

УДК 550.42:552.18

## ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ИЗОТОПИЯ КАРБОНАТОВ ТОПОЛЬНИНСКОГО ЗОЛОТО-СКАРНОВОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Савинова О.В., Тимкин Т.В., Асканаква О.Ю.

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет,  
Томск, e-mail: kzzz@inbox.ru*

В рудном поле выявлено пять продуктивных минеральных ассоциаций: кварц-пирит-арсенопирит-кальцитовая, кварц-молибденит-кальцитовая; кварц-арсенопирит-пиритовая-кальцитовая, кварц-полиметаллическая-эпидот-амфибол-кальцитовая и теллуридно-сульфидная. Для определения условий минералообразования были изучены газово-жидкие включения в кальците и кварце из метасоматитов пропилитовой и березитовой формации, сопровождающие указанные минеральные ассоциации. Установлено, что в образовании минерализации принимало участие два флюидных потока отличающиеся по солености и металлогенической нагрузкой. Определено, что кальцитовые прожилки с молибденитом формировались при температурах 250–150°C и солености 13...6 масс. % NaCl-экв. Кварц-арсенопирит-пирит-кальцитовая ассоциация образовалась при температурах 310–150°C и солености 19...11 масс. % NaCl-экв. Формирование кварц-хлорит-полисульфидно-эпидот-амфибол-кальцитовой ассоциации происходило при температурах 190–150°C. Метасоматиты разделяются на две фации: среднетемпературные эпидот-актинолитовые с соленостью 18...8 масс. % NaCl-экв. и низкотемпературные кальцит-хлоритовые с соленостью 10...5 масс. % NaCl-экв. Березиты образовались при температурах 240–187°C и солености включений 9...4,5 масс. % NaCl-экв. Рассмотренные изотопные данные по углероду и кислороду в кальците указывают на разный источник вещества.

**Ключевые слова:** золото-скарновая формация, микротермометрия, флюидные включения, изотопный состав, углерод, кислород

## FLUID INCLUSIONS AND STABLE ISOTOPE STUDY OF CARBONATES OF TOPOLNINSKOE AU-SKARN AREA (GORNYY ALTAI)

Savinova O.V., Timkin T.V., Askanakova O.Y.

*National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, e-mail: kzzz@inbox.ru*

Five mineral associations are recognized in the ore field: quartz-pyrite-arsenopyrite-calcite, quartz-molybdenite-calcite; quartz-arsenopyrite-pyrite-calcite, quartz-polymetallic-epidot-amphibole-calcite and telluride-sulfide. Fluid inclusions in calcite and quartz from metasomatites of propylitic and beresitic formations, accompanying the specified mineral associations, were examined in order to determine the conditions of mineral precipitation. It was found out that two fluid brines, different from each other by salinity and metallogenic load, participated in mineralization. It is determined that calcitic veinlets with molybdenite were formed at 250–150°C and salinity of 13...6 wt. % NaCl-equiv. Quartz-arsenopyrite-pyrite-calcite association was formed at 310–150°C and salinity of 19...11 wt. % NaCl-equiv. Formation of quartz-chlorite-polymetallic-epidot-amphibole-calcite association formed at 190–150°C. Metasomatites are divided into two facies: medium temperature epidot-actinolite with salinity of 18...8 wt. % NaCl-equiv. and low temperature calcite-chlorite with salinity of 9...4,5 wt. % NaCl-equiv. Beresites were formed at 240–187°C and salinity of 9...4,5 wt. % NaCl-equiv. The examined isotopic data for carbon and oxygen in calcite point to various sources of elements.

**Keywords:** Au-skarn formation, microthermometry, fluid inclusions, isotope composition, carbon, oxygen

Топольнинское рудное поле находится на севере Горного Алтая и относится к перспективной золото-скарновой рудной формации [4]. Площадь поля слагают терригенно-карбонатные отложения нижнего силура и девона, представленные громотухинской и камышенской свитами, соответственно. Осадочные толщи смяты в крупную Топольнинскую синклиналь северо-западного простириания и разбиты сериями субмеридиональных тектонических нарушений. Большая часть рудопроявлений локализована в экзоконтактах двух разобценных массивов Топольнинской гранитоидной интрузии и приурочена к биметасоматически-инфильтрационным скарнам, скарнированным телам и сопутствующим им метасоматитам. Золоторудная минера-

лизация прослеживается по всему разрезу скарнированных пород.

В процессе изучения в скарновых рудах нами было установлено более 30 минералов. Основные породообразующие минералы – это гранаты, пироксены, волластонит, скаполит, эпидот, кальцит, амфиболы и хлориты. Среди рудных отмечаются пирит, арсенопирит, пирротин, молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, халькозин и ковеллин. В виде мелких включений и просечек присутствуют разнообразные сульфиды, блеклые руды, сульфосоли и теллуриды. Рентгеноспектральным микроанализом нами впервые для рудного поля установлены: герсдорфит ( $\text{Fe}_{0,17}\text{Ni}_{0,5}\text{Co}_{0,36}$ ),  $\text{As}_1\text{S}_{0,93}$ , цумоит  $\text{Bi}_{1,02}\text{Te}_1$ , гессит  $\text{Ag}_{1,81}\text{Te}_1$ , кобальтин  $\text{Co}_1\text{As}_{1,08}\text{S}_{1,19}$ , скиннерит

$\text{Cu}_{2,82}\text{Sb}_1\text{S}_{3,08}$  раклиджит  $(\text{Bi}_{1,97}\text{Pb})_{1,2,97}\text{Te}_{4,02}$ ,  
ульманит  $\text{Ni}_1\text{Sb}_{1,35}\text{S}_{1,38}$ , поубаит  $\text{Pb}_1\text{Bi}_{1,71}(\text{Se}_0,$   
 $_{56}\text{Te}_{0,14}\text{S}_{3,85})_{4,55}$ , самородный висмут.

Золото зафиксировано в виде ультрамелких включений в молибдените, в борните и в ассоциации с теллуридными минералами. Размер включений варьируется от 5 до 20 мкм. Химический состав золотин изменяется в пределах: Au – 60,36...90,06 мас.%, Ag – 7,98...35,09 мас.%, Fe – 0,20...3,09 мас.%, Cu – 0,30...1,73 мас.%. Среднее значение микротвердости по 7 замерам – 92,845 кгс/мм<sup>2</sup>.

По результатам минераграфического анализа в пределах рудого поля выявлено пять продуктивных минеральных ассоциаций: кварц-пирит-арсенопирит-кальцитовая, кварц-молибденит-кальцитовая; кварц-арсенопирит-пиритовая-кальцитовая, кварц-хлорит-полиметаллическая-эпидот-амфибол-кальцитовая и теллуридно-сульфидная. Минеральные ассоциации сопровождаются метасоматитами известково-скарновой формации, апоскарновыми метасоматитами пропилитового ряда и березитами.

Рудный процесс завершился образованием безрудных кварц-кальцитовых прожилков и гипергенных минералов (лимонит, азурит, малахит).

Для микротермометрических исследований использован компьютерный измерительный комплекс, созданный на основе микротермокамеры MDSG600 фирмы «Lincam» (Англия), микроскопа «Axio Imager» (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов (максимальное увеличение 50х), видеокамеры и управляющего компьютера (Лаборатория физических методов исследования горных пород и руд при кафедре Геологии и разведки полезных ископаемых, Томский политехнический университет, г. Томск). Комплекс позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов в интервале от –180 до +500 °С, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать электронные микрофотографии. Погрешность измерений составила не более 0,5 °С.

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из скарнов и метасоматитов был определен на оборудовании Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Измерение состава проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с приставкой онлайн-пробоподготовки «GasBench II» с использованием стандартных методик пробоподготовки. Погрешность определения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  не превышала  $\pm 0,1\%$  для углерода и  $\pm 0,3\%$  для кислорода.

### Исследование флюидных включений

Для определения условий минералообразования были изучены флюидные включения в таких прозрачных минералах, как кальцит и кварц, в единичных случаях включения исследовались в эпидоте и волластоните. Следует отметить, что в последних и других прозрачных минералах флюидные включения встречаются крайне редко и имеют субмикронные размеры, что затрудняет их диагностику и проведение самого термобарогеохимического исследования.

Образцы для исследования отобраны на таких интервалах, где исключительным развитием пользуется минерализация только одной из стадий рудоотложения, что позволяет достаточно точно определить относительное время образования флюидных включений в истории формирования рудного поля.

Таким образом, замеры температур фазовых переходов выполнялись в каждой полированной пластинке для максимально возможного количества разновозрастных включений (син- либо эпигенетических), отличающихся по размеру и соотношению фаз в вакуоли. Так как изученные включения не содержат минералов-узников, состоят из водных растворов солей слабой или умеренной концентрации, а в газовой фазе при охлаждении не проявили признаков низкокипящих газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и др.), то для них определялись следующие температуры: температура эвтектики (температура начала плавления льда для мелких включений) и температура полного плавления льда. По температуре эвтектики можно судить о фазовом составе основных солевых компонентов. Растворы, имеющие  $T_{\text{эвт}}$  (45–54 °С), могут содержать преимущественно  $\text{CaCl}_2$  с примесями хлоридов  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$  и  $\text{MgCl}_2$ .  $T_{\text{эвт}}$  (32–37 °С) соответствуют растворам с  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2 + \text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2 + \text{KCl}$ . Для растворов с  $\text{NaCl}$  характерны температуры эвтектики (21,3–23,5 °С). По температуре плавления льда рассчитывалась суммарная концентрация солей. Гомогенизация подавляющей части включений идет по первому типу, то есть в жидкую фазу.

Результаты термо- и криометрических исследований 83 индивидуальных флюидных включений приведены в таблице. Как показано в работах [2, 7], эволюция флюидных ортомагматических систем объясняется с позиции процесса ретроградного кипения магм, в процессе которого образуются две несмешиваемые флюидные фазы: высококонцентрированный рассол со щелочной реакцией и слабоминерализованный кислый пар.

Как показали результаты исследований газовой-жидких включений Топольнинского рудного поля, на ранних этапах миграции

высокосоленого флюида образовались известковые скарны. По данным [4], соленость газовой-жидких включений в гранатах и волластоните достигает 33 мас. % NaCl-экв. для проявления Баяниха (Топольнинское рудное поле) и 45 мас. % NaCl-экв. для других золото-скарновых месторождений при температурах минералообразования 450...700°C.

Особенность изменения температуры эвтектики растворов состоит в том, что от периода к периоду она менялась скачкоо-

бразно, оставаясь постоянной на протяжении каждого из них (таблица, столбец 4). Тэвт – чуткий индикатор качественного состава растворов, не зависящий от концентрации растворенных компонентов, но индивидуально реагирующий на появление каждого из них в количестве более 1%. Поэтому идентичность Т эвтектики сравниваемых растворов с высокой вероятностью свидетельствует о близости их качественного состава.

Результаты термобарогеохимических исследований

Минерал	n, количество замеров	T гом., °C	T эвт., °C	Солённость, мас. %-экв. NaCl	Компонентный состав солевой системы
1	2	3	4	5	6
Кварц из березитов	5	187–240	–(27–38)	4,5–9	MgCl <sub>2</sub> –KCl–NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит с молибденитом	5	145–250	–(23–41)	6–8	MgCl <sub>2</sub> –KCl–NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит с молибденитом	6	150–210	–(36–37)	1–13	MgCl <sub>2</sub> –FeCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Волластонит	2	205–210	–	2	
Кальцит с арсенопиритом и пиритом	7	185–305	–(45–54)	11–19	CaCl <sub>2</sub> –MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит с хлоритом и эпидотом	5	174–225	–(27–34)	6–10	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит из прожилка в пропилите	7	170–190	–(25–28)	5–9	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит с пирротинном	5	207–235	–(36–38)	16–17,5	MgCl <sub>2</sub> –KCl–NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит с пирротинном	3	215–227	–(37–39)	10–11	MgCl <sub>2</sub> –KCl–NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит с эпидотом и пирротинном	8	150–220	–(29–32)	8–10	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Эпидот	1	220	–	–	
Кальцит с эпидотом и пирротинном	13	225–235	–(36–38)	10–15	MgCl <sub>2</sub> –KCl–NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит с эпидотом и пирротинном	9	200–225	–(35–38)	10–12,5	MgCl <sub>2</sub> –KCl–NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит из пропилита	5	174–225	–(27–34)	6–10	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Кальцит из прожилка в пропилите	7	170–190	–(25–28)	5–9	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Кварц из безрудных прожилков	4	180–190	–(32–33)	2–6	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Кварцевый прожилок, секущий скарн	3	257–265	–(33–36)	9–10	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O

Максимальные температуры эвтектики зафиксированы во включениях в кальците кварц-пирит-арсенопирит-кальцитовой ассоциации (пропилиты), где они достигают значения –54°C, свидетельствуя о наличии в растворе флюидных включений заметных количеств хлорида кальция. Такие хлоридные растворы достаточно агрессивны и способны растворять и переносить многие металлы.

Образование кварц-арсенопирит-пирит-кальцитовой и последующей за ней полиметаллической ассоциации с сопутствующими апоскарновыми метасоматитами

начиналось при температурах порядка 310–150°C, при этом отмечается колебание солёности (19...11 масс. % NaCl-экв.) во включениях при общем тренде понижения температуры. Такое явление можно объяснить колебаниями давлений флюида в результате тектонических подвижек, и как результат, появление инверсии в движении раствора, то есть на начальном этапе высокое давление флюидов вытесняло воду из раствора во вмещающие породы – происходило явление обратного осмоса. В процессе инфильтрации через вмещающие породы вода обогащается компонентами

(Co, Ni, Cr, Fe, Mn, Pb, Zn), мигрирует дальше по ослабленным зонам, формируя восходящие горячие потоки.

В дальнейшем эти потоки стягиваются в одни структуры, освобождаются от указанных компонентов, формируя типичные геохимические аномалии. Вместе с тем, в период угасания эндогенного источника растворов, интенсивность поступления раствора снижалась, флюидное давление падало, что привело к интенсивному подтоку метеорных вод в зону фильтрации – произошла смена обратного осмоса прямым. В нашем случае инверсия движения растворов начиналась при температурах до 235°C и достижении солёности 9...10 мас. % NaCl-экв (рис. 1).

Разбавление флюида и затухание процесса привело к отложению минералов кварц-полиметаллической ассоциации и кварц-кальцитовых безрудных прожилков. Этот процесс отразился в составе пирита и арсенопирита из пропилитов, которые обогащены Ni и Co, заимствованными из вмещающих пород. Химический состав сульфидов следующий: для арсенопирита характерно содержание железа 28,56...34,88 мас. %, серы – 18,50...20,02 мас. %, мышьяка – 44,77...48,95 мас. %; для пирита – содержание железа 40,34...45,93 мас. %, серы – 50,35...53,76 мас. %. Нередко с ними в ассоциации встречаются другие сульфиды никеля и кобальта – кобальтин и герсдорфит.

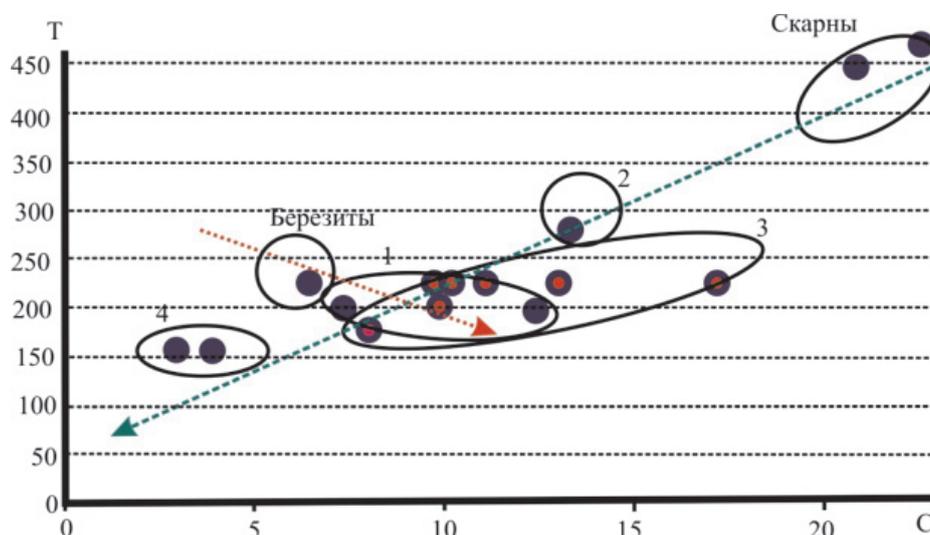


Рис. 1. Соотношение температуры гомогенизации (Т) и солёности (С) ГЖВ в кальците и кварце различных минеральных ассоциаций Топольнинского рудного поля. Средние значения температуры и солёности ГЖВ в отдельных пробах:

1 – кварц-молибденит-кальцитовая ассоциация; 2 – кварц-арсенопирит-пирит-кальцитовая ассоциация; 3 – кварц-полиметаллическая ассоциация; 4 – пострудные кварц-кальциевые прожилки. Значения для скарновых минералов приведены по данным [4]

Для низкоминерализованного флюида также характерно явление обратного осмоса. Концентрация солей в растворе, формирующем кварц-молибденит-кальцитовую и кварц-пирит-арсенопирит-кальцитовую ассоциации (березиты) в температурной области от 220 до 190°C, увеличивается с падением температуры, что подтверждает гипотезу нахождения флюидной системы на первых этапах миграции потока под высоким давлением (выше литостатического). Вода из флюидного потока под действием давления «выдавливалась» в окружающие породы, что привело к концентрированию раствора на фоне снижающейся температуры. При более низких температурах (235°C точка инверсии) – концентрации

солей падают с уменьшением температуры. То есть, в определенный момент времени поступление флюидного потока сократилось, давление снизилось (до литостатического), это способствовало притоку метеорных вод и разбавлению эндогенного флюида слабоконцентрированными вадозными водами. Пириты и арсенопириты из березитов, в отличие от сульфидов из пропилитов, характеризуются типоморфной примесью меди и хрома. Пирит и арсенопирит имеют не стехиометричный состав. Для арсенопирита характерно содержание железа 33,92...34,65 мас. %, серы – 23,91...27,66 мас. %, мышьяка – 38,43...41,45 мас. %; для пирита – содержание железа 42,52...43,97 мас. %, серы –

53,22...55,73 мас.%. В составе пирита обнаружены медь и хром, содержание которых изменяется в пределах до 0,16 мас.% и 0,41...0,48 мас.% соответственно.

**Изотопные исследования**

Карбонаты являются одними из типоморфных минералов метасоматитов поздних этапов минералообразования в скарновых месторождениях. В Топольнинском рудном поле карбонаты встречаются в основном в составе метасоматитов пропилитовой формации и слагают поздние карбонатные и кварц-карбонатные жилы.

Изотопный состав изученных карбонатов отличается узким диапазоном величин  $\delta^{18}\text{O}$  (+16,2...+19,0 ‰) и широким диапазоном  $\delta^{13}\text{C}$  (+2,6...-7,0 ‰). Значения величины  $\delta^{13}\text{C}$  в кальцитах из прожилков и гнезд укладываются в поле от мрамора до близмагматического кальцита (рис. 2). Интерпретация этих данных свидетельствует о том, что источник поступления углекислоты на разных этапах гидротермальной деятельности был различен. Скорее всего, источником углекислоты образцов пропилитов со значениями  $\delta^{13}\text{C} = -(7,0$  и  $6,9$  ‰)

явились «мантийные» флюиды, что характерно для процессов березитизации-пропилитизации [5]. Смещение значений  $\delta^{13}\text{C}$  в сторону положительных значений от ранних стадий формирования к поздним указывает на смешение при гидротермальной деятельности углерода различных источников (к примеру, взаимодействие флюида с вмещающими породами, содержащие рассеянное углеродистое вещество и с метеорными водами). Поэтому кальциты позднего этапа гидротермальной деятельности, проявлением которой явилось формирование кварц-кальцитовых жил, имеют наиболее утяжеленные значения  $\delta^{13}\text{C} = +2,6$  ‰.

Соотношение  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  обычно используется в качестве индикатора происхождения и характера эволюции воды в гидротермальных растворах. Установлено, что равновесное фракционирование изотопов кислорода в основном зависит от температуры и состава раствора. Степень фракционирования элементов пропорциональна изменению температуры и контролируется процессами изотопного обмена между горячими водами и минералами вмещающих пород.

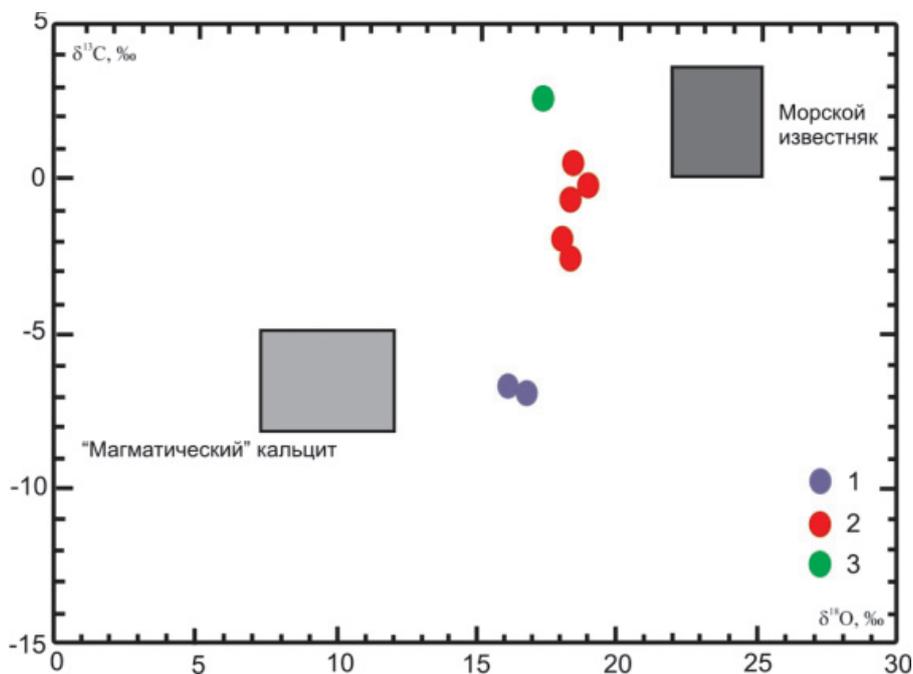


Рис. 2. Соотношение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах из разных минеральных ассоциаций рудопоявления Топольнинского поля: 1 – кальцит из пропилитов; 2 – кальцит из поздних метасоматических прожилков; 3 – кальцит из безрудных прожилков

Изотопный состав кислорода кальцитов метасоматитов Топольнинского поля характеризуется очень близкими значениями для различных образцов. Установлено, что

кальциты из пропилитов формировались при более высоких температурах, чем последующие за ними фации кальцит-хлоритовых метасоматитов и безрудных про-

жилков. На рис. 2. показаны соотношения значений изотопов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах из разных минеральных ассоциаций. На рисунке отчетливо прослеживается тренд изменения изотопного состава кислорода от ранних пропилитов ( $\delta^{18}\text{O} = +(16,2-16,7\text{‰})$ ) к пропилитам кальцит-хлоритовой фации ( $\delta^{18}\text{O} = +(18,1-19,0\text{‰})$ ) и к завершающим рудный процесс кальцитовым прожилкам. Смещение значений изотопного состава кислорода в сторону положительных значений можно объяснить разбавлением эндогенных флюидов метеорными водами.

Также условно принимается [8], что изотопный состав кислорода мантийной воды соответствует значениям  $\delta^{18}\text{O} = +(6-8\text{‰})$ , а метаморфической –  $+(5-25\text{‰})$ . При этом значения  $\delta^{18}\text{O}$  изученных кальцитов ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = +17,78\text{‰}$ ) не соответствуют ни пресноводным ( $\delta^{18}\text{O} = +(20-25\text{‰}, \text{SMOW})$ ), ни морским ( $\delta^{18}\text{O} = +(25-30\text{‰}, \text{SMOW})$ ) карбонатам.

Известно, что изотопный состав кислорода кальцитов определяется кислородом воды гидротермальных растворов. Используя коэффициенты равновесного фракционирования для системы  $\text{CaCO}_3\text{--H}_2\text{O}$  [6], получены значения кислорода воды, из которой формировался кальцит, при установленном диапазоне температур  $150-235^\circ\text{C}$  (данные получены по результатам изучения температур гомогенизации газовой-жидких включений в кальците). Эти значения варьируются от 1,99 до 2,40 ‰, что также указывает на метеогенную воду, испытывающую обмен по кислороду с вмещающими породами при высоких температурах гидротермального раствора.

Таким образом, рассмотренные изотопные данные по углероду и кислороду в кальците указывают на разный источник вещества. Утяжеление изотопного состава углерода минеральных карбонатов от ранних стадий минералообразования к поздним, объясняется большим влиянием карбонатсодержащих вмещающих пород как источника тяжелого изотопа углерода. Промежуточные изотопные составы карбонатов между мрамором и «магматическим» кальцитом указывают на смешение ювенильного флюида с раствором, образовавшимся при взаимодействии с вмещающими карбонатными породами и инфильтрационными водами.

### Выводы

Проведенные исследования выявили следующие особенности формирования минеральных ассоциаций в пределах То-

польнинского рудного поля: в образовании минерализации принимало участие два флюидных потока, отличающихся по солености и металлогенической нагрузкой. Их пространственное положение формирует температурную зональность рудного поля. Высокоминерализованный щелочной флюид способствовал образованию на ранних этапах известковых скарнов и последующих за ним пропилитов, при этом формирование ранней кварц-арсенопирит-пирит-кальцитовой ассоциации происходило при температурах  $310-150^\circ\text{C}$  и солености 19 ... 11 масс.% NaCl-экв. Образующие её водно-солевые растворы содержали преимущественно Ca и Na. Кварц-полисульфидно-эпидот-амфибол-кальцитовая ассоциация формировалась при температурах  $190-150^\circ\text{C}$ . По солености, на фоне понижающейся температуры, метасоматиты разделяются на две фации: среднетемпературные эпидот-актинолитовую с соленостью 18...8 масс.% NaCl-экв. и хлорит-кальцитовую с соленостью 10...5 масс.% NaCl-экв. В составе раствора отмечается присутствие хлоридов Mg, K и Na. С миграцией слабо-соленого гетерогенного флюида связано образование ранних кварц-кальцитовых прожилков с молибденитом, формирование которых происходило при температурах  $250-150^\circ\text{C}$  и солености 6...13 масс.% NaCl-экв. Кристаллизация осуществлялась из водно-хлоридных растворов, возможно с присутствием углекислоты, содержавших в своем составе растворенные соли Mg, Na и K.

Изотопные данные по углероду и кислороду в карбонатах разных минеральных ассоциаций подтверждают смешанный источник вещества.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета. Проект: ВИУ\_ИПР\_114\_2014.*

### Список литературы

1. Вагина Е.А. Минеральные комплексы руд и генезис месторождения золота Чертова Корято (Патомское нагорье): дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2012. – 141 с.
2. Ворошилов В.Г., Ананьев Ю.С. Механизмы формирования и методы выявления разноранговых аномальных геохимических полей // Разведка и охрана недр. – 2013 – № 8. – С. 41–45.
3. Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. Изотопы углерода, кислорода и стронция в карбонатах медно-скарновых месторождений Урала // Литосфера. – 2007. – № 4. – С. 102–114.
4. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории: дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Томск, 2006.

5. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю. Явление накопления фемофильных элементов в золотоносных березитах и базальтогенная концепция мезотермального рудообразования // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 317. – № 1. – С. 20–26.

6. Макаров В.П. Нефть. Новые данные об её составе. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.sworld.com.ua/index.php/ru/conference/the-content-of-conferences/archives-of-conferences/oct-2013> (дата обращения 20.12.2013).

7. Рейф Ф.Г. Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем (по термобарогеохимическим данным). – М.: ИМГРЭ, 2009. – 498 с.

8. Сокерина Н.В., Зыкин Н.Н. и др. Условия формирования кварцевых жил золоторудных проявлений Манитаньрдского района (Приполярный Урал) // Литосфера. – 2010. – № 2. – С. 100–111.

### References

1. Vagina E.A. Mineral'nye komplekсы rud i genezis mestorozhdenija zolota Chertovo Koryto (Patomskoe nagor'e). Dissertacija na soiskanie uchenoj stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk. Tomsk, 2012. 141 p.

2. Voroshilov V.G., Anan'ev Ju.S. Mehanizmy formirovaniya i metody vyjavlenija raznorangovykh anomal'nykh geohimicheskikh polej. Razvedka i ohrana nedr. 2013 no. 8. pp. 41–45.

3. Grabezhev A.I., Ronkin Ju.L. Izotopy ugleroda, kisloroda i stroncija v karbonatah medno-skarnovykh mestorozhdenij Urala. Litosfera. 2007. no. 4. pp. 102–114.

4. Gusev A.I. Metallogenija zolota Gornogo Altaja i juga Gornoj Shorii. Dissertacija na soiskanie uchenoj stepeni doktora geologo-mineralogicheskikh nauk. Tomsk, 2006.

5. Kucherenko I.V., Gavrilov R.Ju. Javlenie nakoplenija femofil'nykh jelementov v zolotonosnykh berezitah i bazal'togennaja koncepcija mezotermal'nogo rudoobrazovaniya. Izvestija Tomskogo politehnicheskogo universiteta. 2010. T. 317. no. 1. pp. 20–26.

6. Makarov V.P. Neft'. Novye dannye ob ejo sostave, available at: <http://www.sworld.com.ua/index.php/ru/conference/the-content-of-conferences/archives-of-conferences/oct-2013>.

7. Rejf F.G. Uslovija i mehanizmy formirovaniya granitnykh rudno-magmaticheskikh sistem (po termobarogeohimicheskim dannym). Moskva, 2009. – 498 s.

8. Sokerina N.V., Zykin N.N. i dr. Uslovija formirovaniya kvarcevykh zhil zolotorudnykh projavlenij Manitanьrdskogo rajona (Pripoljarnyj Ural). Litosfera. 2010. no. 2. pp. 100–111.

### Рецензенты:

Мазуров А.К., д.г.-м.н., профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых, ТПУ, г. Томск;

Ворошилов В.Г., д.г.-м.н., профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых, ТПУ, г. Томск.

Работа поступила в редакцию 02.06.2014.