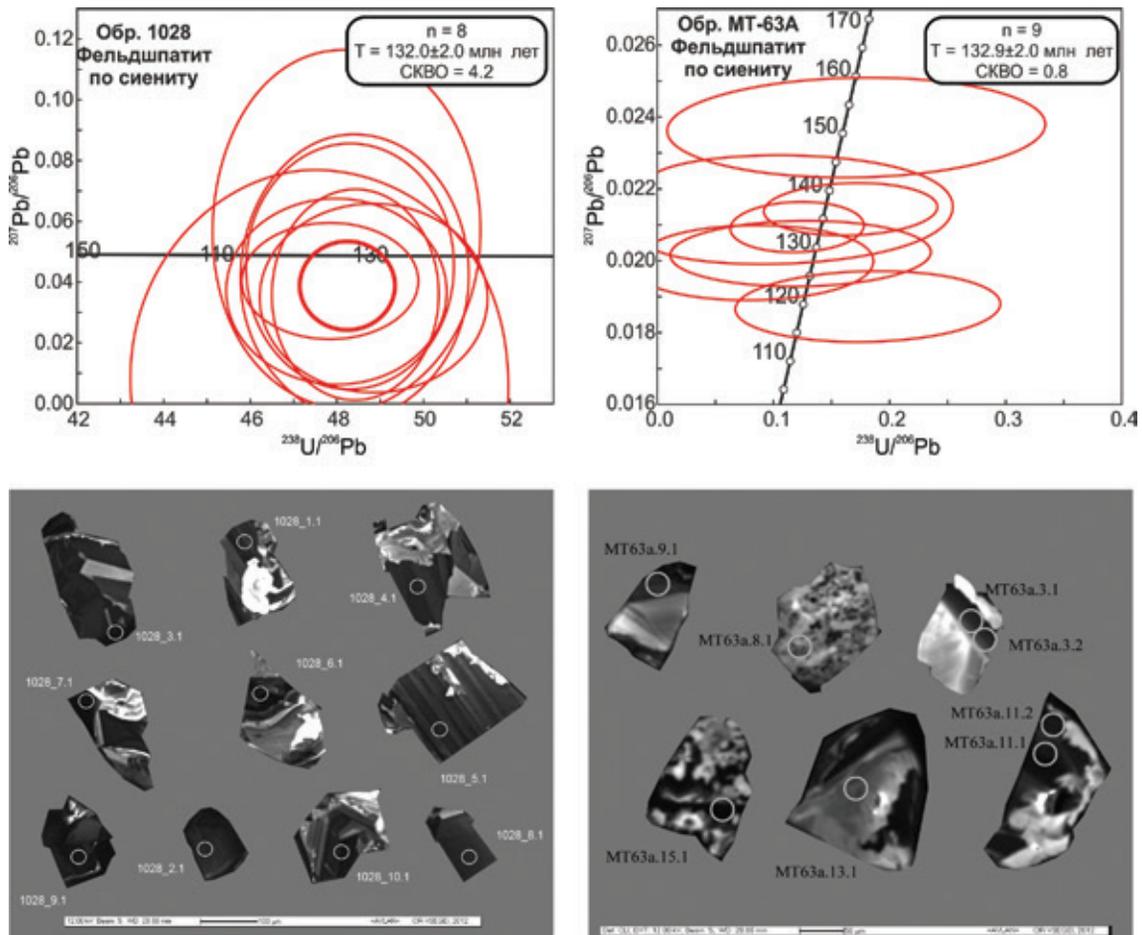


Рис. 13. Результаты U-Pb датирования фельдшпатитов-«пегматитов» (обр. 1028 и МТ-63А), сформированных по сиенитам адданского комплекса и характеризующих возраст высокотемпературного щелочного К-На метасоматоза, обусловленного процессом внедрения сиенитов Рябинового массива

Вверху —  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  диаграммы с конкордиями для цирконов из фельдшпатитов-«пегматитов» по сиенитам; внизу — катодолюминесцентные изображения изученных зерен цирконов с местоположением точек измерений

изменения циркона, контрастно выделяющихся белым оттенком в CL. Эти зоны изменения тяготеют к краям зерен, но могут занимать и до половины площади зерна.

U-Pb датирование циркона оказалось сопряжено с трудностями в связи с высоким содержанием нерадиогенного свинца — до 84 % в измененном цирконе белого цвета в CL и до 48 % в цирконе с осцилляционной зональностью. По данным вероятностной гистограммы (рис. 14), построенной для значений  $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$  возраста, наиболее вероятное по положению пика на гистограмме значение возраста кристаллизации циркона с осцилляционной зональностью — около 133–134 млн лет, а возраст метасоматического изменения циркона — около 125 млн лет. Поскольку индивидуальные определения  $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$  возраста имеют погрешность до  $\pm 5-7$  млн лет, то различие во времени образования двух генераций циркона фиксируется на грани аналитической погрешности метода.

**Rb-Sr изотопная система.** Работы по определению радиологического возраста метасоматитов

Rb-Sr методом выполнялись в ЦИИ ВСЕГЕИ на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме по трем образцам: обр. 1028 — фельдшпатит и обр. 1005 и 1006 — гумбеиты.

Использованные образцы в целом оказались подходящими для датирования Rb-Sr методом, так как в каждом из них был обеспечен диапазон вариаций отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , приемлемый для построения надежных изохронных зависимостей. Однако в обр. 1006 оказалась относительно большая ошибка определения возраста и слишком большое для трехточечной изохроны значение параметра SKBO, что, скорее всего, было связано либо с неполной гомогенизацией изотопного состава стронция между минералами в начальных условиях, либо с частичным нарушением замкнутости Rb-Sr системы после образования данной породы.

Результаты датирования приведены в табл. 3. На их основе было построено четыре изохроны, две из которых в качестве примеров приведены на рис. 15. Радиологический Rb-Sr возраст

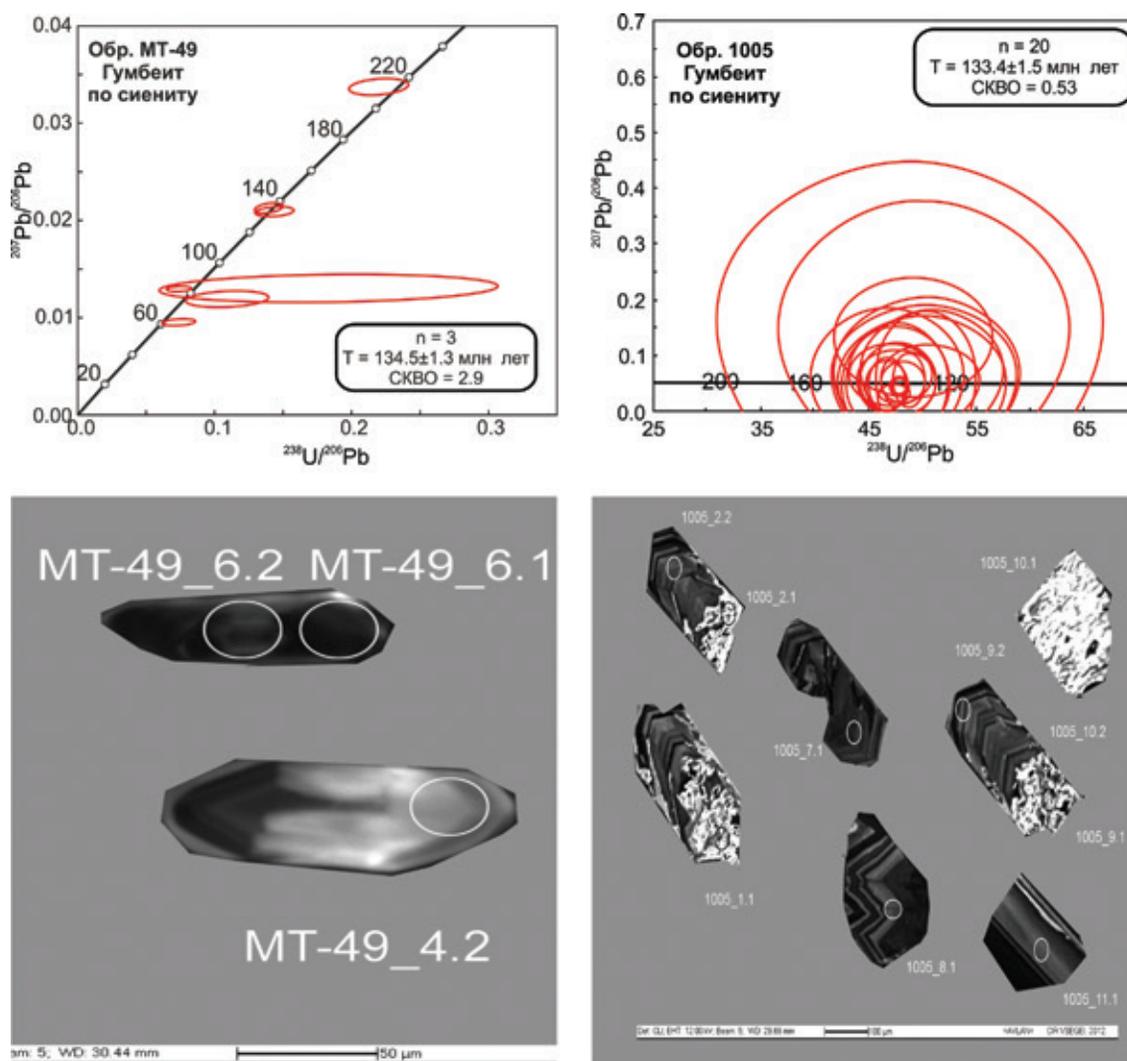


Рис. 14. Результаты U-Pb датирования гумбеитов (обр. MT-49 и 1005), сформированных по сиенитам алданского комплекса и характеризующих возраст средне-низкотемпературного щелочного углекисло-калиевого метасоматоза, обусловленного процессом внедрения сиенитов Рябинового массива

Вверху —  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  —  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  диаграммы с конкордиями для цирконов из гумбеитов по сиенитам; внизу — катодоллюминесцентные изображения изученных зерен цирконов с местоположением точек измерений

формирования фельдшпатитов получился равным  $143 \pm 4$  млн лет, а гумбеитов —  $139 \pm 1,3$  млн лет.

**Re-Os изотопная система.** Определение радиологического возраста рудоносных гумбеитов Рябинового месторождения проводилось Re-Os методом в ЦИИ ВСЕГЕИ (исполнитель — Р. Ш. Крымский) по монофракциям пирита и халькопирита, выделенным из обр. 1005 и 1006.

Измерение изотопного состава и определение концентрации Re осуществлялось на одноколлекторном масс-спектрометре с индукционно-связанной плазмой ICP-MS ELEMENT-2 (Thermo) по стандартной методике. Изотопный состав осмия измерялся на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton (Thermo) в статическом режиме в отрицательно заряженных ионах на коллекторах Фарадея. Для коррекции приборного масс-фракционирования использовалась величина

природного отношения  $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3,092016$ . Для стандартизации условий измерений во время аналитической сессии производилось измерение внутреннего лабораторного стандарта Mainz с изотопным отношением  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,107002 \pm \pm 0,000020$ .

Результаты датирования приведены в табл. 4. На основе полученных результатов были построены две изохроны по обр. 1005 и 1006 (см. рис. 15), где показано, что радиологический Re-Os возраст формирования околорудных гумбеитов Рябинового месторождения оценивается значениями в  $129 \pm 1,2$  и  $129 \pm 2,9$  млн лет, которые хорошо согласуются с радиологическим возрастом гумбеитов, полученным U-Pb методом по цирконам — 125–134 млн лет и в меньшей степени Rb-Sr методом по калиевым полевым шпатам, серицитам и по породе в целом —  $139 \pm 1,3$  млн лет.

Таблица 3

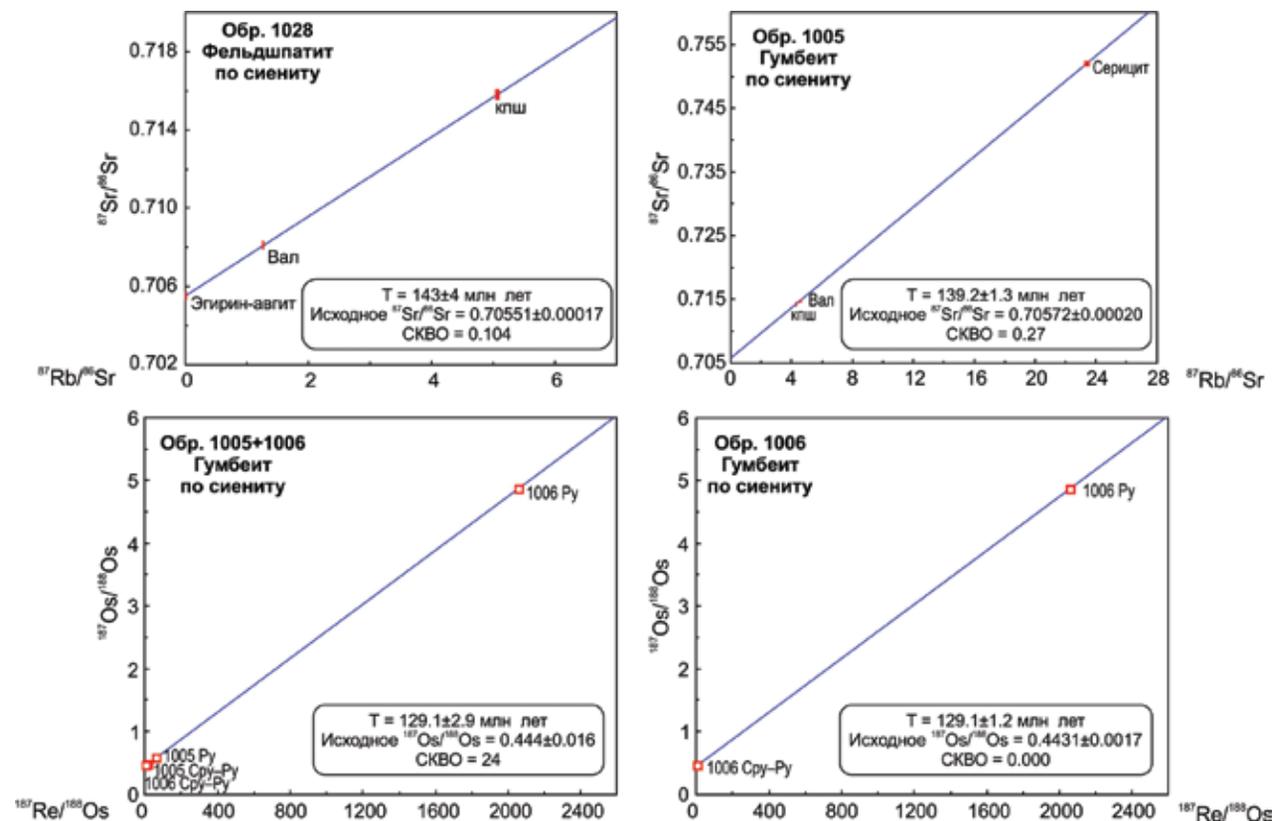
**Результаты Rb-Sr анализа фельдшпатитов и околорудных гумбеитов Рябинового месторождения**

Порода	Номер образца	Минерал/порода	Rb, г/т	Sr, г/т	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Ошибка, ±
Оруденелый гумбеит по сиениту (кварц-серицит-ортоклазовый метасоматит)	1005	Порода (вал)	178,3	113,3	4,550	0,714677	12
		Ортоклаз	176,0	119,1	4,275	0,714214	14
		Серицит	180,9	22,43	23,41	0,752034	10
	1006	Порода (вал)	181,9	67,97	7,744	0,721263	15
		Ортоклаз	190,8	66,73	8,274	0,721771	42
		Серицит	181,2	17,25	30,54	0,766897	35
Эгирин-микроклиновый фельдшпатит по сиениту	1028	Порода (вал)	138,7	316,3	1,267	0,708122	10
		Микроклин	234,0	133,6	5,065	0,715825	11
		Эгирин	1,433	352,1	0,0118	0,705518	10

Таблица 4

**Результаты Re-Os анализа сульфидов из порфировых руд Рябинового месторождения**

Номер образца	Минерал	Масса, г	Re сумма, мг/т	Os сумма, мг/т	<sup>187</sup> Re/ <sup>188</sup> Os	<sup>187</sup> Os/ <sup>188</sup> Os	Ошибка, %	Ошибка
1005	Халькопирит	0,05687	1,277	2,6772	18,155	1,327	0,47733	0,325
	Пирит	0,0295	6,021	0,5052	60,489	2,070	0,58131	0,376
1006	Халькопирит	0,0933	0,553	0,4850	5,699	1,265	0,45539	0,374
	Пирит	0,10474	5,120	0,0193	2057,046	0,784	4,87105	0,508



**Рис. 15. Результаты Rb-Sr и Re-Os изотопного датирования постмагматических фельдшпатитов-«пегматитов» и гумбеитов, сформированных за счет сиенитов алданского комплекса**

Вверху – диаграммы в координатах <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr с модельными изохронами, построенными через точки: эгирин – валовая проба – микроклин для фельдшпатитов (обр. 1028) и ортоклаз – валовая проба – серицит для гумбеитов (обр. 1005), характеризующими модельный возраст формирования этих околорудных метасоматитов; внизу – диаграммы в координатах <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os – <sup>187</sup>Re/<sup>188</sup>Os с изохронами, построенными по обр. 1005 и 1006 (пирит и халькопирит) и характеризующими возраст формирования сульфидной рудной минерализации Рябинового золото-медно-порфирового месторождения

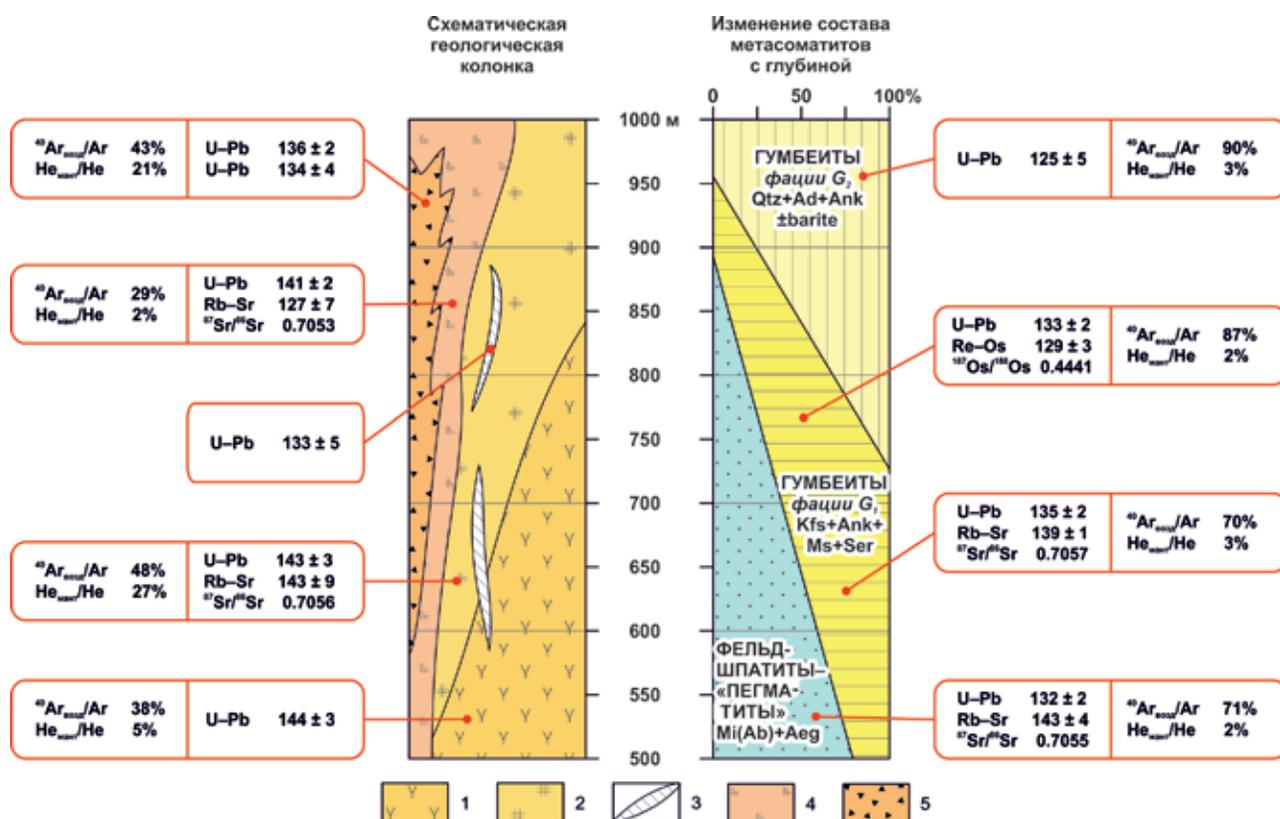
Для всей совокупности изученных образцов (для всех изохрон) отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  составляет 0,444, что, как и в случае с Rb-Sr геохронометром, однозначно свидетельствует о том, что в процессе формирования щелочных магматических пород, метасоматитов и золото-медно-порфирового оруденения Рябинового месторождения происходило смешение изотопных характеристик мантийного и корового вещества.

Таким образом, на основе использования трех независимых изотопных геохронометров (U-Pb, Rb-Sr и Re-Os) удалось установить, что внутриинтрузивные метасоматиты – эгириновые фельдшпатиты и околорудные гумбеиты – оказались незначительно оторванными во времени от момента завершения процесса магматической кристаллизации пород алданского и тобукского комплексов. Высокотемпературные эгириновые фельдшпатиты сформировались в интервале 132–143 млн лет, а сменяющие их во времени околорудные гумбеиты – в интервале 125–139 млн лет (рис. 16).

**Геохимия изотопов благородных газов.**  
Изучение изотопии благородных газов ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,

$^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ) в газовой-жидких включениях из метасоматитов Муковитового и Нового рудоносных участков проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, разработанной Э. М. Прасоловым [26]. На примере исследования двух образцов фельдшпатитов (обр. 1041 и 1066) и шести образцов гумбеитов фаций G1 и G2 (обр. 1001, 1005, 1007A, 1013, 1015 и 1031) было показано (табл. 5, 6; см. рис. 16), что доля воздушного аргона в вертикальной колонне гидротермально измененных пород Рябинового месторождения закономерно увеличивается с 70% в подрудных фельдшпатитах-«пегматитах» (на гипсометрических отметках 600–650 м) до 87% в гумбеитах карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой фации G1 (на отметках 700–800 м), достигая максимума в 96% в гумбеитах кварц-карбонат-барит-адуляровой фации G2 (на отметках выше 950 м) в пределах Нового рудоносного участка.

При этом доля мантийного гелия в метасоматитах и рудах остается крайне низкой ( $\leq 2-3\%$ ) на всем интервале глубин вертикальной колонны метасоматитов, что свидетельствует об активном участии на завершающих стадиях процесса рудообразования на Рябиновом месторождении



**Рис. 16.** Сводная диаграмма, иллюстрирующая изменение с глубиной состава околорудных метасоматитов и их изотопных характеристик (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ,  $^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}/\text{Ar}$ ,  $\text{He}_{\text{мантий}}/\text{He}$ ) в пределах Муковитового и Нового участков Рябинового месторождения

Все изотопные датировки магматических пород Рябинового сиенитового массива и связанных с его внедрением околорудных метасоматитов, полученные U-Pb, Rb-Sr и Re-Os методами, приведены на диаграмме в млн лет

1–3 – магматические породы алданского комплекса (1 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты и нордмаркиты I фазы, 2 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты и нордмаркиты II фазы, 3 – сиенит-порфиры дайковой серии); 4, 5 – магматические породы тобукского комплекса (4 – габбромонциты, монцодиориты, меланократовые сиениты, флогопит-пироксеновые лампрофиры, 5 – эруптивные брекчии с лампроитовым цементом)

## Гелий и неон в газовой-жидких включениях из магматических пород и околорудных

Комплексы магматических и метасоматических пород	Порода, тип околорудных метасоматитов	Номер образца	Н, м	He 10 <sup>-6</sup> , см <sup>3</sup> /г	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He 10 <sup>-6</sup> измерен.	
Алданский комплекс	Эгирин-авгитовые щелочнополевошпатовые сиениты	1021	957	0,36	<b>3,26</b>	
		1023	555	0,089	<b>0,889</b>	
		1025	660	0,092	<b>0,365</b>	
Тобукский комплекс	Срх-Phl лампрофиры	1019	945	0,58	<b>0,302</b>	
	Эруптивные брекчии с лампроитовым цементом	1003	753	0,44	<b>2,76</b>	
		1040	812	0,088	<b>2,14</b>	
Метасоматиты, связанные с процессом внедрения Рябинового сиенитового массива	Эгирин-содержащие фельдшпатиты-«пегматиты» по сиенитам	1041	815	0,055	<b>0,405</b>	
		1066	755	0,32	<b>0,202</b>	
	Гумбеитизированные лампрофиры и сиениты	1031	732	0,048	<b>0,609</b>	
		1001	757	2,02	<b>0,258</b>	
	Гумбеиты фации G1 (Kfs+Ms/Ser+Ank+/-Py, Qtz) по сиенитам	1005	758	0,36	<b>0,20</b>	
		1007-A	760	2,77	<b>0,376</b>	
	Гумбеиты фации G2 (Qtz+Ad+Ank+Ser+/-Bar, Py) по сиенитам	1013	945	0,35	<b>0,276</b>	
		1015	950	0,22	<b>0,487</b>	

Примечание. Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме.  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times 10^{-6}$  корр. – значение изотопного отношения, рассчитанное по соотношению  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ , т. е. на изотопный состав «глубинного» гелия.  $R_A$  – скорректированное отношение изотопов ( $1,4 \times 10^{-6}$ ).  $\text{He}_{\text{мант}}/\text{He}$  – доля мантийного гелия, рассчитанная для значений  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в верхней мантии  $1,2 \times 10^{-5}$  и  $2 \times 10^{-8}$  в земной

## Аргон в газовой-жидких включениях из магматических пород и околорудных

Комплексы магматических и метасоматических пород	Порода, тип околорудных метасоматитов	Номер образца	Н, м	Ar 10 <sup>-6</sup> , см <sup>3</sup> /г	<sup>40</sup> Ar/ <sup>36</sup> Ar	
Алданский комплекс	Эгирин-авгитовые щелочнополевошпатовые сиениты	1021	957	9,32	622,0	
		1023	555	4,99	853,5	
		1025	660	2,62	703,6	
Тобукский комплекс	Срх-Phl лампрофиры	1019	945	4,80	1032,2	
	Эруптивные брекчии с лампроитовым цементом	1003	753	4,01	722,7	
		1040	812	4,28	647,2	
Метасоматиты, связанные с процессом внедрения Рябинового сиенитового массива	Эгирин-содержащие фельдшпатиты-«пегматиты» по сиенитам	1041	815	12,48	410,2	
		1066	755	6,98	418,7	
	Гумбеитизированные лампрофиры и сиениты	1031	732	2,75	408,7	
		1001	757	7,04	437,5	
	Гумбеиты фации G1 (Kfs+Ms/Ser+Ank+/-Py, Qtz) по сиенитам	1005	758	3,91	357,1	
		1007-A	760	13,66	324,2	
	Гумбеиты фации G2 (Qtz+Ad+Ank+Ser+/-Bar, Py) по сиенитам	1013	945	10,50	309,6	
		1015	950	3,09	352,2	

Примечание. Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме. Н – гипсометрическая отметка.

Таблица 5

## метасоматитов Рябинового рудного поля

$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ измерен.	$^3\text{He}/^4\text{He}$ $10^{-6}$ корр.	$R_A$ корр.	$\text{He}_{\text{мант}}/\text{He}$ , %	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$
32,4	3,28	2,33	<b>27,0</b>	<b>0,07</b>
13,4	0,88	0,64	<b>7,1</b>	<b>0,03</b>
23,5	0,35	0,26	<b>2,8</b>	<b>0,06</b>
150	0,30	0,22	<b>2,3</b>	<b>0,17</b>
72,2	2,77	1,97	<b>23,0</b>	<b>0,19</b>
24,4	2,15	1,53	<b>18,0</b>	<b>0,04</b>
2,4	0,25	0,29	<b>2,0</b>	<b>0,02</b>
28,9	0,19	0,145	<b>1,4</b>	<b>0,15</b>
31,5	0,60	0,44	<b>4,8</b>	<b>0,06</b>
28,4	0,24	0,184	<b>1,9</b>	<b>0,88</b>
71,4	0,20	0,144	<b>1,5</b>	<b>0,54</b>
60,2	0,37	0,27	<b>2,9</b>	<b>2,30</b>
20,9	0,26	0,20	<b>2,0</b>	<b>0,74</b>
65,4	0,48	0,35	<b>3,9</b>	0,44

шения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, топов гелия, нормированное на таковое в атмосферном гелии коре. Н – гипсометрическая отметка пробоотбора, м.

Таблица 6

## метасоматитов Рябинового рудного поля

$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} 10^{-6}$ , $\text{см}^3/\text{г}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{возл}}/\text{Ar}$ , %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}/\text{Ar}$ , %	$^{40}\text{Ar}_{\text{возл}}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$
4,89	47,5	52,5	<b>0,9</b>
3,26	34,6	65,4	<b>0,5</b>
1,52	42,0	58,0	<b>0,7</b>
3,43	28,6	71,4	<b>0,4</b>
2,37	40,9	59,1	<b>0,7</b>
2,32	45,7	54,3	<b>0,8</b>
3,49	<b>72,1</b>	<b>27,9</b>	<b>2,6</b>
2,05	<b>70,6</b>	<b>29,4</b>	<b>2,4</b>
0,76	<b>72,3</b>	<b>27,7</b>	<b>2,6</b>
2,28	<b>67,6</b>	<b>32,4</b>	<b>2,1</b>
0,67	<b>82,8</b>	<b>17,2</b>	<b>4,8</b>
1,21	<b>91,2</b>	<b>8,8</b>	<b>10,4</b>
0,47	<b>95,5</b>	<b>4,5</b>	<b>21,2</b>
0,50	<b>83,9</b>	<b>16,1</b>	5,2

преимущественно вадозных вод вмещающих пород, преобразованных в термоградиентном поле Рябинового сиенитового массива в гидротермальные растворы. Тогда как формирование дорудных высокотемпературных *фельдшпатитов-«пегматитов»* было обусловлено, скорее всего, воздействием на вмещающие сиениты магматогенных гидротермальных флюидов преимущественно ювенильного происхождения.

Полученные данные практически полностью совпадают с выводами, к которым пришли Е. А. Басков [1], В. И. Сотников с соавторами [28], исследовавшие гидротермалиты Сорского Cu-Mo-порфирового месторождения, а также Х. Тэйлор и С. Шеппард [43, 44, 47–49] по результатам изучения изотопов кислорода и водорода в газовой-жидких включениях минералов из различных типов гидротермально измененных пород порфировых месторождений мира. Кроме того, на это же указывают и результаты работ И. А. Загрузиной с соавторами [8], исследовавших изотопный состав серы сульфидов из руд Рябинового месторождения.

**Выводы.** 1. Медно-золото-порфировое оруденение Рябинового месторождения связано с одноименным интрузивным массивом, в строении которого установлено две группы разновозрастных высококалийевых магматических пород. Ранняя группа лейкократовых пород преобладает по объему и включает разнообразные сиениты алданского комплекса. Поздняя группа меланократовых пород является подчиненной по объему и представлена щелочными габброидами, лампрофирами и эруптивными брекчиями тобукского комплекса, слагающими многочисленные дайки и малые штокообразные тела, к экзоконтактовым участкам которых и приурочено промышленно значимое оруденение, локализованное в тектонически нарушенных и гидротермально измененных сиенитах алданского комплекса.

2. На территории Рябинового золото-медно-порфирового месторождения рудная минерализация приурочена к участкам проявления многостадийного метасоматоза, сформировавшегося в две главные стадии. В первую, дорудную, стадию, были образованы высокотемпературные калиево-натриевые метасоматиты – *эгириновые фельдшпатиты*, во вторую – средне-низкотемпературные околорудные *гумбеиты* в виде двух фациальных разновидностей – *карбонат-серицит-мусковит-ортотлазовой* и *кварц-карбонат-барит-адуляровой*. Установлено, что *гумбеиты* первой фациальной разновидности маркируют нижнюю и центральную части вертикальной рудно-метасоматической зональности, в то время как *гумбеиты* второй фациальной разновидности – ее верхние горизонты.

3. На основе использования трех независимых изотопных геохронометров (U-Pb, Rb-Sr и Re-Os) установлено, что внутриинтрузивные метасоматиты – *эгириновые фельдшпатиты* и околорудные *гумбеиты* – оказались незначительно

оторванными во времени от момента завершения процесса магматической кристаллизации пород алданского и тобукского комплексов. Высокотемпературные *эгириновые фельдшпаты* сформировались в интервале 132–143 млн лет, а сменяющие их во времени окологорные *гумбеиты* – 125–139 млн лет. Таким образом, суммарный возрастной интервал становления щелочных пород и метасоматитов Рябинового массива оценивается значением в 18–20 млн лет, что хорошо согласуется с данными по математическому и физико-химическому моделированию термической истории остывающих гранитоидных плутонов, близких с Рябиновым массивом по размеру и глубине становления [38, 42].

4. Изучение изотопного состава благородных газов – аргона, гелия и неона ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ) позволило установить, что в процессе рудообразования на Рябиновом месторождении активное участие принимали вадозные воды вмещающих интрузию пород, превращенные в гидротермальные флюиды в термоградиентном поле Рябинового сиенитового массива.

1. Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. – Л.: Недра, 1976. – 199 с.

2. Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н., Дорожкина Л. А. Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана // Крупные и суперкрупные месторождения полезных ископаемых: в 3 т. / ред. Н. П. Лаверов, Ю. Г. Сафонов. Т. 2: Стратегические виды рудного сырья. – М.: Изд-во ИГЕМ РАН, 2006. – С. 215–240.

3. Ветлужских В. Г. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В. Г. Ветлужских, В. И. Казанский, А. Я. Кочетков, В. М. Яновский // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44, № 6. – С. 467–499.

4. Грабежев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). – Екатеринбург: Наука, 1992. – 199 с.

5. Дворник Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. – 2009. – № 2. – С. 56–66.

6. Дворник Г. П. Распределение золота и серебра в рудных телах Рябинового и Нового месторождений (Алданский щит) // Литосфера. – 2011. – № 4. – С. 119–130.

7. Дворник Г. П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. – 329 с.

8. Загрузина И. А., Голубчина М. Н., Кочетков А. Я. и др. Изотопный состав серы сульфидов в щелочном массиве Центрального Алдана // ДАН СССР. – 1983. – Т. 271, № 2. – С. 405–407.

9. Жариков В. А. Метасоматизм и метасоматические породы / В. А. Жариков [и др.]. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.

10. Казицын Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. – Л.: Недра, 1972. – 145 с.

11. Ким А. А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. – С. 93–108.

12. Кислый А. В., Сотникова О. В., Уткина Н. Е. и др. Отчет о результатах пересчета запасов золоторудного месторождения Рябиновое в Алданском районе Республики Саха (Якутия) по состоянию на 01.06.2011. Кн. 1. – СПб.: ООО «Арджейси Консалтинг»; ООО «Рябиновое», 2011. – 250 с.

13. Коваленкер В. А. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, России) / В. А. Коваленкер, И. К. Мызников, А. Я. Кочетков, В. Б. Наумов // Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38, № 4. – С. 345–356.

14. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарных месторождений меди // Труды ИГН АН СССР, вып. 68. – М.: АН СССР, 1948. – 48 с.

15. Кочетков А. Я. О новом типе медно-порфирового оруденения // ДАН СССР. – 1982. – Т. 267, № 2. – С. 430–432.

16. Кочетков А. Я. Медно-порфировое оруденение зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита // Тектоника Сибири. Т. 12: Тектоника активизированных областей. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 130–140.

17. Кочетков А. Я. Молибден-медно-золото-порфировое месторождение Рябиновое // Отечеств. геология. – 1993. – № 7. – С. 50–58.

18. Кочетков А. Я. Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25, № 1. – С. 62–73.

19. Кочетков А. Я., Пахомов В. Н., Попов А. Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 79–110.

20. Кривцов А. И., Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Медно-порфировые месторождения. – М.: Изд-во ЦНИГРИ, 2001. – 232 с.

21. Лукашенко С. В., Пилипенко Г. Н. Новый геолого-промышленный тип золото-порфировых месторождений (на примере Рябиновского месторождения) // Разведка и охрана недр. – 2012. – № 2. – С. 35–38.

22. Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. – 143 с.

23. Молчанов А. В. Эльконский золото-урановорудный узел (Южная Якутия): Основные черты геологического строения, петрографо-геохимические особенности гидротермально-метасоматических образований и рудоносности / А. В. Молчанов, В. В. Шатов, А. В. Терехов, В. Н. Белова, А. В. Радьков, В. В. Семенова, О. Л. Соловьев, Н. В. Шатова // Регион. геология и металлогения. – 2012. – № 50. – С. 80–101.

24. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). – Л.: Недра, 1978. – 275 с.

25. Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. – М.: Наука, 1977. – 204 с.

26. Прасолов Э. М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. – Л.: Недра, 1990. – 280 с.

27. Соловьев С. Г. Металлогения шощонитового магматизма: в 2 т. Т. 1. – М.: Научный мир, 2014. – 528 с.

28. Сотников В. И., Полювянный Э. И., Проскураков А. А. Об участии вадозных вод в формировании Сорского месторождения // Геология и геофизика. – 1973. – № 2. – С. 124–128.

29. Терехов А. В. Два типа рудоносных гумбеитов Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия) / А. В. Терехов, А. В. Молчанов, Н. В. Шатова, В. Н. Белова // Регион. геология и металлогения. – 2014. – № 60. – С. 71–86.

30. Угрюмов А. Н., Дворник Г. П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит) // Сов. геология. – 1984. – № 9. – С. 84–94.

31. Шатов В. В. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) / В. В. Шатов, А. В. Молчанов, Н. В. Шатова, С. А. Сергеев, В. Н. Белова, А. В. Терехов, А. В. Радьков, О.Л. Соловьев // Регион. геология и металлогения. – 2012. – № 51. – С. 62–78.
32. Шатова Н. В. Петрография и геохимия щелочных интрузивных пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Материалы 2-й Междунар. науч.-практич. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (8–11 февраля 2011 г.). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. – С. 343–347.
33. Шатова Н. В. Геохимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Южная Якутия) как основа прогноза золото-медно-порфирового оруденения // Материалы IV Междунар. науч.-практич. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (16–20 февраля 2015 г.). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. – С. 302–305.
34. Шатова Н. В. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона / Н. В. Шатова, С. Г. Скублов, А. Е. Мельник, В. В. Шатов, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, С. А. Сергеев // Регион. геология и металлогения. – 2017. – № 69. – С. 33–48.
35. Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). – Новосибирск: Наука, 1975. – 200 с.
36. Bath A. V., Cooke D. R., Friedman R. M., Faure K., Kamenetsky V. S., Tosdal R. M., Berry R. F. Mineralization, U-Pb geochronology, and stable isotope geochemistry of the Lower Main Zone of the Lorraine deposit, North-Central British Columbia: A replacement-style alkaline Cu-Au porphyry // *Econ. Geology*. – 2014. – Vol. 109. – P. 979–1004.
37. Byrne K., Tosdal R. M. Genesis of the Late Triassic Southwest zone breccia-hosted alkaline porphyry Cu-Au deposit, Galore Creek, British Columbia, Canada // *Econ. Geology*. – 2014. – Vol. 109. – P. 915–938.
38. Cathles L. M. An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling // *Econ. Geology*. – 1977. – Vol. 72. – P. 804–826.
39. Devine F. A. M., Chamberlain C. M., Davies A. G. S., Friedman R., Baxter P. Geology and district-scale setting of Tilted alkaline porphyry Cu-Au mineralization at the Lorraine deposit, British Columbia // *Econ. Geology*. – 2014. – Vol. 109. – P. 939–977.
40. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Econ. Geology*. – 1970. – Vol. 65, N 4. – P. 373–408.
41. Muller D., Groves D. I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization // *Mineral Resource Reviews*. – Heidelberg: Springer-Verlag, 2016. – 311 p.
42. Norton D., Knight J. Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons // *American Journal of Science*. – 1977. – Vol. 277. – P. 937–981.
43. Sheppard S. M. F., Nielsen R. L., Taylor H. P., Jr. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits // *Econ. Geology*. – 1971. – Vol. 66, N 4. – P. 515–542.
44. Sheppard S. M. F., Taylor H. P., Jr. Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montana // *Econ. Geology*. – 1974. – Vol. 69, N 6. – P. 926–946.
45. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // *Econ. Geology*. – 2010. – Vol. 105, N 1. – P. 3–41.
46. Sinclair W. D. Porphyry deposits / W. D. Goodfellow (ed.) // *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. – 2007. – N 5. – P. 223–243.
47. Taylor H. P., Jr. Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, Western Cascade Range, Oregon // *Journal of Geophysical Research*. – 1971. – Vol. 76, N 32. – P. 7855–7874.
48. Taylor H. P., Jr. O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> evidence for meteoric-hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and Goldfield Mining Districts, Nevada // *Econ. Geology*. – 1973. – Vol. 68, N 6. – P. 747–764.
49. Taylor H. P., Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // *Econ. Geology*. – 1974. – Vol. 69, N 6. – P. 843–883.
50. Wolfe R. C., Cooke D. R. Geology of the Didipio region and genesis of the Dinkidi alkaline porphyry Cu-Au deposit and related pegmatites, Northern Luzon, Philippines // *Econ. Geology*. – 2011. – Vol. 106, N 8. – P. 1279–1315.

1. Baskov E. A. Paleogidrogeologicheskij analiz pri metallogenicheskikh issledovaniyah [Palaeohydrogeological analysis in the metallogenetic investigations]. Leningrad: Nedra. 1976. 199 p.

2. Boitsov V. E., Pilipenko G. N., Dorozhkina L. A. Gold and gold-uranium ore deposits of the Central Aldan region. *Large and giant ore deposits in 3 volumes. Vol. 2: Strategic types of ore minerals*. Moscow: IGEM RAS. 2006. P. 215–240. (In Russian).

3. Vetluzhskikh V. G., Kazansky V. I., Kochetkov A. Ya., Yanovsky V. M. Gold ore deposits of the Central Aldan region. *Geologiya rudnyh mestorozhdenij*. 2002. Vol. 44. No 6, pp. 467–499. (In Russian).

4. Grabezhev A. I., Belgorodsky E. A. Produktivnyye granitoidy i metasomatity medno-porfirovyykh mestorozhdeniy (na primere Urala) [Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits (using the example of the Urals)]. Yekaterinburg: Nauka. 1992. 199 p.

5. Dvornik G. P. Sericite-microcline metasomatites and gold mineralization of the Ryabinovoe ore field (Aldan Shield). *Litosfera*. 2009. No 2, pp. 56–66. (In Russian).

6. Dvornik G. P. Gold and silver distribution in orebodies of the Ryabinovoe and Novoe deposits (the Aldan Shield). *Litosfera*. 2011. No 4, pp. 119–130. (In Russian).

7. Dvornik G. P. Metasomatizm i zolotoe orudnenie kaliyevykh shchelochnykh massivov (na primere Central'no-Aldanskoj shchelochnoj provincii) [Metasomatites and gold mineralization of high potassium alkaline massifs (by example from the Central Aldan alkaline province)]. Yekaterinburg. 2014. 329 p.

8. Zagruzina I. A., Golubchina M. N., Kochetkov A. Ya. i dr. Sulfur isotopic composition of sulphide minerals from the alkaline massif, Central Aldan region. *DAN SSSR*. 1983. Vol. 271. No 2, pp. 405–407. (In Russian).

9. Zharikov V. A., Rusinov V. L., Marakushev A. A., Zarskiy G. P., Omelyanenko B. I. i dr. Metasomatizm i metasomaticheskie porody [Metasomatism and metasomatic rocks]. Moscow: Nauchy mir. 1998. 492 p.

10. Kazitsyn Yu. V. Metasomatizm gidrotermal'nyh mestorozhdenij [Metasomatism of hydrothermal ore deposits]. Leningrad: Neda. 1972. 145 p.

11. Kim A. A. Mineralogical and geochemical ore mineralization patterns related to the alkaline massif, Central Aldan region. *Mineralogical and geochemical patterns of ore deposits of the Eastern and Southern Yakutia*. Yakutsk. 1981. P. 93–108. (In Russian).

12. Kislyi A. V., Sotnikov O. V., Utkina N. E. i dr. Otchet o rezul'tatah perescheta zapasov zolotorudnogo mestorozhdeniya Ryabinovoe v Aldanskom rajone Respubliki Saha (Yakutiya) po sostoyaniyu na 01.06.2011. Kn. 1 [Report on the results of reserves assessment of the Ryabinovoe gold deposit,

- Aldan region, Yakutia as 01.06.2011]. Vol. 1. St. Petersburg. 2011. 250 p.
13. Kovalenker V. A., Myznikov I. K., Kochetkov A. Ya., Naumov V. B. PGE-bearing gold-sulphide mineralization in the Ryabinovy alkaline massif (Central Aldan, Russia). *Geologiya rudnykh mestorozhdenij*. 1996. Vol. 38. No 4, pp. 345–356. (In Russian).
  14. Korzhinsky D. S. Petrology of the Tur'insk copper skarn deposits. *Proceedings of the Institute of Internal Sciences of the USSR, iss. 68*. Moscow. 1948. 148 p. (In Russian).
  15. Kochetkov A. Ya. On new type of copper-porphyry mineralization. *DAN SSSR*. 1982. Vol. 267. No 2, pp. 430–432. (In Russian).
  16. Kochetkov A. Ya. Porphyry copper-ore mineralization of zones of Mesozoic tectonic-magmatic activation of the Aldan Shield. *Siberian Tectonics. Vol. 12: Tectonics of the activated regions*. Novosibirsk: Nauka. 1983. P. 130–140. (In Russian).
  17. Kochetkov A. Ya. The Ryabinovoe Mo-Cu-Au-porphyry deposit. *Otechestvennaya geologiya*. 1993. No 7, pp. 50–58. (In Russian).
  18. Kochetkov A. Ya. Mineral potential of alkaline massifs of the Aldan Shield. The Ryabinovoe copper-gold-porphyry deposit. *Tikhookeanskaya geologiya*. 2006. Vol. 25. No 1, pp. 62–73. (In Russian).
  19. Kochetkov A. Ya., Pakhomov V. N., Popov A. B. Magmatism and metasomatism of the Ryabinovy alkaline ore-bearing massif (Central Aldan). *Magmatism of copper-molybdenum ore knots*. Novosibirsk: Nauka. 1989. Pp. 79–110. (In Russian).
  20. Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V. Medno-porfirovye mestorozhdeniya. Seriya: Modeli mestorozhdenij blagorodnykh i cvetnykh metallov [Copper-porphyry deposits. Part: Models of precious and base metals]. Moscow: TSNIGRI. 2001. 232 p.
  21. Lukashenko S. V., Pilipenko G. N. New geological and commercial type of gold-porphyry deposits (by example of the Ryabinovoe deposit). *Razvedka i okhrana nedr*. 2012. No 2. P. 35–38. (In Russian).
  22. Marin Yu. B. Granitoidnye formacii malyyh i umerennykh glubin [Granitoid complexes of near-surface and moderate depths of generation]. Leningrad. 1976. 143 p.
  23. Molchanov A. V., Shatov V. V., Terekhov A. V., Belova V. N., Rad'kov A. V., Semenova V. V., Soloviev O. L., Shatova N. V. The Elkon gold and uranium ore knot (South Yakutia): Main features of geological setting, petrography and mineralogy of alteration types and mineral potential. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2012. No 50, pp. 80–101. (In Russian).
  24. Pavlova I. G. Medno-porfirovye mestorozhdeniya (Zakonovernosti razmeshcheniya i kriterii prognozirovaniya) [Copper-porphyry deposits: Distribution patterns and criteria of prognostic assessment]. Leningrad: Nedra. 1978. 275 p.
  25. Popov V. S. Geologiya i genezis medno- i molibdenporfirovyykh mestorozhdenij [Geology and genesis of copper- and molybdenum-porphyry deposits]. Moscow: Nauka. 1977. 204 p.
  26. Prasolov Eh. M. Izotopnaya geohimiya i proiskhozhdenie prirodnykh gazov [Isotopic geochemistry and origin of natural gases]. Leningrad: Nedra. 1990. 280 p.
  27. Soloviev S. G. Metallogeniya shoshonitovogo magmatizma (v dveh tomah). Tom 1 [Metallogeny of shoshonitic magmatism (in two volumes). Vol. 1]. Moscow: Nauchnyi mir. 2014. 528 p.
  28. Sotnikov V. I., Polyvyanni E. I., Proskuryakov A. A. On participation of vadose waters in formation of the Sora porphyry deposit. *Geologiya i geofizika*. 1973. No 2, pp. 124–128. (In Russian).
  29. Terekhov A. V., Molchanov A. V., Shatova N. V., Belova V. N. Two types of ore-bearing gumbritic alteration from the Elkon gold and uranium ore knot (South Yakutia). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2014. No 60, pp. 71–86. (In Russian).
  30. Ugryumov A. N., Dvornik G. P. Ore-bearing alkaline metasomatites of the Ryabinovy massif (Aldan Shield). *Sovetskaya geologiya*. 1984. No 9, pp. 84–94. (In Russian).
  31. Shatov V. V., Molchanov A. V., Shatova N. V., Sergeev S. A., Belova V. N., Terekhov A. V., Rad'kov A. V., Soloviev O. L. Petrography, geochemistry and isotopic (U-Pb and Rb-Sr) dating of alkaline magmatic rocks of the Ryabinovy massif (South Yakutia). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2012. No 51, pp. 62–78. (In Russian).
  32. Shatova N. V. Petrography and geochemistry of alkaline intrusive rocks of the Ryabinovy massif (South Yakutia). *Materials of the II International Scientific-Practical. Conferences of young scientists and specialists in memory of Academician A. P. Karpinsky (February 8–11, 2011)*. St. Petersburg: VSEGEI. 2011. Pp. 343–347. (In Russian).
  33. Shatova N. V. Geochemistry and petrography of hydrothermally altered rocks of the Ryabinovoe ore field (South Yakutia) and forecasting Au-Cu-porphyry ore mineralization. *Materials of the IV International Scientific-Practical. Conferences of young scientists and specialists in memory of Academician A. P. Karpinsky (February 16–20, 2015)*. St. Petersburg: VSEGEI. 2015. P. 302–305. (In Russian).
  34. Shatova N. V., Skublov S. G., Melnik A. E., Shatov V. V., Molchanov A. V., Terekhov A. V., Sergeev S. A. Geochronology of alkaline magmatic rocks and metasomatites of the Ryabinovy stock (South Yakutia) based on zircon isotopic and geochemical (U-Pb, REE) investigations. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2017. No 69, pp. 33–48. (In Russian).
  35. Scherban' I. P. Usloviya obrazovaniya nizkotemperaturnykh okolorudnykh metasomatitov (na primere Altae-Sayanskoj oblasti) [Condition formation of low temperature wallrock alterations (by example of the Altai-Sayan fold area)]. Novosibirsk: Nauka. 1975. 200 p.
  36. Bath, A. B., Cooke, D. R., Friedman, R. M., Faure, K., Kamenetsky, V. S., Tosdal, R. M., Berry, R. F. 2014: Mineralization, U-Pb geochronology, and stable isotope geochemistry of the Lower Main Zone of the Lorraine deposit, North-Central British Columbia: A replacement-style alkalic Cu-Au porphyry. *Econ. Geology*. 109. 979–1004.
  37. Byrne, K., Tosdal, R. M. 2014: Genesis of the Late Triassic Southwest zone breccia-hosted alkalic porphyry Cu-Au deposit, Galore Creek, British Columbia, Canada. *Econ. Geology*. 109. 915–938.
  38. Cathles, L. M. 1977: An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling. *Econ. Geology*. 72. 804–826.
  39. Devine, F. A. M., Chamberlain, C. M., Davies, A. G. S., Friedman, R., Baxter, P. 2014: Geology and district-scale setting of Tilted alkalic porphyry Cu-Au mineralization at the Lorraine deposit, British Columbia. *Econ. Geology*. 109. 939–977.
  40. Lowell, J. D., Guilbert, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geology*. 65. 4. 373–408.
  41. Muller, D., Groves, D. I. 2016: Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Mineral Resource Reviews*. Heidelberg: Springer-Verlag. 311.
  42. Norton, D., Knight, J. 1977: Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons. *American Journal of Science*. 277. 937–981.
  43. Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L., Taylor, H. P., Jr. 1971: Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geology*. 66. 4. 515–542.
  44. Sheppard, S. M. F., Taylor, H. P., Jr. 1974: Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montana. *Econ. Geology*. 69. 6. 926–946.
  45. Sillitoe, R. H. 2010: Porphyry copper systems. *Econ. Geology*. 105. 1. 3–41.
  46. Sinclair, W. D. 2007: Porphyry deposits. In Goodfellow, W. D. (ed.): *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*. 5. 223–243.
  47. Taylor, H. P., Jr. 1971: Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground wa-

ters and Tertiary granodiorite intrusions, Western Cascada Range, Oregon. *Journal of Geophysical Research*. 76. 32. 7855–7874.

48. Taylor, H. P., Jr. 1973: O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> evidence for meteoric-hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and Goldfield Mining Districts, Nevada. *Econ. Geology*. 68. 6. 747–764.

49. Taylor, H. P., Jr. 1974: The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geology*. 69. 6. 843–883.

50. Wolfe, R. C., Cooke, D. R. 2011: Geology of the Didi-pio region and genesis of the Dinkidi alkalic porphyry Cu-Au deposit and related pegmatites, Northern Luzon, Philippines. *Econ. Geology*. 106. 8. 1279–1315.

---

*Шатова Надежда Витальевна* – вед. инженер, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <narlin.ros@mail.ru>

*Молчанов Анатолий Васильевич* – доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <Anatoly\_Molchanov@vsegei.ru>

*Терехов Артем Валерьевич* – канд. геол.-минерал. наук, зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <artem\_terekhov@vsegei.ru>

*Шатов Виталий Витальевич* – канд. геол.-минерал. наук, зам. ген. директора, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <vitally\_shatov@vsegei.ru>

*Петров Олег Владимирович* – доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <vsegei@vsegei.ru>

*Сергеев Сергей Андреевич* – канд. геол.-минерал. наук, директор, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ (ЦИИ ВСЕГЕИ<sup>1</sup>). <sergey\_sergeev@vsegei.ru>

*Прасолов Эдуард Михайлович* – доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ЦИИ ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <eduard\_prasolov@vsegei.ru>

*Дворник Геннадий Петрович* – доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН). Екатеринбург, ул. Акад. Вансовского, 15, 620016, Россия. <dvdvornik@yandex.ru>

*Леонтьев Василий Иванович* – канд. геол.-минерал. наук, доцент, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия; вед. геолог, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <leontev\_vi@pers.spmi.ru>

*Shatova Nadezhda Vitalievna* – Leading Engineer, VSEGEI<sup>1</sup>. <narlin.ros@mail.ru>

*Molchanov Anatoly Vasilievich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI<sup>1</sup>. <Anatoly\_Molchanov@vsegei.ru>

*Terekhov Artem Valerievich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy head of the Department, VSEGEI<sup>1</sup>. <artem\_terekhov@vsegei.ru>

*Shatov Vitaly Vitalievich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy General Director, VSEGEI<sup>1</sup>. <vitally\_shatov@vsegei.ru>

*Petrov Oleg Vladimirovich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI<sup>1</sup>. <vsegei@vsegei.ru>

*Sergeev Sergey Andreevich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director, Center for Isotopic Research of VSEGEI (CIR VSEGEI<sup>1</sup>). <sergey\_sergeev@vsegei.ru>

*Prasolov Ehduard Mikhailovich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Scientist, CIR VSEGEI<sup>1</sup>. <eduard\_prasolov@vsegei.ru>

*Dvornik Gennadiy Petrovich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Scientist, The Federal State Institution of Science the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS). 15 Ul. Akademika Vonsovskogo, Yekaterinburg, 620144, Russia. <dvdvornik@yandex.ru>

*Leontev Vasilii Ivanovich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor, Saint-Petersburg Mining University (SPMU). 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia; Leading Geologist, VSEGEI<sup>1</sup>. <leontev\_vi@pers.spmi.ru>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.