

А. А. САВИЧЕВ (СПбГГИ), С. С. ШЕВЧЕНКО, М. И. РОЗИНОВ, К. И. ЛОХОВ, Э. М. ПРАСОЛОВ, Э. Б. ПРИЛЕПСКИЙ, И. Н. КАПИТОНОВ, Д. И. МАТУКОВ, Н. Г. БЕРЕЖНАЯ, С. А. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ)

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИАДА И ЕГО САТЕЛЛИТОВ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Проведено комплексное геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудного месторождения Олимпиада. С помощью Sm-Nd изохронного датирования минералов рудных ассоциаций различных генераций удалось установить возраст оруденения на месторождении в диапазоне 915–921 млн лет. Изучение U-Pb системы в цирконах из вмещающих пород позволило установить возрасты терригенной составляющей: 2042 ± 52 и 1685 ± 29 млн лет. В цирконах не отмечено зон перекристаллизации или зон, испытавших потери радиогенного свинца в позднее время, в частности во время рудного процесса. Изотопно-геохимические данные, включающие систематику начальных отношений изотопов неодима и Pb-Pb изотопную систематику по сульфидам, указывают на коровый источник вещества при рудном процессе. Изучение распределения изотопов углерода между карбонатами и сосуществующим графитистым веществом в рудных ассоциациях позволило оценить температуру процесса от 360 до 450 °С, что согласуется с минералогическими данными. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из предрудных карбонатных пород позволяет предполагать этап углеродистого метасоматоза, предшествовавший этапам продуктивных стадий.

The complex geochronologic and isotopic-geochemical investigation of the Olimpiada gold ore deposit was carried out. Sm-Nd isochrone dating of minerals from ore associations of different stages of mineralization revealed that the age of deposition can be estimated in the range 915–921 m.y. Investigation of the U-Pb isotopic system in zircons allowed estimate age of terrigenous component in the rocks: 2042 ± 52 and 1685 ± 29 m.y. In the zircons were not found any zones which suffered loss of radiogenic lead at later time, corresponding to the estimation for age of deposition process. Isotopic geochemical data, including systematics of initial isotopic ratios of neodymium and Pb-Pb isotopic systematics in galenas are marking crustal source of the matter at deposition process. Study of distribution regularities of carbon isotopes between calcite and coexisting graphite allowed estimation of the temperature of deposition process in the range from 360 to 450 °C, which is in concordance with mineralogical data. Isotopic composition of carbon and oxygen in carbonates of pre-deposition carbonaceous rocks give arguments for possible carbonaceous metasomatic event, which preceded deposition event.

Месторождение Олимпиада, расположенное на территории Северо-Енисейского района, крупнейшее по запасам золота из разрабатываемых сейчас в России. Отличительной особенностью месторождения является пространственное совмещение упорных золото-сульфидных и легкообогащаемых окисленных руд. Основные перспективы золотодобычи региона в основном связаны с золото-сульфидными рудами месторождения Олимпиада и его сателлитов (Олень, Тырадинское), локализованными в пределах Верхне-Енашиминского рудного узла. Уникальность вещественного состава руд месторождения определяется длительной историей его становления, приведшей к формированию полистадийного комплексного Au-Sb-W оруденения.

Несмотря на значительную степень геолого-минералогической изученности месторождения [1–2, 3, 9–11, 18–19], проблема возраста оруденения и источника рудного вещества остается дискуссионной, что прежде всего связано с недостаточным количеством прецизионных изотопно-геохронологических исследований, базирующихся на фактическом материале с точной пространственно-временной привязкой к схеме последовательности минералообразования. Задачей настоящего исследования является изучение Sm-Nd, U-Pb, Pb-Pb изотопных систем и геохимии изотопов углерода и кислорода в минералах, охватывающих все стадии формирования метасоматических пород и руд месторождения Олимпиада и его сателлитов.

Краткая геологическая характеристика района исследований

Район исследований является частью складчатого сооружения Енисейского кряжа, представляющего собой складчато-глыбовую систему байкалитид в пределах Каменско-Чернореченской структурно-формационной зоны. Он локализован в зоне сочленения Центрального и Приенисейского антиклинориев, к краевой части которой приурочены пояса месторождений золото-кварцевого (Советско-Эльдорадинский узел), золото-кварцево-прожилкового типа (Благодатное, Кварцевая гора), а в центре располагается пояс золото-сульфидной минерализации, включающий Верхне-Енашиминский рудный узел [4, 9].

В геологическом строении района исследований участвуют образования архейского, нижнепротерозойского, рифейского и верхнерифейского структурных этажей (рис. 1). Золото-сульфидные объекты локализованы в породах рифейского этажа — терригенно-карбонатных осадочных образованиях кординской свиты, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций и прорванных телами гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса — сателлитами крупного батолита, находящегося, по данным геофизических исследований, на глубине 5–6 км от поверхности [11, 20]. Существует альтернативная точка зрения по поводу стратификации пород: терригенно-карбонатный горизонт отнесен к нижнепенченгинской подсвите, при этом положение карбонатных пород пенченгинской свиты между кординской и горбилокской, залегающими стратиграфически выше, объясняется как результат надвиговых и поддвиговых перемещений на фронте Енашиминского надвига [22].

В пределах Верхне-Енашиминского рудного узла выделяются объекты эндоконтакта гранитоидов (Высокое-2), ближнего (Олень, Иннокентьевское) и дальнего экзоконтакта (Олимпиада) [19]. Особенность геологической позиции золоторудных объектов — их приуроченность к горизонту углеродисто-карбонатных пород, ядрам антиклинальных складок и узлам сочленения разломов широтного и северо-восточного простирания.

Месторождение золота, сурьмы и вольфрама Олимпиада является крупным (>700 т Au), оно расположено среди слюдяно-карбонатно-кварцевых пород в зоне периклинального замыкания крупной антиклинали, осложненной рядом сбросовых и надвиговых дизъюнктивов, что определило мощное развитие метасоматитов и наложенного на них золото-сульфидного оруденения (рис. 2). Кроме того, в зонах разрывных нарушений развиты золотоносные глинисто-алевритовые образования, рассматриваемые различными исследователями либо как продукты выветривания [25], либо как низкотемпературные гидротермально-метасоматические образования [14]. Руды месторождения Олимпиада комплексные, по геохимическим особенностям относятся к Au-As-Sb-W типу. Средние

содержания золота в Главном рудном теле составляют 4,6 г/т в первичных рудах и 10,8 г/т — в окисленных, сурьмы соответственно 211,7 и 1427,0 г/т, вольфрама 55,8 и 543,4 г/т, серебра 0,20 и 0,29 г/т, мышьяка 898,0 и 974,0 г/т [10].

Месторождение золота и вольфрама Олень по запасам является мелким (~7 т Au), приурочено к метасоматически измененным кварцитам на контакте с углеродистыми сланцами в ближнем экзоконтакте гранитоидов. Оруденение по своему вещественному составу схоже с проявленным на Олимпиаде, имеет вкрапленный золото-шеелит-сульфидный тип и образует линзообразное рудное тело длиной 700 и мощностью до 50 м.

Рудопоявление золота Иннокентьевское непромышленное (<1 т Au), приурочено к маломощным линзам сульфидизированных кварц-слюдястых сланцев и характеризуется отсутствием в разрезе углеродистых пород.

Рудопоявление вольфрама Высокое-2 локализовано в штоке грейзенизированных лейкогранитов татарско-аяхтинского комплекса. Руды имеют штокверковый тип и представлены разноориентированными жилами кварц-вольфрамит-шеелит-сульфидного состава мощностью до 1 м.

Последовательность минералообразования на месторождении Олимпиада и его сателлитах

Гидротермально-метасоматическая минерализация Верхне-Енашиминского рудного узла сформировалась в течение шести стадий (рис. 3). Основными критериями для выделения стадий являлись структурно-морфологические, минералогические-химические признаки и степень продуктивности [8, 15].

На стадии *дорудных метасоматических изменений* (I) сформировались грейзеновая (в эндоконтакте гранитоидов), скарноидная (преимущественно в ближнем экзоконтакте) и березитовая ассоциации. Грейзенизированные лейкограниты Высокого-2 состоят из кварца, мусковита, альбита и микроклина. На Оленьем распространены скарноиды, содержащие гранат, амфибол, пироксен, цоизит, кварц и существенно кварцевые метасоматиты. На месторождении Олимпиада состав березитовых метасоматитов количество хлорита, граната, цоизита, углеродистого вещества. На Иннокентьевском преимущественно развиты слюдяно-кварцевые метасоматически измененные породы с гранатом.

Кроме того, на месторождениях Олимпиада и Олень широко развиты углеродистые слюдяно-кварцевые и слюдяно-кварц-карбонатные породы, которые также можно рассматривать как метасоматиты. Минеральный состав пород относится к низам зеленосланцевой фации метаморфизма и характеризуется переменным содержанием мусковита (40–70%), кварца (20–50%), кальцита (20–45%), хлорита (до 5%), пирита (до 1%) и постоянным присутствием распыленного углеродистого ве-

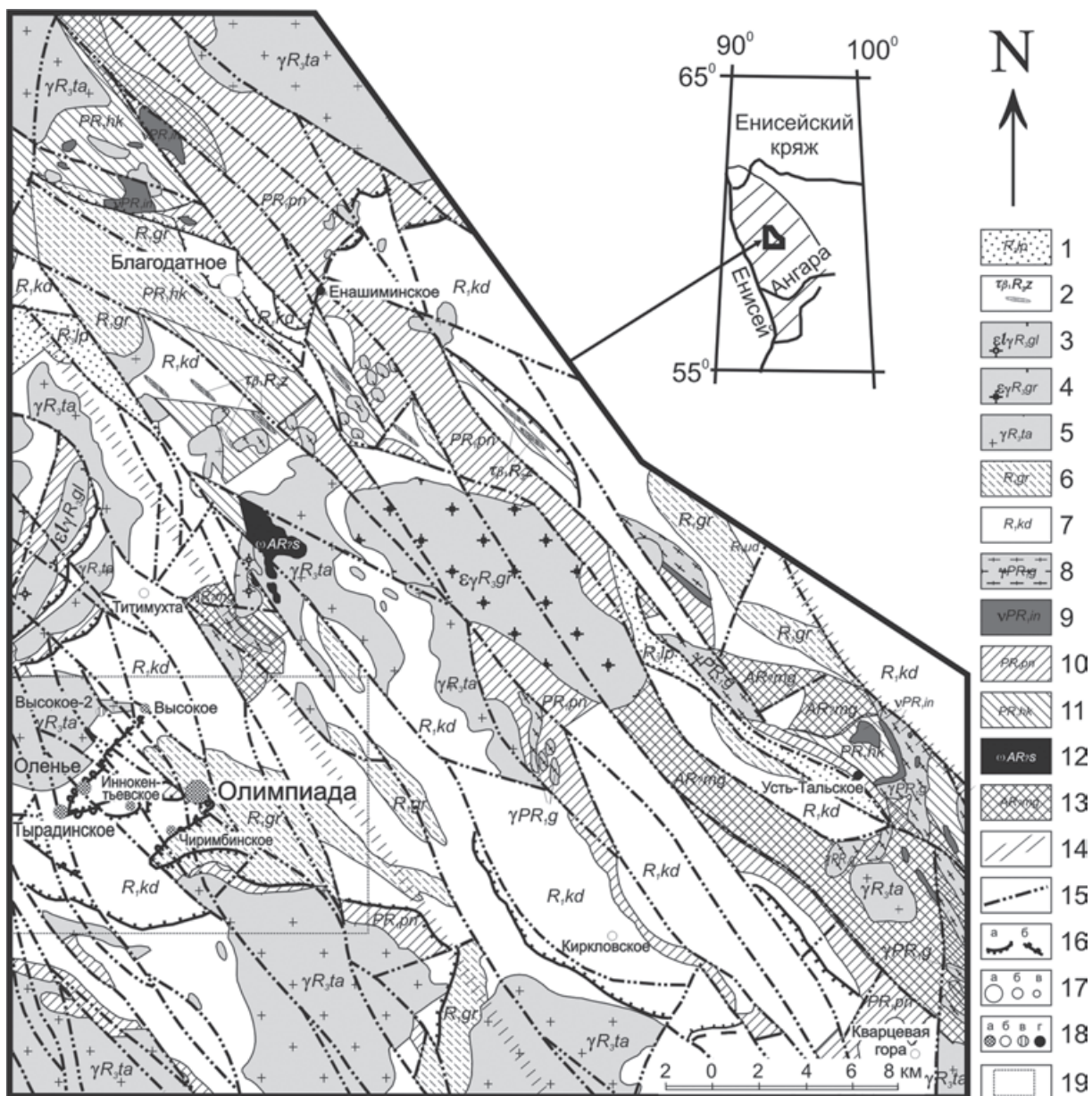


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Олимпиадинской рудной площади [22]

1 — верхнерифейский структурный этаж. Чингасанская серия (красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты лопатинской свиты); 2–7 — рифейский структурный этаж: 2 — дайки трахидолеритов, щелочных и нефелиновых сиенит-порфиров захребетинского субвулканического комплекса, 3 — субщелочные лейкограниты глушихинского интрузивного комплекса, 4 — субщелочные граниты, дайки гранит-порфиров, аплитов гурахтинского интрузивного комплекса, 5 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые граниты, лейкограниты, аплиты татарско-аяхтинского интрузивного комплекса, 6, 7 — сухопитская серия (6 — кварц-серицит-хлоритовые метapelиты горбилоской свиты, 7 — биотит-кварцевые, местами карбонатсодержащие метаалевролиты кординской свиты); 8–11 — нижнепротерозойский структурный этаж: 8 — микроклиновые гнейсо-граниты гаревского ультраметаморфогенного комплекса, 9 — силлы метагаббро индыглинского субвулканического комплекса, 10, 11 — тейская серия (10 — гранат- и ставролитсодержащие слюдястые сланцы, пачки переслаивания параамфиболитов и мраморов пенченгинской свиты, 11 — гранат-ставролитовые, дистеновые, силлиманитовые и слюдяные кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского); 12, 13 — архейский структурный этаж: 12 — мраморы, оливин-диопсидовые кальцифиры, амфиболиты, кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы малогаревской толщи, 13 — силлы и мелкие тела метапикритов и метагаббро шумихинского субвулканического комплекса; 14 — зоны глубинных региональных разломов (Татарская и Ишимбинская); 15 — разрывные нарушения сбросо-взбросового характера; 16 — надвиги: а — с нормальным залеганием смесителя, б — с опрокинутым залеганием смесителя; 17 — месторождения (а — крупные, б — средние и мелкие), рудопроявления (в); 18 — тип оруденения: а — золото-сульфидный, б — золото-кварцево-прожилковый, в — кварцево-трейзенный вольфрамовый, г — редкометалльных (литий-бериллиевых) пегматитов; 19 — Верхне-Енашиминский рудный узел

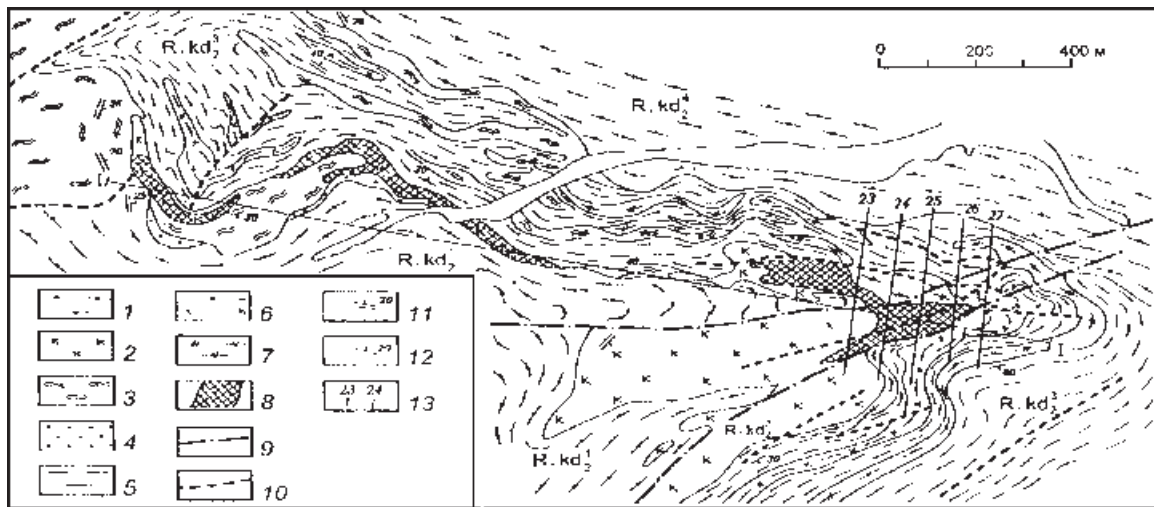


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Олимпиада [12]

1–8 — осадочно-метаморфические и метасоматически измененные породы верхней подсвиты кординской свиты: 1 — кварц-биотитовые, мусковит-биотит-кварцевые сланцы нижней пачки кварц-сланцевых сланцев, 2 — слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты, 3 — карбонат-биотит-мусковит-кварцевые сланцы, 4 — гранат-пироксен-амфибол-эпидотовые скарноиды, 5–8 — пачка углеродсодержащих пород: 5 — кварц-мусковитовые углеродистые сланцы, 6 — углеродистые кварц-мусковитовые сланцы с хлоритом, 7 — углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы, 8 — золоторудные тела; 9 — Главный разлом; 10 — зоны милонитизации, дробления, пластического течения; 11, 12 — элементы залегания: 11 — сланцеватости и кливажа, 12 — слоистости; 13 — поисковые линии

щества, придающего сланцам черную окраску. Последнее относится к группе криолита либо к графиту или антрацит-графиту, а его концентрации колеблются в пределах 0,34–4,15% [4, 10].

Минерализация *ранней рудной* стадии II проявлена только в грейзенах Высокого-2, где представлена вольфрамит-кварцевыми жилами и прожилками с шеелитом 1, секущими ранние метасоматиты.

Минералы *основной рудной* стадии III наложены на метасоматиты ближнего и дальнего экзоконтакта, в которых образуют тонкую (0,001–0,02 до 1 мм) рассеянную вкрапленность. Выделяются две минеральные ассоциации: ранняя (IIIa) содержит пирротин 1, халькопирит 1 и шеелит 2, присутствующие в тесных сростаниях, поздняя (IIIb) представлена парагенезисом золота 1–пирит 1–арсенопирит 1, замещающим пирротин 1. На Олимпиаде тонкие (1–50 мкм) выделения высокопробного (920–999) самородного золота 1 находятся в сростаниях с арсенопиритом 1, реже с пиритом 1. Значительная часть золота, по-видимому, присутствует в арсенопирите в дисперсном виде с размерами частиц не более нескольких нанометров [5].

Минерализация *второстепенной рудной* стадии IV распространена на месторождении Олимпиада и в меньшей степени на Оленьем. Она локализована в кварцевых и карбонат-кварцевых жилах и прожилках, рассекающих золотоносные метасоматиты с вкрапленной минерализацией стадии III. Характерной особенностью этой стадии является разнообразие минеральных видов и сложный характер их взаимоотношений. В раннюю ассоциацию

IVa входят переотложенные из вкрапленных руд арсенопирит 2 в виде крупных (до 2 см) короткопризматических, часто сдвойникованных кристаллов, пирит 2, а также ряд жильных минералов (кварц, биотит, гранат, цоизит). В составе ассоциации IVb преобладает пирротин 2. В кварцевых жилах он образует крупные (до 3 см) выделения вместе с биотитом, гранатом, турмалином на периферии рудных тел: развивается по трещинам в арсенопирите 2 в центральных частях рудных тел, где сростается со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, и в ряде случаев с цумоитом, колорадоитом и жозеитом-А. В ассоциации с этими минералами присутствуют бертьерит, джемсонит и «губчатое» золото 2, представленное сростками скелетных кристаллов и имеющее необычный красновато-коричневый оттенок и заметную примесь ртути (до 10,58 мас. %). Ассоциации IVc и IVd, представленные реакционными минералами, пространственно разобщены: это фациальные варианты сурьмяной минерализации стадии IV. В ассоциацию IVc входят минералы, замещающие пирротин 2: ульманит, вилламит, пирит 2, брейтгауптит, тетраэдрит, халькостибит, пентландит и маккиनावит (?). Ассоциация IVd представляет собой продукты изменения бертьерита: пирротин 3, самородную сурьму, гудмундит и арсенопирит 3.

По видовому составу и морфологии выделений минералы *поздней рудной* стадии V, несущей позднюю сурьмяную минерализацию, варьируют в разных объектах узла. На Олимпиаде, преимущественно в углеродистых разностях метасоматитов,

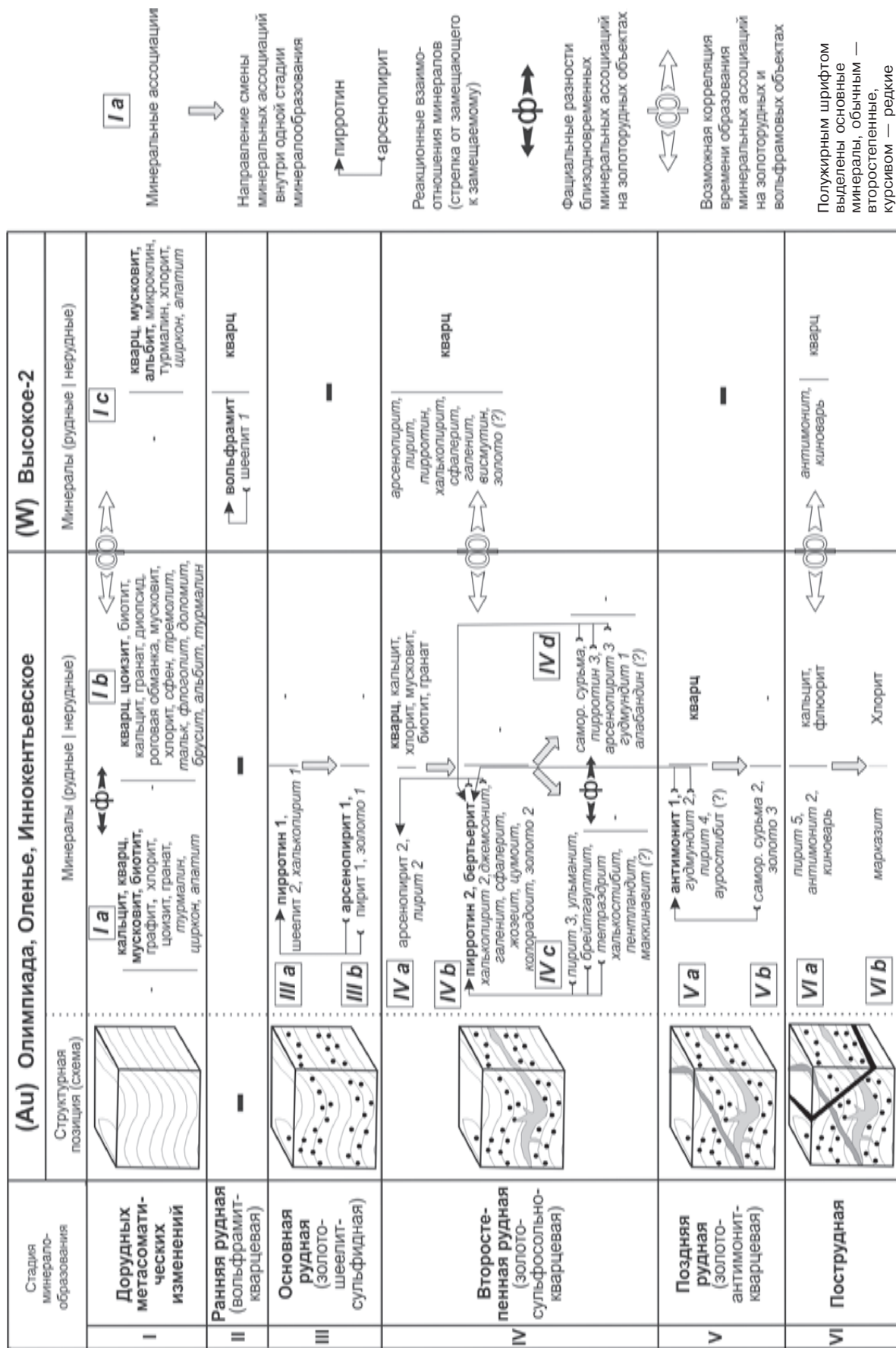


Рис. 3. Последовательность формирования эндогенной гидротермально-метасоматической минерализации Верхне-Енашинского рудного узла

широко распространены кварцевые жилы с обильным антимонитом 1 и примесями — самородной сурьмой, пиритом 4 и ауристобитом. На Оленьем минерализация стадии V слабо проявлена в тонких кварцевых прожилках, где антимонит в парагенезисе с ртутистым золотом 3 замещает бертьерит и гудмундит и в свою очередь сменяется самородной сурьмой. Минерализация проявления Иннокентьевское характеризуется преимущественным распространением гудмундита, развивающегося по пирротину 2 и антимониту.

Минерализация стадии VI фиксирует пострудные изменения и слагает наиболее поздние незолотоносные прожилки, секущие минеральные агрегаты ранних стадий на Олимпиаде.

Сульфидная минерализация, наложенная на вольфрамит-кварцевые жилы проявления Высокое-2, представлена арсенопиритом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, висмутином. В фондовой литературе указывается на присутствие в грейзенизированных гранитах единичных знаков самородного золота [24]. Схожесть минерального состава этой ассоциации и ассоциации IVa на золоторудных объектах может указывать на возможную близость времени их образования под воздействием единого гидротермального процесса.

U-Pb изотопная система

U-Pb датирование цирконов месторождения Олимпиада осуществлялось при помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II (Австралия) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского.

Из пробы слюдисто-кварц-карбонатных сульфидированных метасоматитов месторождения Олимпиада весом 3,5 кг была выделена тяжелая фракция. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Для выбора участков датирования на поверхности зерен использовались катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. На стандартный однодюймовый микропрепарат наносилось золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение одной минуты при силе тока 20 mA. Накопление катодолюминесцентных изображений проводилось на сканирующем электронном микроскопе. Рабочее расстояние составляло 25–28 mm, ускоряющее напряжение — 20 kV, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея — 4–6 nA. Ток зонда варьировался с целью достижения максимального контраста изображения и минимизации коррозии поверхности шайбы в результате локального разогрева.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [32]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода 2,5 nA,

диаметр пятна 20–25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [29]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416,75 млн лет [26]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [28].

В результате пробоподготовки из пробы 04001, представленной сульфидизированными слюдисто-кварц-карбонатными метасоматитами с содержанием золота около 5 г/т, выделены четыре свободных зерна циркона: OLIMP 1 (рис. 4, а), OLIMP 2 (рис. 4, б), OLIMP 3 (рис. 4, в), OLIMP 4 (рис. 4, г).

Наиболее крупное зерно циркона OLIMP 1 размером 170 × 100 мкм имеет округлую форму и несет явно выраженные признаки окатанности, в катодолюминесцентном изображении наблюдается сложное зонально-секториальное строение кристалла, каемок его изменения не обнаружено.

Зерно OLIMP 2 размером 145 × 50 мкм обнаруживает признаки зональности, и, по всей видимости, представляет собой обломок более крупного кристалла.

Циркон OLIMP 3 размером 90 × 50 мкм морфологически наиболее ярко выражен, имеет призматический облик, практически неокатанный. В катодолюминесцентном изображении характеризуется отчетливым зонально-секториальным строением с тонким чередованием зон, обогащенных и обедненных тяжелыми элементами в ядерной части кристалла, наиболее низкоуровневой периферийной частью и более однородной зоной между ними.

Зерно OLIMP 4 размером 90 × 40 мкм в плоском сечении имеет каплевидную форму с неровными границами. Катодолюминесцентные исследования показывают крайне неоднородное внутреннее строение циркона, возможно, связанное с его метамиктностью.

В описанных цирконах измерены концентрации урана, тория и U-Th-Pb изотопные соотношения (табл. 1). В зерне OLIMP 1 произведены два замера в наиболее однородных участках, в цирконе OLIMP 3 сделана попытка датирования однородной центральной зоны (OLIMP 3,1) и обедненной ураном периферийной каемки (OLIMP 3,2).

Содержания U и Th в цирконах невелики и находятся в пределах 0,01–0,03 мас. %. Th/U отношение колеблется от 0,83 до 1,61, что несколько выше, чем для цирконов из кислых интрузивных пород. Графическая интерпретация полученных при помощи ионного микроанализатора SHRIMP-2 изотопных соотношений в изученных цирконах позволяет выделить два разновозрастных типа минерала (рис. 5).

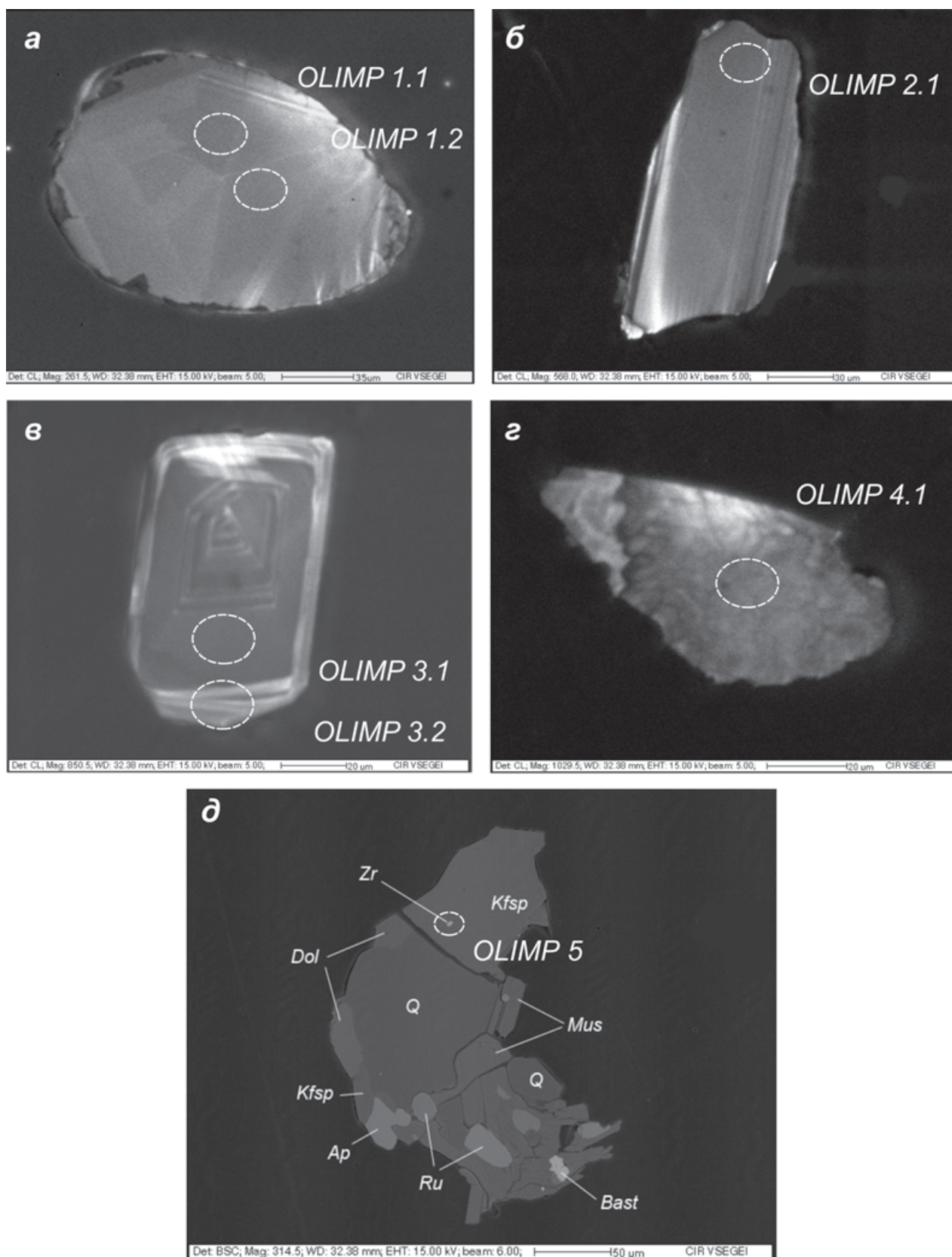


Рис. 4. Зерна кластогенных цирконов (а–г — катодоллюминесценция) и включение циркона в калиевом полево шпате, срastaющемся с кварцем, мусковитом, доломитом и аксессуарными минералами — апатитом, рутилом и бастенезитом (д — изображение в отраженных электронах), из сульфидизированных метасоматитов месторождения Олимпиада

Выделенные овалы — участки измерения изотопного состава урана и свинца на SHRIMP-II

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИАДА

Точка	% ^{206}Pb	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	(1) $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ Age	Дискор- дант- ность	Общий $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ $\pm\%$
OLIMP 1,1	0,20	247	199	0,83	$1,987 \pm 54$	$2,058 \pm 29$	$1,899 \pm 69$	3	2,765 3,2
OLIMP 1,2	0,12	307	294	0,99	$1,901 \pm 55$	$2,135 \pm 29$	$1,846 \pm 82$	11	2,913 3,3
OLIMP 2,1	0,04	106	101	0,98	$1,668 \pm 47$	$1,695 \pm 27$	$1,542 \pm 53$	2	3,38 3,2
OLIMP 3,1	0,20	90	136	1,55	$1,696 \pm 48$	$1,666 \pm 30$	$1,682 \pm 57$	-2	3,32 3,2
OLIMP 3,2	2,75	98	153	1,61	$1,733 \pm 55$	$1,967 \pm 120$	$1,466 \pm 100$	12	3,15 3,6
OLIMP 4,1	0,12	98	115	1,21	$1,724 \pm 48$	$1,679 \pm 31$	$1,686 \pm 58$	-3	3,26 3,2
OLIMP 5	38,97	330	266	0,83	$3,733 \pm 190$	$4,216 \pm 150$	$16,090 \pm 2100$	11	0,778 4,3

Точка	Общий $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm\%$		(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ $\pm\%$		(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm\%$		(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm\%$		(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm\%$		Err, corr.
OLIMP1,1	0,1288	1,6	2,771	3,2	0,1271	1,7	6,32	3,6	0,361	3,2	0,885
OLIMP1,2	0,1338	1,6	2,916	3,3	0,1328	1,7	6,28	3,7	0,343	3,3	0,893
OLIMP2,1	0,1042	1,5	3,39	3,2	0,1039	1,5	4,23	3,5	0,2954	3,2	0,906
OLIMP3,1	0,1040	1,5	3,32	3,2	0,1023	1,6	4,25	3,6	0,3009	3,2	0,893
OLIMP3,2	0,1442	4,1	3,24	3,6	0,1207	6,6	5,13	7,5	0,308	3,6	0,484
OLIMP4,1	0,1040	1,5	3,26	3,2	0,1030	1,7	4,35	3,6	0,3066	3,2	0,887
OLIMP5	0,730	3,1	1,275	6,6	0,491	9,9	53,1	12	0,784	6,6	0,553

Примечание. Стандартные ошибки 1 σ .

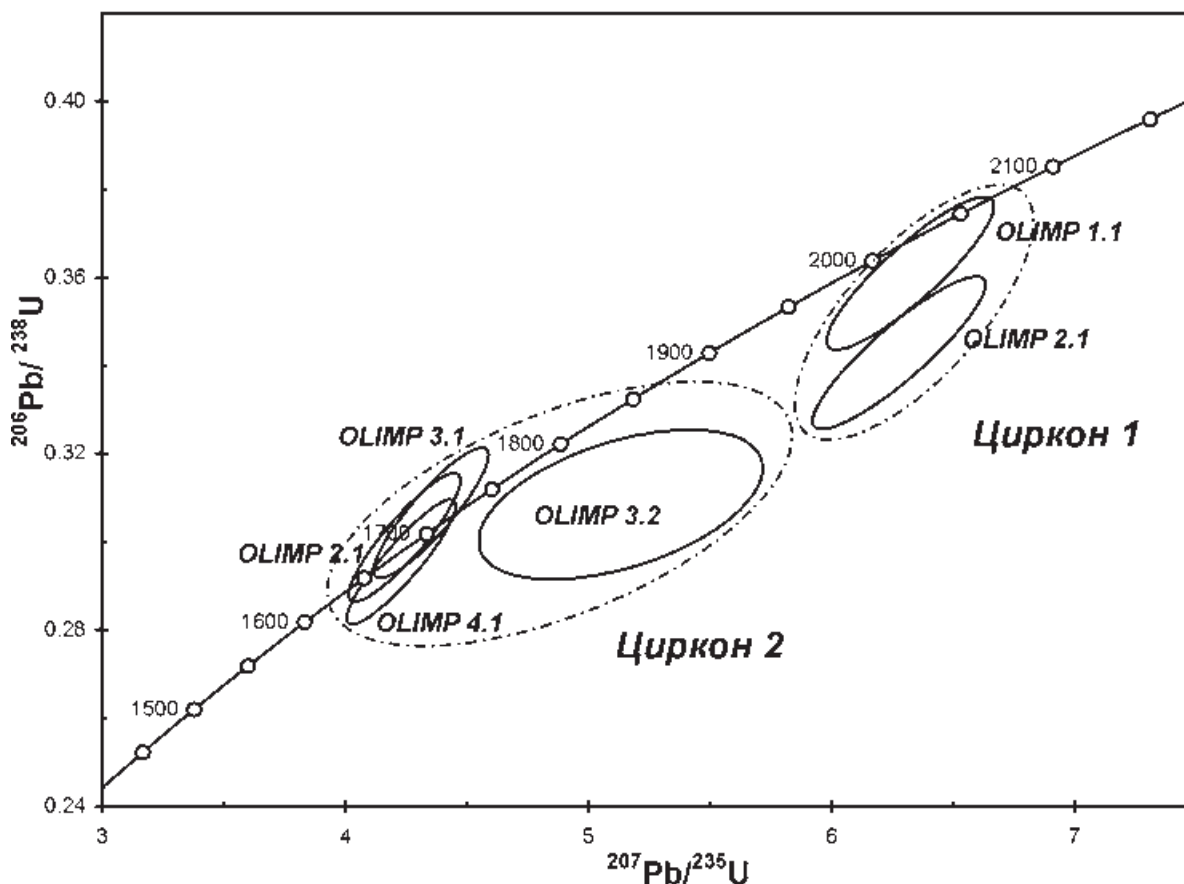


Рис. 5. Диаграмма изотопного состава циркониев месторождения Олимпиада в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

Эллипсы стандартной ошибки измерения цирконов OLIMP 2,1, OLIMP 3,1 OLIMP 4,1 дают хорошее конкордантное пересечение в 1685 ± 29 млн лет (рис. 6, а). Анализ периферийного участка зерна OLIMP 3,2 дает близкий к указанному возраст и показывает некоторую дискордантность ^{238}U - ^{206}Pb и ^{235}U - ^{207}Pb возрастов, что скорее всего

связано с контаминацией нерадиоактивным ^{206}Pb из оксидной матрицы шайбы.

Два анализа изотопных соотношений в зерне OLIMP 1 показывают более древний возраст этого циркона, определенный по наиболее конкордантному OLIMP 1,1 в 2042 ± 52 млн лет (рис. 5,7, б).

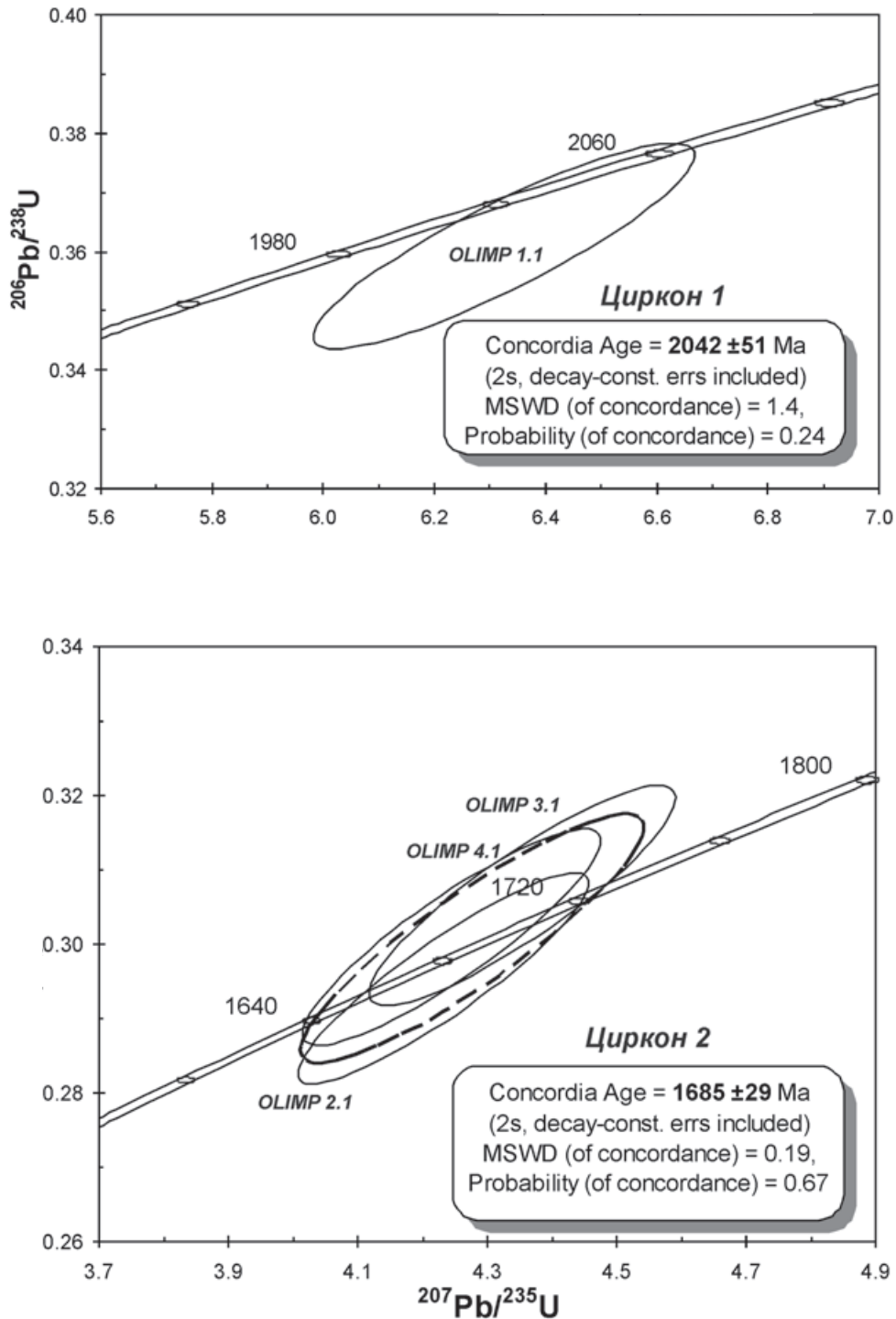


Рис. 6. Диаграммы в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с конкордантными изохронными возрастными для разновозрастных цирконов месторождения Олимпиада

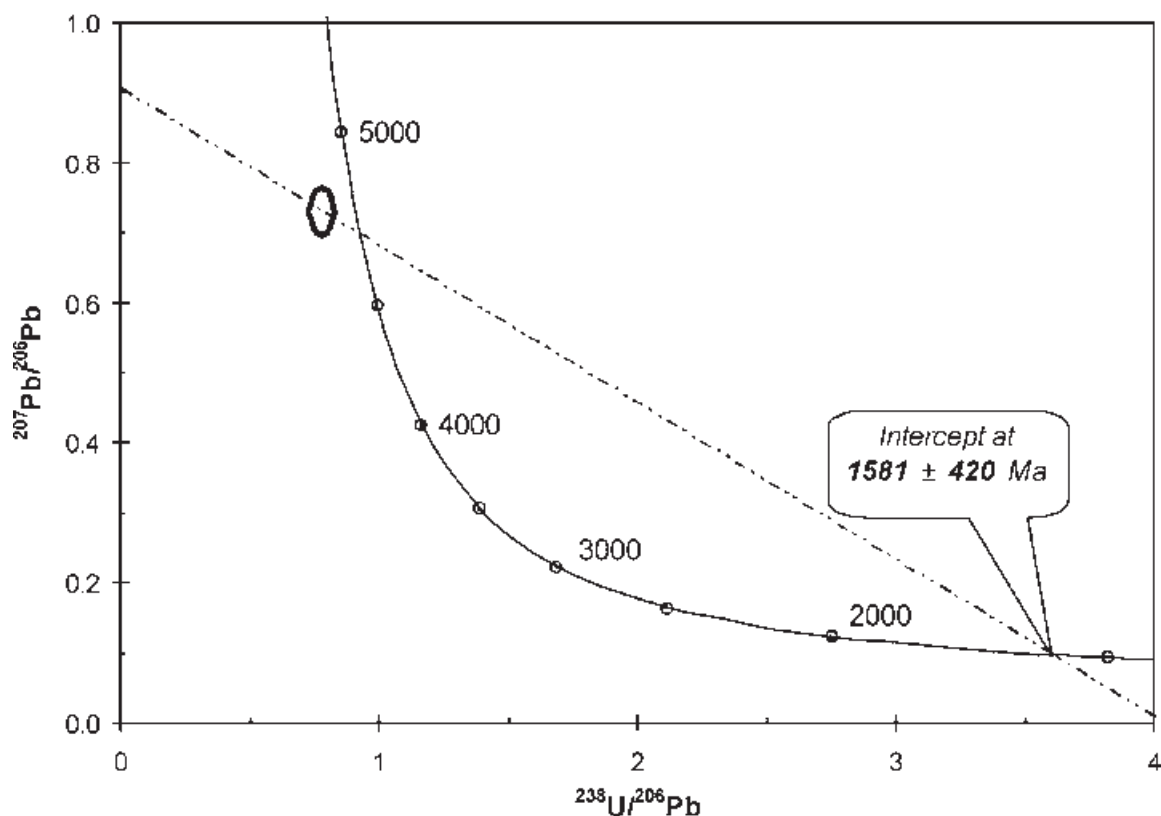


Рис. 7. Диаграмма с конкордией Тера–Вассербурга для циркона OLIMP 5

Помимо рассмотренных выше свободных зерен циркона в измельченной пробе 04001 обнаружен полиминеральный доломит-мусковит-полевошпат-кварцевый агрегат, насыщенный кристаллами аксессуарных минералов (апатит, рутил, Се-бастенезит) и содержащий мелкое (4×2 мкм) включение призматического циркона OLIMP 5 в полевошпате (рис. 7).

Полученные для зерна OLIMP 5 изотопные соотношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ скорректированы по измеренному ^{204}Pb для исключения захваченного при анализе из калиевого полевого шпата стабильного свинца-206 и нанесены на диаграмму с конкордией Тера–Вассербурга, которая демонстрирует обратную дискордантность $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов и пересечение линии смещения возрастов с конкордией при 1581 ± 420 млн лет (рис. 5, 9). Несмотря на значительную ошибку определения возраста, можно довольно уверенно отнести циркон OLIMP 5 к первой группе с возрастом около 1700 млн лет.

Sm-Nd изотопная система

Геохимия изотопов Sm и Nd изучена в минералах месторождений Олимпиада, Олень и рудопоявления вольфрама Высокое-2. Мономинеральные фракции минералов-концентраторов REE стадий II (вольфрамит, шеелит 1), III (шеелит 2, цоизит), VI (флюорит, кальцит) проанализированы на многоколлекторном масс-спектрометре

Finngan-MAT-261 в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик Б. В. Беляцкий).

Пробоподготовка для Sm-Nd датирования производилась по стандартной схеме. Мономинеральные фракции (50–100 мг), растертые в агатовой ступке до порошкообразного состояния, растворялись в 100 мл HCl двойной очистки и 0,5 мл H_2O_2 и выпаривались в течение 12 ч до получения 1–3 мл раствора. Затем в него добавлялось 15 мл 8N HNO_3 двойной очистки, и раствор выпаривался снова. Процедура повторялась 3–4 раза, после чего добавлялось 50 мл H_2O четырехкратной очистки, и полученный раствор в течение часа выпаривался досуха. Полученный осадок центрифугировался и промывался в HNO_3 двойной очистки, а после смешивался с ^{149}Sm – ^{146}Nd трассером. Выделение Sm и Nd проводилось в соответствии со стандартной методикой, включающей двухстадийную ионообменную хроматографию [30].

Обработка изотопных данных велась с использованием пакета программ Isoplot/Ex 2.49 [28] (табл. 2). Графическая интерпретация полученных данных показывает, что изохроны для минералов стадий II, III, VI имеют близкий угол наклона и, следовательно, возраст, но различаются по начальному $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношению (рис. 8). Изохронный возраст оруденения: стадия II — 921 ± 8 млн лет (СКВО = 1,02), стадия III — 919 ± 93 млн лет (СКВО = 0,74), стадия VI — 915 ± 49 млн лет (СКВО = 0,22) (рис. 9).

**Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ МИНЕРАЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА**

Проба	Минерал	Месторождение, проявление	Стадия	Sm, ppm	Nd, ppm	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	T (DM)	T (DM-2st)
99405	Вольфрамит	Высокое-2	II	0.712	0.894	0.80	0.48316	0.514095±16	-2.73	535	1755
99407	»	»	II	0.908	0.763	1.19	0.72151	0.515497±21	-1.3	705	1636
99404	»	»	II	0.921	1.019	0.90	0.54822	0.514488±18	-2.14	610	1706
99408	Шеелит 1	»	II	7.936	35.1	0.23	0.13711	0.511983±12	-6.31	2317	2050
99410	»	»	II	4.494	21.47	0.21	0.12692	0.511928±14	-6.28	2142	2047
99411	»	»	II	4.985	24.89	0.20	0.12146	0.511894±19	-6.35	2072	2053
00301	Шеелит 2	Олень	III	3.188	17.68	0.18	0.10934	0.511679±12	-9.23	2144	2290
00302	»	»	III	8.277	38.26	0.22	0.13119	0.511826±15	-8.73	2439	2250
00303	»	»	III	3.529	13.54	0.26	0.15804	0.511968±14	-8.88	3222	2262
00140	»	Олимпиада	III	9.017	49.96	0.18	0.10945	0.511671±17	-9.4	2158	2304
00140	Цоизит	»	III	2.537	13.51	0.19	0.11388	0.511714±23	-9.04	2188	2275
00150	Флюорит	»	VI	1.287	4.268	0.30	0.18291	0.512417±20	-2.82	3614	1762
00151	»	»	VI	1.992	7.451	0.27	0.16215	0.512287±13	-3.1	2546	1785
00152	»	»	VI	1.501	4.232	0.35	0.21494	0.512602±16	-2.69	80600	1751
00127	Кальцит	»	VI	2.479	11.76	0.21	0.12781	0.512074±22	-3.52	1908	1806
00152	»	»	VI	2.005	10.24	0.20	0.11872	0.512032±20	-3.35	1793	1806

Примечание. Концентрации элементов определены методом изотопного разбавления с точностью $\pm 0,5\%$ (26). Измерения изотопного состава проводились Б. В. Беляцким (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статистическом режиме по стандартной методике. Ошибки определения значений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляют $\pm 0,5$ и $\pm 0,005\%$ соответственно. Контрольные измерения в стандарте La Jolla: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511862\pm 22$ (25 определений). Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ вычислена для возраста гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса (850 млн лет; Волобуев и др., 1976) с учетом современных значений CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Модельный возраст T (DM) рассчитан на основе современных значений деплетированной мантии $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,2136$ (Goldstein, Jacobsen, 1988). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах использованы величины двухстадийных модельных возрастов T (DM-2st) (Liew, Hoffman, 1988).

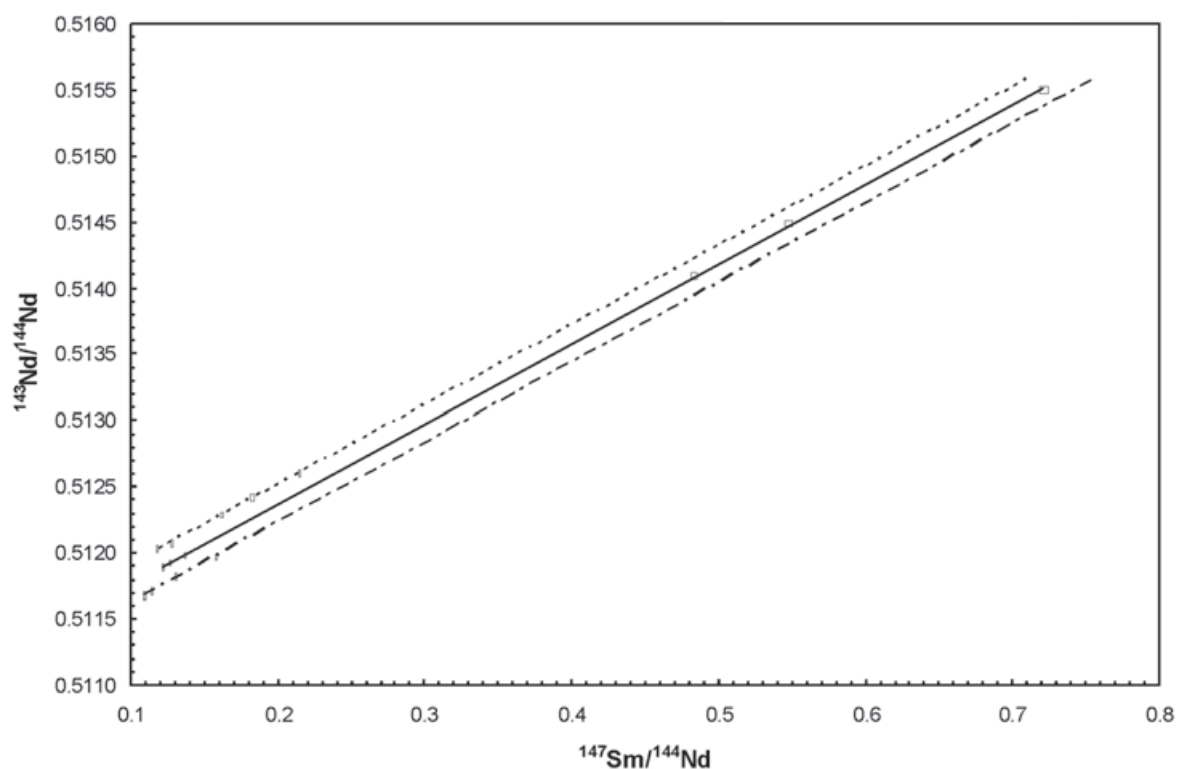


Рис. 8. Sm-Nd изохроны для минералов разных стадий оруденения

Рудные стадии: 1 — ранняя (вольфрамит, шеелит 1); 2 — основная (шеелит 2, цоизит); 3 — пострудная (флюорит, кальцит)

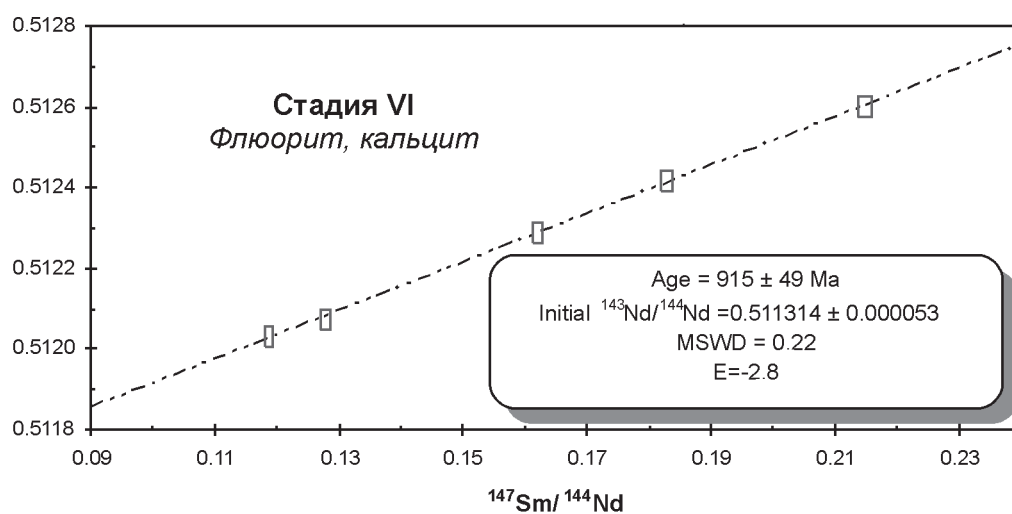
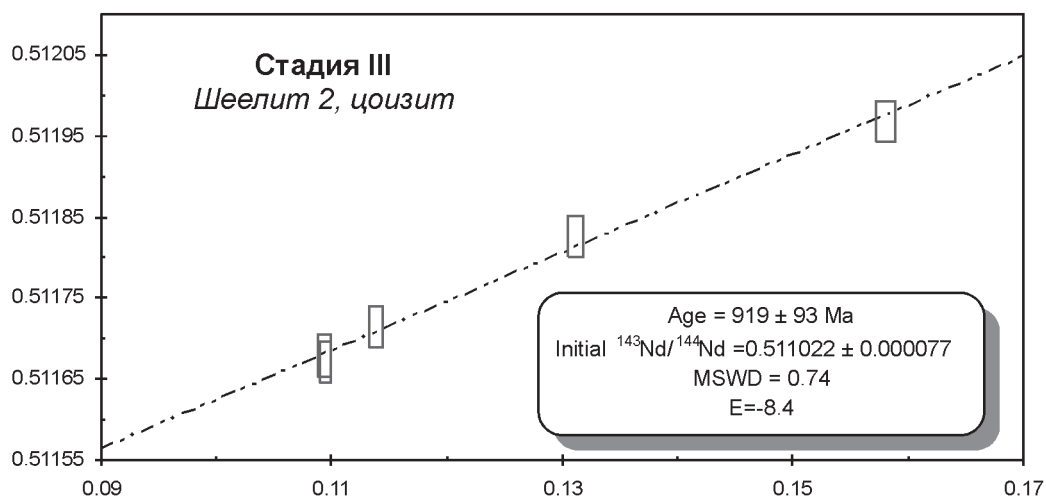
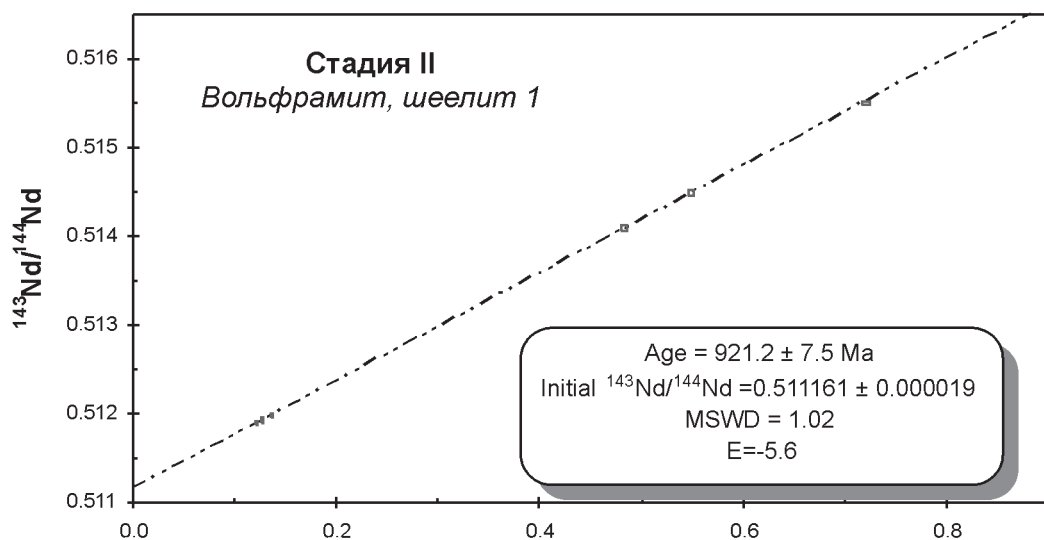


Рис. 9. Sm-Nd изохроны и их параметры для минералов стадий II, III, VI

Ошибка определения возраста зависит от степени разброса экспериментальных точек на изохроне, что определяется степенью фракционирования Sm и Nd в исследованных минералах (табл. 2). К сожалению, серьезные значения ошибок в определении изохронного возраста не позволяют достоверно оценить возрастные интервалы формирования минерализации разных стадий, но тем не менее полученные данные не противоречат установленной схеме последовательности минералообразования.

В свете современных представлений о методике Sm-Nd изохронного датирования наличие на диаграмме в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ линейного тренда экспериментальных точек со СКВО=1 не гарантирует соответствия вычисленного изохронного возраста времени реальных геологических процессов. Необходим тест на наличие т. н. линий смещения, которые могут образовывать фигуративные точки на диаграммах, связывающих $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношение с неизотопным параметром исследуемых минералов, в качестве которого обычно используется величина, обратная содержанию в них неодима. Если наблюдается сильная отрицательная корреляция между содержаниями дочернего ^{143}Nd и общего неодима в минерале, то накопление радиогенного ^{143}Nd не может быть описано в рамках системы, не испытавшей преобразований своего изотопного состава после ее закрытия. В нашем случае для минералов дорудной и пострудной стадий наблюдается отчетливый $1/\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ тренд, в то время как для шеелита 2 и цоизита основной рудной стадии такой закономерности не обнаружено (рис. 10).

Подобный факт представляется интересным в свете анализа модельных датировок T (DM-2st), показывающих время после того, как Nd в минералах имел тот же самый изотопный состав, что и в деплетированной мантии, и рассматривающихся как оценки длительности пребывания вещества в коре [23]. T (DM-2st) для минералов основной рудной стадии составляют 2250–2302 млн лет, а модельный возраст для минералов дорудной и пострудной стадий оказывается близким (1636–2053 и 1751–1806 млн лет соответственно) и значительно более молодым (табл. 2). Вероятно, что изохроны для стадий III и VI представляют собой «линии смещения», демонстрирующие, что на Sm-Nd изотопные параметры в минералах оказали влияние два геологических события, происшедших на рубежах около 2,3 и 1,8 млрд лет, а закрытие изотопной системы и время кристаллизации минералов соответствуют изохронному возрасту $921(\pm 8)$ — $915(\pm 49)$ млн лет.

Все исследованные минералы имеют отрицательное значение параметра ϵ_{Nd} , что может указывать на коровый характер их вещества (табл. 2). Анализ вариаций ϵ в изученных образцах показывает, что наиболее его близкие к CHUR ($\epsilon_{\text{Nd}}=0$) значения имеют ранние вольфрамиты, генетически связанные с гранитоидами татарско-аяхтинс-

кого комплекса. Максимально высокие по абсолютной отметке отрицательные значения ϵ_{Nd} и соответственно наибольшая степень контаминации коровым компонентом характерны для шеелита 2, который наиболее тесно связан с золото-сульфидной минерализацией на изученных месторождениях.

Изотопная геохимия свинца

Изотопная геохимия свинца изучена для 21 зерна сульфидов, альбита и самородной сурьмы, характеризующих весь возрастной спектр гидротермально-метасоматических изменений, от дорудных до пострудных (рис. 3).

Изучение изотопного состава свинца в минералах выполнено посредством лазерно-абляционной методики. Для измерений использовался масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ThermoFinnigan Neptune с эксимерным лазером DUV-193. Параметры абляции: размер пятна — 20 мкм, энергия в импульсе — 10 мДж, темп следования импульсов 2–4 Пц. В качестве внешнего стандарта использовано синтетическое стекло NIST-611. В каждом из зерен проведено от 2 до 27 точечных замеров соотношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, в табл. 3 даны их средние значения и стандартная ошибка среднего.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отчетливо прослеживается неоднородность изотопного состава минералов разных стадий образования (рис. 11). Выделяются две основные группы «нормальных» и «аномальных» свинцов. «Аномальными» считаются минералы с $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.7$ и отрицательным возрастом в модели Стейси—Краммерса [31]. Минералы с таким изотопным составом свинца при своей кристаллизации захватывали некоторую часть радиогенного ^{206}Pb , что указывает на значительную роль процессов смешения и переотложения рудного вещества. В нашем случае это пострудные марказит и пирит 5, схожий с ним по морфологии кубооктаэдрический пирит из углеродистых метасоматитов, место которого в схеме последовательности минералообразования достоверно не определено, а также ранний альбит из грейзенов.

Остальные минералы, за исключением пирротина 1 основной рудной стадии, резко обедненного радиогенным свинцом-207 и сформированного из источника с истощенным ураном-235, дифференцированы в отношении материнского урана-238.

Характерно, что из источника, наиболее обедненного ^{238}U , были образованы сурьмяные минералы, причем удревнение модельного S-K возраста и соответственно уменьшение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения происходит в ряду последовательно сменяющихся друг друга по времени образования минералов (от раннего к позднему): бертьерит—антимонит—самородная сурьма. Подобный факт заслуживает особого внимания, поскольку может косвенно указывать на собственный обедненный

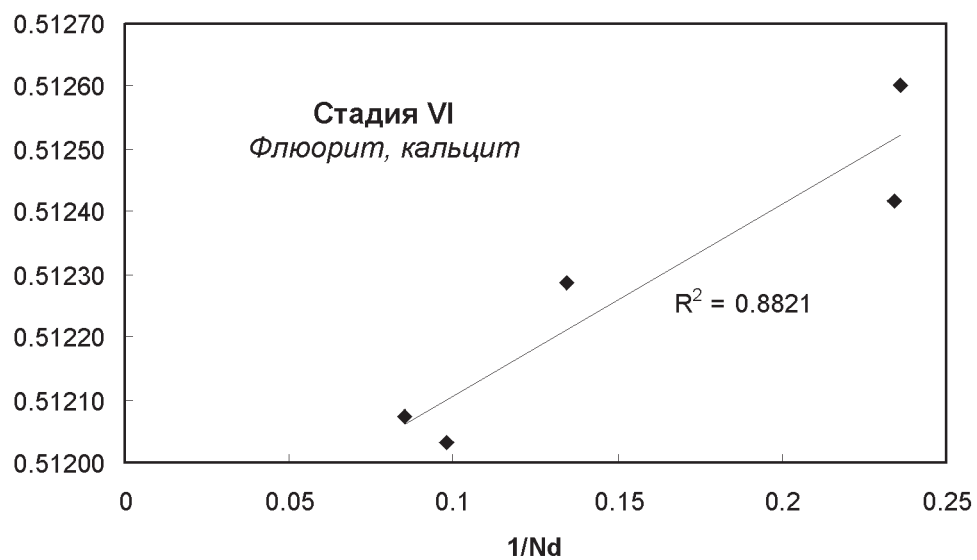
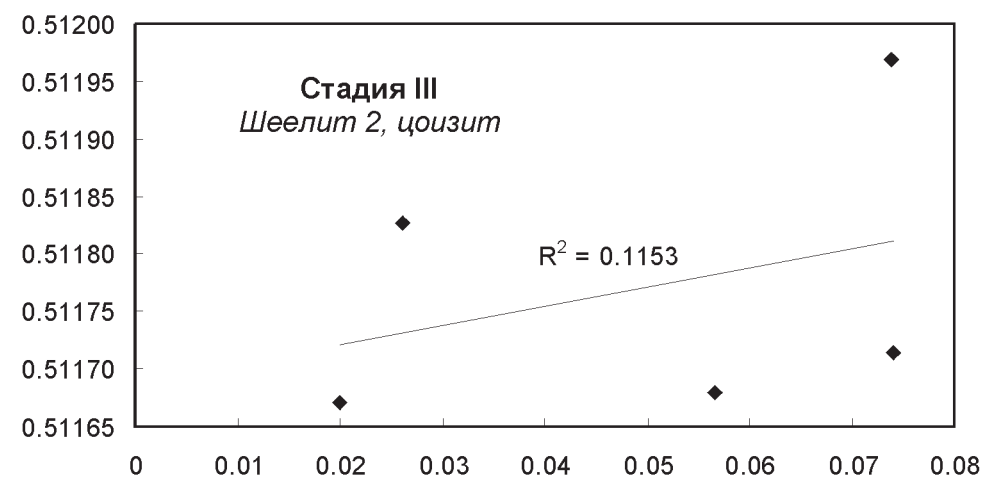
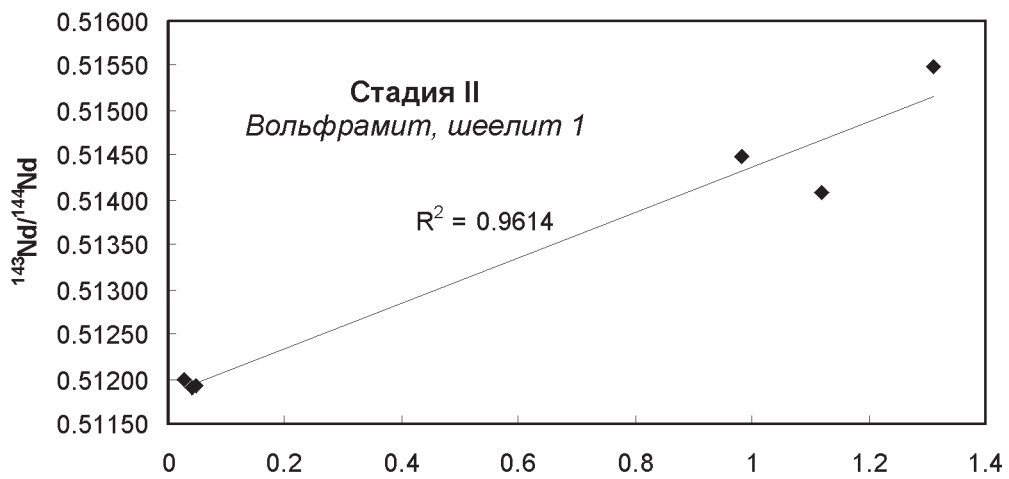


Рис. 10. Диаграммы в координатах $1/\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для минералов стадий II, III, VI

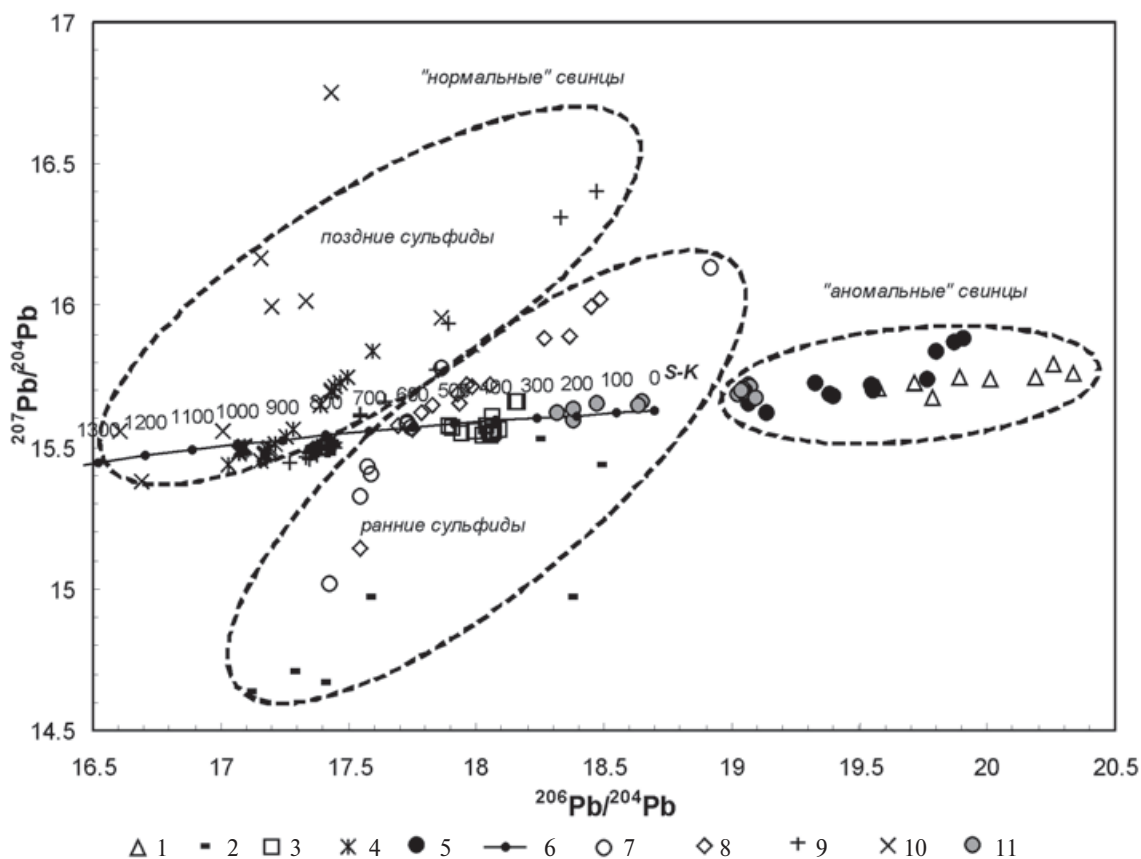


Рис. 11. Диаграмма зависимости $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в минералах месторождения Олимпиада и его спутников

1 — альбит; 2 — пиротин 1; 3 — арсенопирит 2, 3 (Олень); 4 — антимонит; 5 — пирит, марказит пострудные; 6 — S-K; 7 — пирит 1; 8 — арсенопирит 1 (Олимпиада); 9 — бертьерит; 10 — самородная сурьма; 11 — пирит из черных сланцев

^{238}U и, по-видимому, не связанный с гранитоидами источник вещества для формирования Sb-минерализации, отличный от изотопного резервуара для золото-арсенопиритового оруденения. В этой связи необходимо подчеркнуть, что возраст в модели Стейси–Крамерса лишен геохронологического смысла и отражает гипотетическое разделение U и Th.

Ранние сульфиды (пирит 1, арсенопирит 1) образуют сближенные Pb-Pb изохроны и отличаются от поздней сурьмяной минерализации повышенным $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношением. Более поздние генерации арсенопирита (2, 3) еще более обогащены радиогенным свинцом-206.

Нанесение результатов Pb-датирования на диаграмму $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в модели плюмботектоники [7] показывает значительный разброс фигуративных точек средних составов изотопов свинца в минералах (рис. 12). Часть анализов, в том числе и золотоносных арсенопиритов 1, ложится на линию изотопной эволюции верхней коры, а большинство точек, отвечающих поздней сурьмяной минерализации, располагается между линиями развития орогенной зоны, нижней коры

и мантии. Подобный факт может косвенно подтвердить теорию о различных источниках вещества для формирования ранней золото-арсенопиритовой и поздней золото-сурьмяной минерализации [11].

Изотопная геохимия углерода и кислорода

В качестве модельного объекта для изучения распределения изотопов углерода и кислорода выбран кальцит как минерал, имеющий «сквозное» распространение в разновозрастных метаморфогенных и гидротермально-метасоматических породах исследуемых объектов. Проанализировано 13 образцов кальцитов из дорудных, рудных и пострудных образований. Кроме того, изучен изотопный состав углерода в графите из дорудных и рудных углеродистых метасоматитов месторождения Олимпиада.

Изучение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах выполнено по стандартной методике их разложения ортофосфорной кислотой и последующими изотопными измерениями с помощью двухканального масс-спектрометра

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ СВИНЦА В МИНЕРАЛАХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИАДА И ЕГО САТЕЛЛИТОВ

Проба	Минерал	Место- рождение	Ста- дия	n	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb
99155	Пирит	Олимпиада	I	7	18.1716	0.3041	15.5881	0.0492	37.0599	0.2249	0.8591
02199	дорудный »	»	I	9	19.0501	0.0081	15.6985	0.0048	37.3308	0.0080	0.8241
99421	Альбит	Оленье	II	9	20.0799	0.1394	15.7443	0.0135	37.3957	0.0203	0.7844
00112	Арсено- пирит 1	Олимпиада	III	9	17.8801	0.0397	15.6560	0.0199	37.8301	0.0680	0.8756
99105	»	»	III	9	18.0726	0.1101	15.6887	0.0944	38.6011	0.2385	0.8681
99151	Пирит 1	»	III	9	17.7919	0.1474	15.5366	0.1031	37.5417	0.2633	0.8734
99112	Пирротин 1	»	III	9	17.6735	0.1961	14.8577	0.1445	36.2246	0.3485	0.8407
99305	Арсено- пирит 2	Оленье	IV	9	18.0190	0.0319	15.5897	0.0153	38.4612	0.0548	0.8652
00124	Бертьерит	Олимпиада	IV	9	17.3473	0.0021	15.4802	0.0020	36.9587	0.0049	0.8924
00124-1	»	»	IV	9	17.3592	0.0029	15.4906	0.0025	36.9887	0.0064	0.8924
02102	Бертьерит +золото 2	»	IV	9	17.3908	0.0094	15.4948	0.0067	37.0332	0.0186	0.8910
02102-1	»	»	IV	9	17.6785	0.1367	15.7269	0.1159	37.6277	0.2948	0.8896
00100	Бертьерит	»	IV	27	17.4130	0.0033	15.4787	0.0023	37.0399	0.0073	0.8889
00100-1	»	»	IV	9	17.4269	0.0024	15.5035	0.0021	37.1213	0.0045	0.8896
99108	Антимонит	»	V	9	17.0766	0.0059	15.4870	0.0066	36.7737	0.0115	0.9069
00121	»	»	V	9	17.1825	0.0050	15.4836	0.0056	36.8225	0.0124	0.9011
99311	»	Оленье	V	9	17.3924	0.0342	15.6597	0.0304	37.3729	0.0777	0.9004
99311	Арсено- пирит 3	»	V	9	18.0625	0.0038	15.5507	0.0018	37.0077	0.0063	0.8609
99202	Самородная сурьма	Иннокен- тьевское	V	9	17.3074	0.1727	16.0492	0.1891	37.7334	0.3671	0.9273
99190	Пирит 5	Олимпиада	VI	9	19.6172	0.0748	15.7603	0.0264	40.9765	0.1704	0.8034
99195	Марказит	»	VI	2	19.1008	0.0371	15.6373	0.0158	40.0725	0.0360	0.8187

ThermoFinnigan Delta Plus. Графит для изотопного анализа был выделен из пород посредством обработки образцов смесью кислот HF+HCl с последующим центрифугированием нерастворимого остатка. Анализ полученного материала выполнен на масс-спектрометре ThermoFinnigan Delta Plus XL с элементным анализатором CE/EA-1112.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в кальцитах находятся в пределах от $-9,7$ до $-15,9$ ‰, что говорит о значительном их обеднении ^{18}O по сравнению с SMOW (табл. 4). Значение $\delta^{13}\text{C}$ положительно ($4,6$ ‰ PDB) только в безрудном мраморе Тырадинского месторождения известняков, все кальциты месторождений Олимпиада и Оленье (рис. 13) характеризуются отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и являются обедненными ^{13}C по сравнению с PDB. Основная часть изученных рудных кальцитов имеет $\delta^{13}\text{C}$, близкое к таковому в морских известняках ($\delta^{13}\text{C} \sim 0$ ‰ PDB, [23]). Более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных минералов могут свидетельствовать о глубинном источнике углерода. Карбонат пострудных прожилков близок по своему составу к глубинному углероду с $\delta^{13}\text{C} = -7$ ‰ PDB.

Наибольший интерес представляет изотопно-легкий ($\delta^{13}\text{C} = -8,6...-10,7$ ‰ PDB) состав углерода в кальцитах из рудовмещающих углеродисто-карбонатных пород, что позволяет рассматривать данные породы как предрудные углеродистые метасоматиты, образованные за счет взаимодействия терригенных пород с глубинными флюидами.

Изотопный состав углерода в графите изучен для предрудных и рудных углеродистых метасоматитов (табл. 4). Существенной разницы между ними не устанавливается, основная часть анализов дает изотопно-легкий углерод с $\delta^{13}\text{C} = -19,0...-20,6$ ‰ PDB (рис. 14). Определение изотопного состава углерода в сосуществующих кальците и графите позволяет оценить температуру предрудного углеродистого метасоматоза в $360-450$ °C (рис. 15) по формуле кальцит-графитового геотермометра [27]:

$$\Delta^{13}\text{C}(\text{Cc} - \text{Gr}) = 5,81 \times 10^6 \text{T}^{-2} - 2,61 (\text{T}, \text{K}).$$

Такие значения согласуются с оценками температуры дорудного метасоматического изменения пород месторождения Олимпиада (430 ± 50 °C) по гомогенизации газовой-жидких включений в минералах [2].

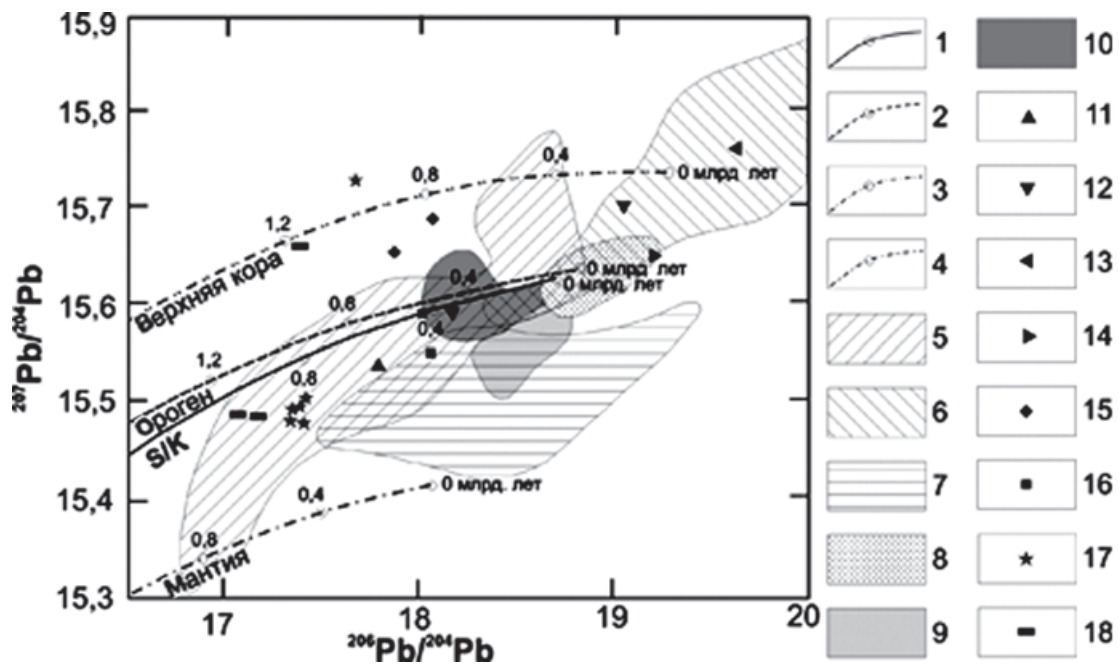


Рис. 12. Диаграммы средних составов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в минералах месторождений и рудопоявлений Верхне-Енашиминского рудного узла

1–4 — кривые изотопной эволюции свинца: 1 — Земли в целом по [31], 2 — орогенной зоны, 3 — верхней коры, 4 — мантии (в модели плюмботектоники по Доу, Зартман, 1982); 5–10 — поля изотопного состава свинца: 5 — кратонизированной коры, 6 — некратонизированной коры, 7 — океанических вулканических пород, 8 — пелагических осадков, 9 — примитивных дуг, 10 — зрелых дуг по [7]; 11–18 — экспериментальные точки изученных минералов: 11 — пирит 1, 12 — пирит из черных сланцев, 13 — марказит, 14 — пирит 5, 15 — арсенопирит 1, 16 — арсенопирит 2, 17 — бертьерит, 18 — антимонит

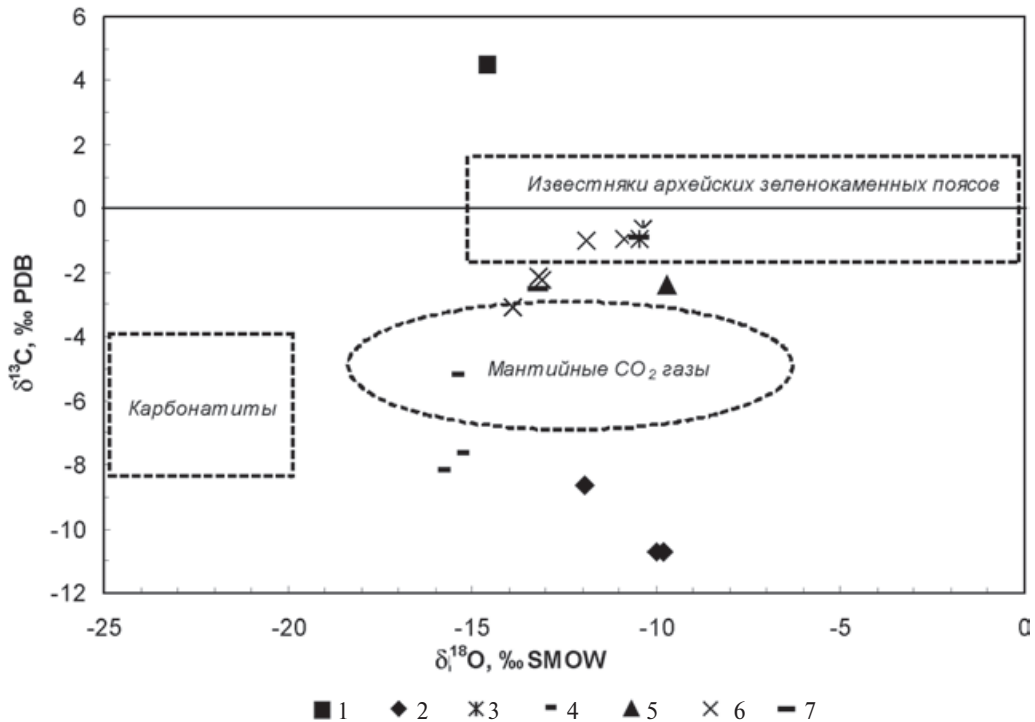


Рис. 13. Диаграмма $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ состава кальцитов месторождений Олимпиада и Оленья

1 — мрамор, 2 — дорудные углеродистые метасоматиты, 3 — выветрелые золотоносные метасоматиты, 4 — пострудные карбонатные прожилки (Оленья), 5 — дорудный скарноид, 6 — золотоносные метасоматиты, 7 — пострудные карбонатные прожилки (Олимпиада)

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА В КАЛЬЦИТЕ И ГРАФИТЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИАДА И ЕГО САТЕЛЛИТОВ

Комплекс пород	Проба	Месторождение	Порода	Основные рудные минералы	Кальцит		Графит	
					$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	
Метаморфиты	99003	Тырадинское (известняков)	Мрамор	—	-14.6	4.6		
Безуглеродистые дорудные метасоматиты	02190	Олимпиада	Цоизит-гранат-кальцит-биотитовый скарноид	—	-9.7	-2.4		
Углеродистые дорудные метасоматиты	99350	Олень	Углеродистый андалузит-мусковит-кварцевый метамоматит	—			-14.8	
	02100	Олимпиада	Углеродистый слюдисто-кварц-карбонатный метамоматит	Пирит	-10.0 -9.8	-10.7 -10.7	-19.1	
	99155	»	То же	»			-19.2 -19.0	
	99153	»	»	»			-19.2	
	02-T01	»	»	»		-11.9	-8.6	-20.6
	00130	»	»	»	Пирит, пирротин			-20.3
Углеродистые рудные метасоматиты	00121	Олимпиада	Углеродистый слюдисто-кварц-карбонатный метамоматит	Антимонит			-13.0	
	00131	»	Углеродистый цоизит-слюдисто-кварц-карбонатный метамоматит	»			-19,4	
Безуглеродистые рудные метасоматиты	00107	Олимпиада	Карбонатный метасоматит	Пирротин	-10.9	-1.0		
	00113	»	Слюдисто-кварц-карбонатный метамоматит	Арсенопирит	-11.9	-1.0		
	00112	»	То же	»	-13.1 -13.2	-2.2 -2.1		
	00111	»	»	»	-13.9	-3.1		
Пострудные карбонатные прожилки	99306	Олень	Карбонатный прожилок	Пирротин	-15.5	-5.2		
	02332	»	Турмалин-карбонатный прожилок	Пирротин, арсенопирит	-15.4 -15.9	-7.6 -8.2		
	02130	Олимпиада	Карбонатный прожилок	Бертьерит	-10.4 -10.5	-0.6 -0.9		
Выветрелые рудные метасоматиты	02180	Олимпиада	Выветрелый слюдисто-кварц-карбонатный метамоматит	—	-10.5	-0.9		
	02181	»	То же	Гидроокислы железа	-13.2	-2.5		

Соотношение основных событий в истории геологического развития региона с полученными изотопными данными

В архейское время на изучаемой территории Енисейского кряжа были сформированы вулканогенно-осадочные породы малогагаревской толщи, насыщенные вулканитами коматиит-базальтовой формации [22]. Такие отложения представляют собой остатки первичных зеленокаменных поясов. После сводового поднятия территории происходило интенсивное химическое выветривание, продукты которого переносились в области прогибов, контролирующиеся зонами глубинных разломов, где формировались мощные толщи отложений тейской серии и толеит-базальтовые вулканиты индыглинского комплекса. Изотопные данные о его возрасте отсутствуют. По косвенным признакам он оценивается в $\sim 2100\text{--}2200$ млн лет [22]. Возможно, именно этот комплекс явился источником циркона 1 из метасоматитов месторождения Олимпиада с возрастом 2042 ± 52 млн лет (рис. 16).

В раннем протерозое режим растяжения сменяется режимом сжатия, вследствие чего породы тейской серии были интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. На рубеже 1850 ± 100 млн лет [22] или 1780 ± 100 млн лет [3] происходит образование гранито-гнейсовых куполов гаревского мигматит-гранитового комплекса, сопровождающееся ультраметаморфизмом и гранитизацией. Данный комплекс, вероятнее всего, послужил источником кластогенного циркона 2 из метасоматитов месторождения Олимпиада с возрастом 1685 ± 29 млн лет.

Важным стратиграфическим следствием U-Pb датирования цирконов является их нижнепротер-

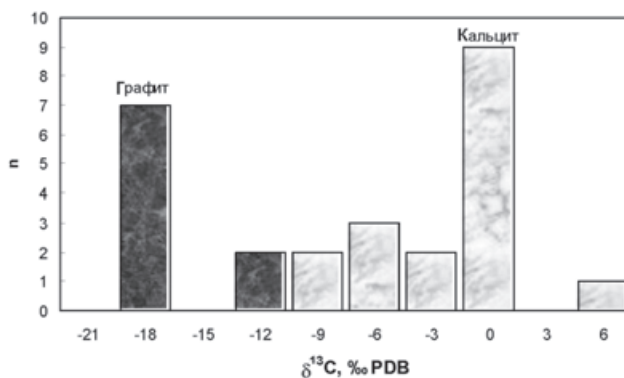


Рис. 14. Гистограмма изотопного состава углерода кальцитов и графита

розойский возраст, благодаря чему устанавливается, что содержащая их рудовмещающая на месторождении Олимпиада карбонатная толща была сформирована позднее — в раннерифейское время и относится не к пенчегинской (*PR, pn*) [22], а к кординской (*R, kd*) свите.

В рифейское время, после заложения мощных рифтовых зон, на исследуемой территории существовал режим пассивной континентальной окраины, в условиях которой формировались мощные терригенные толщи сухопитской серии, иногда несущие следы повышенной золотоносности, которая имеет элизионно-катагенетический характер и может быть связана с денудацией первичных золотоносных образований зеленокаменного пояса [20, 16]. В позднем рифее происходит столкновение западного края Сибирского континента с островной дугой энсиалического типа, что приводит к внедрению крупных гранитоидных батолитов татарско-аяхтинского комплекса с возрастом $936\text{--}950$ млн лет [22].

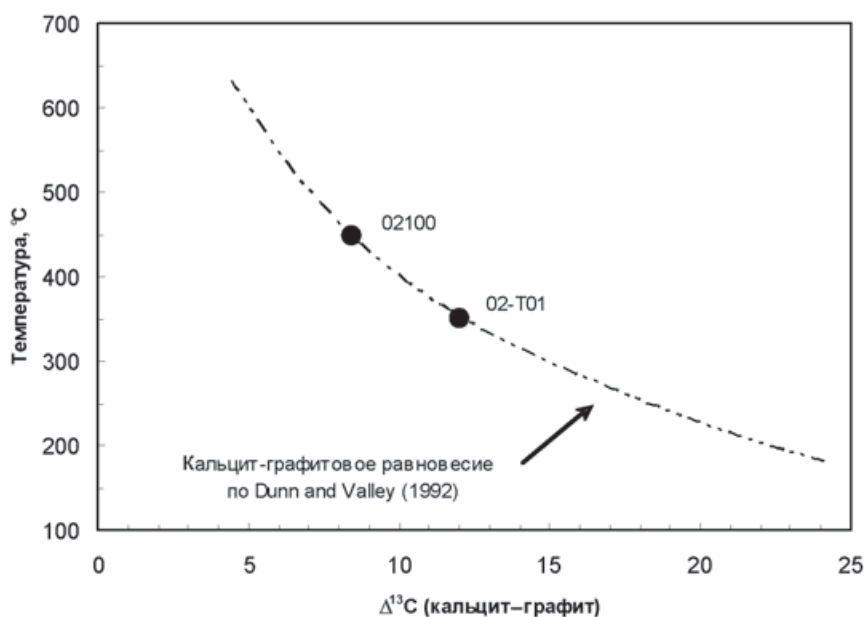


Рис. 15. Температура изотопного фракционирования между кальцитом и графитом в дорудных углеродистых метасоматитах месторождения Олимпиада

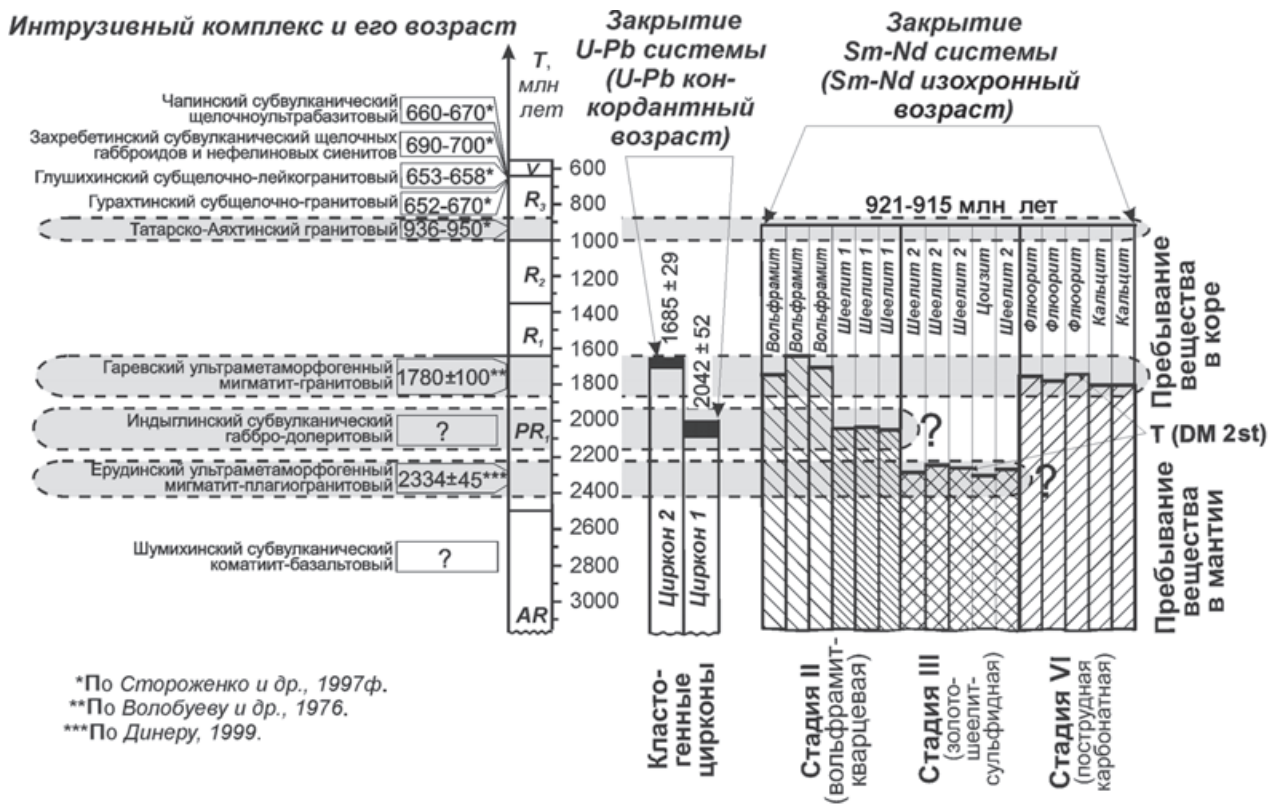


Рис. 16. Возрастные соотношения магматических событий в истории геологического развития северной части Енисейского края с U-Pb и Sm-Nd датировками минералов месторождения Олимпиада и его спутников

На позднем этапе субдукционного процесса происходят подновление зон глубинных разломов, зеленосланцевый метаморфизм, складчатость, надвигообразование. На завершающей стадии субдукции вдоль зон глубинных разломов происходят перенос и перераспределение металлов, а также масштабные процессы предрудного углеродистого метасоматоза, подтверждающегося мантийным изотопным составом углерода в карбонатах ($\delta^{13}\text{C} = -8,6...-10,7\text{‰ PDB}$). В результате формируются углеродисто-карбонатные породы, послужившие геохимическими барьерами для осаждения золота, мышьяка и сурьмы.

Sm-Nd исследования позволяют соотнести с данным периодом возраст рудообразования в исследуемом регионе, определенный изохронным методом в 921 (± 8) — 915 (± 49) млн лет. Sm-Nd изотопная систематика дает близкие возрасты дорудных, рудных и пострудных образований, различающихся по параметру ϵ_{Nd} и, вероятно, имеющих разные источники вещества. Исследования геохимии изотопов свинца позволяют предполагать гетерогенность первичных источников для формирования ранней золото-арсенопиритовой и более поздней золото-сурьмяной минерализации. Pb-Pb исследования указывают на значительную роль процессов смешения и переотложения рудного вещества, особенно при образовании пострудного пирита из флюорит-кальцитовых прожилков, по изотопному составу оказавшегося близким к пириту из углеродистых метасоматитов.

Следует отметить, что указанные ранее А. М. Сазоновым [20] K-Ar и Rb-Sr датировки для биотитов из вмещающих сланцев (856–792 млн лет), а также биотитов (844 млн лет) и мусковитов (877–771 млн лет) руд и Rb-Sr изохронные возрасты 794 ± 15 млн лет для ранних метасоматитов, содержащих золотоносный арсенопирит, и 615 ± 15 млн лет для поздних, сопровождающих антимонитовую минерализацию с самородным золотом [12, 13] оказываются более «молодыми», чем Sm-Nd данные авторов. Это скорее всего связано со спецификой рубидий-стронциевого и особенно калий-аргонового методов, зачастую показывающих возраст наиболее поздних метаморфических или метасоматических событий, которые, возможно, связаны со становлением гранитоидов глушихинского и гурахтинского комплексов (рис. 16), что, безусловно, требует дальнейшего изучения.

Модельные датировки времени выхода Nd из мантии для изученной минерализации соотносятся со временем формирования гранито-гнейсовых куполов (рис. 16). Для минералов ранней рудной и пострудной стадий T (DM-2st) хорошо согласуются со временем становления мигматит-гранитов гаревского комплекса. Для золото-шеллит-сульфидной минерализации пребывание Nd в коре начинается с 2250–2300 млн лет, что можно коррелировать со временем внедрения Ерудинского массива (2289–2379 млн лет), выделенного несколько лет назад [6, 17]. Такие закономерности могут свидетельствовать

о возможности начала перераспределения рудных компонентов при мантийно-коровом взаимодействии уже в раннем протерозое.

Основные результаты изотопно-геохимических исследований месторождения Олимпиада и его сателлитов:

— сульфидизированные метасоматиты месторождения Олимпиада содержат цирконы двух типов с возрастом 1685 ± 29 и 2042 ± 52 млн лет соответственно, указывающие на проявление магматической активности на территории исследуемого региона в данные периоды времени;

— возраст формирования рудовмещающей толщи месторождения Олимпиада составляет менее 1685 ± 29 млн лет, что позволяет соотносить ее с кординской свитой (*R_kkd*), а не с пенченгинской (*PR_{pn}*);

— изученные цирконы из терригенной составляющей пород не обнаруживают признаков перекристаллизации или потерь радиогенного свинца при метасоматическом и рудном процессах;

— формирование минералов ранней рудной, основной рудной и пострудной стадий произошло в сближенных интервалах времени (Sm-Nd изохронный возраст соответственно $921,2 \pm 7,5$, 919 ± 93 , 915 ± 49 млн лет).

— все исследованные минералы-концентраты REE имеют коровый источник их вещества ($\epsilon_{Nd} < 0$), наибольшая степень контаминации коровым компонентом характерна для шеелита 2, наиболее тесно связанного с золото-сульфидной минерализацией;

— изотопная систематика свинца демонстрирует понижение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения от ранних сульфидов основной рудной стадии ко второстепенной рудной стадии и далее — к поздней рудной стадии, а также резкое обогащение у сульфидов пострудной стадии, связанное с захватом радиогенного свинца в процессе переотложения рудного вещества;

— изотопно-легкий ($\delta^{13}\text{C} = -8,6 \dots -10,7 \text{ ‰ PDB}$) состав углерода в кальцитах из рудовмещающих углеродисто-карбонатных пород позволяет рассматривать данные породы как предрудные углеродистые метасоматиты, температура образования которых по кальцит-графитовому геотермометру оценивается в $360\text{--}450 \text{ }^\circ\text{C}$.

Исследования выполнены при поддержке российско-американской программы «Фундаментальные исследования и высшее образование» (BRNE) Американского фонда гражданских исследований и разработок (АФГИР) и Министерства образования РФ (грант 2.2.2.3.4088).

1. Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф., Миклишанский А. З., Ромашова Т. В., Колесов Г. М. Геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (Енисейский край) // Геохимия. 1995. №1. С. 29–47.
2. Баранова Н. Н., Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф., Миронова О. Ф., Колтакова Н. Н. Характеристика рудообразования на Au-(Sb-W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия. 1997. №3. С. 282–293.
3. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука. 1976. С. 96–123.
4. Генкин А. Д., Лопатин В. А., Савельев Р. А., Сафонов Ю. Г., Сергеев Н. Б., Керзин А. Л., Цепин А. И., Амшутц Х., Афанасьева З. Б., Вагнер Ф., Иванова Г. Ф. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) // Геол. руд. месторожд. 1994. Т. 3. № 2. С. 111–136.
5. Генкин А. Д., Вагнер Ф. Е., Крылова Т. Л., Цепин А. И. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский край, Сибирь) // Геол. руд. месторожд. 2002. Т. 44. №1. С. 59–76.
6. Динер А. Э. Новый мигматит-плагиогранитный комплекс заангарской части Енисейского края // Минералы и руды Красноярского края. Красноярск. Краснояр. отд. ВМО. 1999. С. 81–83.
7. Доу Брус Р., Зартман Роберт Е. Плюмботектоника фанерозоя // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1982. С. 28–67.
8. Кизай И. Н. О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования // Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 2. М.: Наука. 1974. С. 164–196.
9. Ли Л. В. О взаимоотношении вольфрамовой, золотой и сурьмяной минерализации в одном из районов Енисейского края // Сов. геология. 1969. №12. С. 59–64.
10. Ли Л. В. Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. Красноярск. КНИИГиМС. 2003. 117 с.
11. Лопатин В. А., Савельев Р. А., Троянов Г. Ю. Отчет с подсчетом запасов первичных руд Олимпиадинского золоторудного месторождения на 01.07.93 г. (Выполнение рекомендаций ГКЗ). Тея. 1993.
12. Новожилов Ю. И. Стороженко А. А., Гаврилов А. М. Олимпиадинское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. М.: ЦНИГРИ. 1986. Т. 3. С. 126–146.
13. Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ. 1999. 174 с.
14. Песков Е. Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. Магадан. 2000. 279 с.
15. Петровская Н. В., Тимофеевский Д. А., Бородаевский Н. И. Эндогенная зональность золоторудных полей и месторождений // Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 2. М.: Наука. 1974. С. 86–122.
16. Пузанов А. А. Поиски и оценка рудного золота на Олимпиадинской площади. Т. 3. Геохимические работы. Красноярск, 2002.
17. Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Материалы VI Западно-Сибирского петрографического совещания, ноябрь 1998 г. / Ред. В. Л. Хомичев. Новосибирск. СНИИГиМС. 1999. 261 с.
18. Савичев А. А., Гавриленко В. В. Золото-сульфидное оруденение Северо-Енисейского района (Сибирь) и условия его образования // Зап. ВМО. 2003. № 2. С. 15–32.

19. *Савичев А. А.* Минералого-геохимическая зональность и условия формирования Au-Sb-W минерализации Верхне-Енашиминского рудного узла (Енисейский край): Автореф. канд. дис. СПб., 2004. 24 с.
20. *Сазонов А. М.* Геохимия золота в метаморфических толщах. Томск. 1998. 166 с.
21. *Сергеев Н. Б.* Особенности строения и вещественного состава золотоносной коры выветривания (Енисейский край) // Кора выветривания. М.: Наука. 1991. Вып. 20. С. 77–90.
22. *Стороженко А. А.* и др. Отчет по составлению геологической карты, карты полезных ископаемых с элементами прогноза масштаба 1:50 000 и комплекса геофизических карт на Олимпиадинскую площадь. Красноярск. 1997.
23. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир. 1989. 590 с.
24. *Чаиркин В. М.* Отчет о работах Енашиминской ГРП за 1952–53 гг. ТГФ. Тея. 1954.
25. *Яблокова С. В., Коновалова М. С., Сандомирская С. М.* Минералогия золотоносной коры выветривания на месторождениях прожилково-вкрапленных сульфидных руд в терригенно-карбонатных толщах докембрия. М.: Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 208. С. 10–19.
26. *Black L. P., Kamo S. L.* TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chemical Geology*. 2003. 200. P.155–170.
27. *Dunn S. R., and Valley J. W.* Calcite-graphite isotope thermometry: a test for polymetamorphism in marble, Tudor gabbro aureole, Ontario, Canada // *J. of Metamorphic Geology*. 1992. 10. 487–501.
28. *Ludwig K. R.* User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 1999 Berkeley Geochronology Center, Special Publication. No.1a, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
29. *Ludwig K. R.* SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center. 2000. Special Publication. No.2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
30. *Richard P., Shimizu N., Allegre C. J.* $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer. An applications to oceanic basalts // *Earth and Planetary Sci. Let.* 1976. Vol. 31. P. 65–74.
31. *Stacey J. S., Krammers J. D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Sci. Let.* 1975. Vol. 26. P. 207–221.
32. *Williams I. S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // McKibben, M. A., Shanks III. W. C. and Ridley W. I. (eds). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. in Economic Geology*. 1998. 7 P. 1–35.