

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ***

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

***Подсекция
минералогии***

Руководитель – профессор Спиридонов Э.М.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ
(ЧАСТЬ 1)

Москва
2023

Содержание:

Часть 1

1. Парамагнитные центры в кварце разноформационных месторождений
И.А. Бакшеев, С.В. Вяткин, Д.Г. Кошуг 3
2. Турмалин из кварц-турмалиновых метасоматитов и жил золоторудных проявлений Тувы
И.А. Бакшеев, Р.В. Кужугет (ТувИКОПР СО РАН), студ. Д.А. Чистякова 6
3. Минералогия вулканогенных золото-серебряных проявлений Телевеевского рудного поля, Чукотка
Е.А. Власов, студ. Д.С. Малышева 9
4. Литиевые пегматиты Сангиленского нагорья, Тува
Ю.Д. Гриценко, студ. А.О. Карпов, студ. С.Д. Суконкин 14
5. Рудосопровождающие метасоматиты березитовой формации плутоногенного гипабиссального золото-кварцевого месторождения Бестюбе. Каледонида Северного Казахстана
Г.Н. Назьмова, Ю.С. Шалаев, Э.М. Спиридонов, асп. Г.Н. Овсянников, Н.Н. Коротаяева 20
6. Гипотермальная минерализация вулканогенного колчеданно-полиметаллического месторождения Цумеб, Намибия, Юго-Западная Африка
Э.М. Спиридонов, М.Н. Мурашко (СПбГУ), Н.Н. Девнина (Горный музей, СПб), Н.Н. Коротаяева, И.М. Куликова (ИМГРЭ) 69

Часть 2

7. Тунгستنит, молибденит, калвертит и бетехтинит – продукты деструкции овамбоита и майкаинита вулканогенного колчеданно-полиметаллического месторождения Цумеб, Намибия, Юго-Западная Африка
Э.М. Спиридонов, М.Н. Мурашко (СПбГУ), Н.Н. Девнина (Горный музей, СПб), Н.Н. Коротаяева, И.М. Куликова (ИМГРЭ) 80
8. Миннесотаит $Fe^{2+}_3[(OH)_2/Si_4O_{10}]$ – продукт изменения фаялита и феррогортонолита в плагиогранитах горы Кафель. Мезозойды Горном Крыму
Э.М. Спиридонов, Е.В. Путинцева (СПбГУ) 88

9.	Сперрилит Главной Хараелахской сульфидной залежи. Октябрьское месторождение. Норильское рудное поле	
	Э.М. Спиридонов, С.Н. Беляков (ст. геолог Октябрьского рудника), Э.А. Кулагов (Норильский ГМК), асп. А.А. Машкина, студ. Ю.А. Иванова, студ. К.В. Егоров, студ. Д.И. Наумов, Н.Н. Коротаева	91
10.	Паоловит Главной Хараелахской сульфидной залежи. Октябрьское месторождение. Норильское рудное поле	
	Э.М. Спиридонов, С.Н. Беляков (ст. геолог Октябрьского рудника), Э.А. Кулагов (Норильский ГМК), асп. А.А. Машкина, студ. Ю.А. Иванова, студ. К.В. Егоров, студ. Д.И. Наумов, Н.Н. Коротаева	104
11.	Нигглиит Главной Хараелахской сульфидной залежи. Октябрьское месторождение. Норильское рудное поле	
	Э.М. Спиридонов, С.Н. Беляков (ст. геолог Октябрьского рудника), Э.А. Кулагов (Норильский ГМК), студ. К.В. Егоров, асп. А.А. Машкина, студ. Ю.А. Иванова, студ. И.Н. Куликов, студ. Д.И. Наумов, Н.Н. Коротаева	130

ПАРАМАГНИТНЫЕ ЦЕНТРЫ В КВАРЦЕ РАЗНОФОРМАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.А. Бакшеев, С.В. Вяткин, Д.Г. Кошуг

Систематическое изучение дефектов в структурах минералов актуально не только с точки зрения фундаментальных проблем минералогии, но и реконструкции условий минералообразования. Несмотря на многочисленные исследования структурных дефектов в твердых телах, проводимых в различных областях науки, не существует общего подхода для характеристики взаимоотношения структурных дефектов и физико-химических условий минералообразования, их устойчивости в ходе эпигенетической трансформации минералов и изменчивости одних и тех же минералов в породах разного возраста и генезиса. Спектроскопия электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) позволяет с высокой точностью изучать точечные дефекты, в частности в кварце, который является одним из самых распространенных минералов в земной коре.

Цель настоящего исследования – характеристика парамагнитных центров жильного кварца из месторождений разного формационного типа. Изучены парамагнитные центры в кварце грейзеновых месторождений и проявлений олова [Шерловая Гора (Забайкалье), Аляскинское (Якутия), массив Северный (Чукотка)], из жил среди биотит-калишпат-кварцевых (БКК) и рудоносных кварц-серицитовых (КС) метасоматитов месторождений Песчанка и Находка (Чукотка), кварца эпитермальной HS (high sulfidation) [Юлон (Китай)] и IS (intermediate sulfidation) [Находка (Чукотка)] минерализации, сопряженной с развитием порфировых систем, плутоногенных золото-редкометалльных месторождений [Тугучак, Курум, Басагунья, Эргелях, Кухтуй (Якутия)], золото-редкометалльной ассоциации плутоногенного месторождения золота Кекура на Чукотке и плутоногенных месторождений золота [Бестюбе (Северный Казахстан), Нежданинское (Якутия), Кекура (Чукотка)].

Исследование около 100 образцов выявило наличие в кварце следующих парамагнитных центров: Al, Ti-H, Ti-Li и Ge-Li.

Высокая концентрация Al- (до 560 at. ppm) и Ge-центров (~0.7 at. ppm) выявлена в кварце грейзеновой формации. В кварце из жил среди БКК и КС метасоматитов содержание Ge-центров не превышает 0.2 at. ppm, а Al – 240 at. ppm. Более высокая концентрация Ge-центров наблюдается в кварце из HS и IS жил. Здесь она достигает ~0.7 at. ppm. В тоже время содержание Al-центров в IS кварце не отличается от такового в раннем кварце из жил среди БКК и КС метасоматитов, в то время как в HS кварце оно достигает 360 at. ppm. Концентрация Ge-центров в кварце золото-редкометалльных месторождений и ассоциаций достигает ~0.5 at.

ppm, в то время как в жильном кварце плутоногенных месторождений золота она не превышает ~0.2 at. ppm. Содержание Al-центров в первом случае также выше (до 260 at. ppm), чем во втором (до ~120 at. ppm).

Наиболее высокая концентрация Ti-H центров (до 8 at. ppm) отмечается в кварце из жил среди БКК метасоматитов порфировых месторождений. В HS и IS кварце эта величина не превышает 3 at. ppm. Сопоставимое содержание этих центров отмечается в кварце золото-редкометалльных месторождений Якутии (~ 6 at. ppm), в то время как в кварце золото-редкометалльной ассоциации месторождения Кекура и моноформационных плетногенных месторождениях золота оно не превышает ~1 at. ppm. В кварце из месторождений грейзеновой формации содержание этих центров также достигает лишь 1 at. ppm.

Концентрация Ti-Li парамагнитных в HS кварце в основном варьирует от 18 до 24 at. ppm, в то время как в IS кварце – от 0 до 9 at. ppm. В этих же пределах находится содержание данных центров в кварце из жил среди БКК и КС метасоматитов порфировых месторождений. Концентрация Ti-Li центров в кварце из месторождений грейзеновой формации варьирует от 0 до 12 at. ppm, а в жильном кварце плутоногенных месторождений золота, включая золото-редкометалльные, эта величина не выше 3 at. ppm.

Полученные данные позволяют наметить некоторые типоморфные особенности кварца разноформационных месторождений по содержанию парамагнитных центров:

- (1) Содержание Al-центров в кварце увеличивается в ряду плутоногенные Au месторождения → Au-редкометалльные месторождения и ассоциации → Au-Mo-Cu порфировые месторождения и сопряженные эпитеральные ассоциации → месторождения грейзеновой формации;
- (2) Концентрация Ge-центров в целом также растет в этом ряду, но в порфировых месторождениях она повышена лишь в кварце эпитеальной стадии;
- (3) Содержание титановых центров с Li компенсатором увеличивается в ряду плутоногенные Au месторождения, включая золото-редкометалльные → грейзеновые месторождения → Au-Mo-Cu порфировые месторождения и сопряженная эпитеральная минерализация. В последнем случае концентрация Ti-Li центров наиболее высокая в кварце эпитеальной стадии;
- (4) Концентрация Ti-H центров увеличивается от плутоногенных Au месторождений к грейзеновым и далее к порфировым. Исключение составляют золото-редкометалльные месторождения Якутии, где содержание данных центров сопоставимо с таковым в кварце порфировых месторождений.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

ТУРМАЛИН ИЗ КВАРЦ-ТУРМАЛИНОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И ЖИЛ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ТУВЫ

И.А. Бакшеев, Р.В. Кужугет (ТувИКОПР СО РАН), студ. Д.А. Чистякова

Турмалин устойчив в широком интервале условий от низкотемпературных гидротермальных до высокоградных и высокобарических метаморфических и магматических условий. Он развит в магнезиальных скарнах, цвиттерах, грейзенах, кварц-турмалиновых метасоматитах месторождений олова касситерит-силикатно-сульфидной формации, кварц-серицитовых метасоматитах Au-Mo-Cu и Sn порфириновых месторождений, аргиллизитах эпитеpmальных месторождений золота, пропилитах плутоногенных месторождений золота и талька, метасоматитах месторождений золота в докембрийских зеленокаменных поясах, метаморфизованных колчеданных месторождений и др.

Общую формулу минералов надгруппы турмалина представляют в следующем виде $XY_3Z_6[T_6O_{18}][BO_3]_3V_3W$, где X = Na, Ca, K, вакансия; Y = Fe²⁺, Mg²⁺, Mn²⁺, Al³⁺, Ti⁴⁺, Li¹⁺, Fe³⁺, Cr³⁺, V³⁺; Z = Al, Cr³⁺, Fe³⁺, V³⁺; T = Si⁴⁺, могут входить Al³⁺, B³⁺; B = B³⁺; V = OH¹⁻, O²⁻; W = OH¹⁻, O²⁻, F¹⁻ [Henry et al. 2011].

В этой работе описаны турмалины из золоторудных проявлений Хаак-Саир и Улуг-Саир в Западной Туве. Проявления находятся в 250 км к западу от г. Кызыл. Они приурочены к осевой части горст-антиклинальной структуры, чье ядро сложено венд-раннекембрийскими офиолитами, которые на крыльях тектонически контактируют с ордовикскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и силурийскими сланцами, смятыми в линейные изоклинальные складки. Интрузивные породы позднедевонского возраста – это гранодиорит-, гранит-, тоналит-порфирами, слагающие малые тела и дайки.

На проявлениях выделяются метасоматиты двух типов: (1) ранние кварц-турмалиновые и (2) карбонат-кварц-серицитовые (хромистый мусковит, мусковит, парагонит).

Кварц-турмалиновые метасоматиты проявления Хаак-Саир слагают тела мощностью до 2 м, образованные по серпентинизированным венд-раннекембрийским гипербазитам и терригенным породам ордовика. Метасоматиты сложены бледно- и светло-зеленоватым игольчатым турмалином, кварцем, хлоритом; акцессорные минералы представлены апатитом, фосфатами редких земель, рутилом, небольшим количеством светлой слюды, наблюдается апатит. Породы рассечены кварц-турмалиновыми прожилками.

Кварц-турмалиновые метасоматиты проявления Улуг-Саир образуют тела длиной до 10 м и мощностью 3–5 м. Они замещают ордовикские алевролиты и конгломераты и широко

развиты в пределах проявления. Обломки метасоматитов наблюдаются в золотоносных кварцевых жилах. Метасоматиты сложены кварцем, турмалином, акцессорными апатитом, рутилом, очень редко встречаются флоренсит, циркон, шеелит, пирит. Породы разбиты поздними кварцевыми и кальцитовыми прожилками.

Турмалин апосерпентинитовых метасоматитов и метасоматитов и жил по терригенным породам проявления Хаак-Саир представлен слабо плеохроирующими от бесцветного до бледно-зеленого оптически незональными кристаллами длиной до 100 мкм и их агрегатами.

По химическому составу турмалин апосерпентинитовых метасоматитов относится к дравиту и окси-дравиту (0.56-0.89 а.ф. Na, 0.11-0.42 X-вакансия, 1.73-1.96 а.ф. Mg, 0.30-0.62 а.ф. Fe, 0.29-0.99 а.ф. ${}^W\text{O}$, 0.01-0.71 а.ф. ${}^W\text{OH}$). Во всех проанализированных кристаллах турмалина содержание Ca ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом или не превышает 0.02 а.ф.; фтор не обнаружен. Турмалины характеризуются двумя типами замещений $\text{Mg} + {}^W\text{OH}^- \leftrightarrow \text{Al} + {}^W\text{O}^{2-}$ и $\text{Na} + {}^W\text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{X-vac} + {}^W\text{OH}$. Дравит и окси-дравит образуют сростания с Ni-Cr-содержащим клинохлором (Si 2.25–2.77 а.ф., Cr до 0.83 а.ф., Ni до 0.01 а.ф., Fe/(Fe+Mg) 0.25–0.41).

Турмалин апотерригенных метасоматитов относится к дравиту и магнезио-фойтиту (0.41-0.53 а.ф. Na, 0.45-0.56 X-вакансия, 1.50-1.57 а.ф. Mg, 0.35-0.40 а.ф., 0.66-0.80 а.ф. Fe, ${}^W\text{O}$, 0.60-0.65 а.ф. ${}^W\text{OH}$); фтор в составе турмалинов не обнаружен. В отличие от турмалина апогипербазитовых пород здесь отмечаются несколько более высокое содержание Ca (0.02-0.04 а.ф.) и примесь V (до 0.01 а.ф.). Турмалин характеризуется тремя типами замещений $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$, $\text{Fe} + {}^W\text{OH}^- \leftrightarrow \text{Al} + {}^W\text{O}^{2-}$, $\text{Na} + \text{Fe} \leftrightarrow \text{X-vac} + \text{Al}$.

Турмалин из кварц-турмалиновых метасоматитов, заместивших терригенные породы на проявлении Улуг-Саир, представлен слабо зональными кристаллами длиной от первых мкм до 100 мкм, плеохроирующими от бесцветного до бледно-зеленого, и их агрегатами. В изученных образцах присутствуют шамозит (Si 2.62 а.ф., Fe/(Fe+Mg) 0.67) и сульфиды (пирит, халькопирит). По химическому составу турмалин относится к дравиту, магнезио-фойтиту, фойтиту и окси-дравиту (0.27-0.77 а.ф. Na, 0.11-0.72 X-вакансия, 0.71-1.58 а.ф. Mg, 0.72-1.56 а.ф. Fe 0-1.00 ${}^W\text{O}$, 0-1.00 а.ф. ${}^W\text{OH}$). В проанализированных кристаллах турмалина содержание Ca (0.01–0.05 а.ф.), а концентрация F ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом. Также как и в случае апотерригенного турмалина Хаак-Саира здесь отмечается примесь примесь V (до 0.02 а.ф.). В описываемых турмалинах проявлены замещения $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$, $\text{Fe} + {}^W\text{OH}^- \leftrightarrow \text{Al} + {}^W\text{O}^{2-}$, $\text{Na} + \text{Fe} \leftrightarrow \text{X-vac} + \text{Al}$.

Таким образом, состав изученных турмалинов в первую очередь определяется составом замещаемых пород – обедненные Fe серпентиниты и обогащенные этим элементом

терригенные породы. Турмалины апотерригенных метасоматитов содержат примесь V. Выявлен разный характер химических замещений в турмалине кварц-турмалиновых метасоматитов, развитых по гипербазитам проявления Хаак-Саир и терригенным породам этого проявления и проявления Улуг-Саир. Турмалины обоих проявлений формировались при некотором дефиците Na и низкой фугитивности фтора в минералообразующем флюиде.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // Amer. Mineral. **2011**. Vol. 96. P. 895–913.

МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕЛЕВЕЕМСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ЧУКОТКА

Е.А. Власов, студ. Д.С. Малышева

Телевеемское рудное поле расположено в центре Чукотского полуострова, в пределах Маюлервеемской вулканоструктуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В геологическом строении рудного поля принимают участие стратифицированные кислые игнимбриты, андезибазальты, андезиты, базальты, туфы среднего-кислого состава, которые прорваны дайками, штоками трахиандезитов, андезитов, субщелочных диоритов и монзонитов. Пространственное положение субвулканических тел, кварцевых жил и полей метасоматитов совпадает с радиально-кольцевым рисунком трещиноватости Маюлервеемской вулканоструктуры. На проявлениях рудного поля выделены руды двух основных типов – золото-серебро-сульфосольные и золото-серебро-теллуридные.

Золото-серебро-сульфосольные руды развиты в центральной части рудного поля. Адуляр-кварцевые жилы, отнесенные к данному типу, имеют простой минеральный состав – в количестве менее 1 % присутствуют пирит, электрум (пробность 595–655), минералы ряда пирсеит-полибазит, а также более редкие халькопирит, сфалерит, галенит и науманнит.

Золото-серебро-теллуридные руды установлены на юго-восточном и западном флангах рудного поля. В составе руд выделено две главные минеральные ассоциации: ранняя сульфидная (пирит, халькопирит, борнит, галенит*, сфалерит, теннантит-тетраэдрит**, моусонит** и др.) и поздняя теллуридная (борнит**, арсеноголдфилдит-стибиоголдфилдит**, самородный теллур**, самородное золото, калаверит**, костовит**, сильванит*, петцит, штюцит**, гессит, волинскит, алтаит, клаусталит**, мелонит**, раклиджит**, теллуrowисмутит, риккардит**, вулканит**, камеронит**, некрасовит**, гематит** и др.).

Борнит – главный минерал сульфидной ассоциации. Как правило, он образует решетчатые сростания с халькопиритом или медными сульфидами по составу близкими халькозину. Данные структуры рассматриваются как продукты распада, нередко многоступенчатого, Cu-Fe сульфидных твердых растворов. Блеклые руды, имеющие значительное распространение в золото-серебро-теллуридных рудах западного фланга рудного поля, по химическому составу отвечают рядам теннантит-тетраэдрит и арсеноголдфилдит-стибиоголдфилдит (рис.1). Для наиболее ранних минералов ряда теннантит-тетраэдрит характерна выраженная ростовая зональность (рис.2а): от ранних

* - минерал установлен только на юго-восточном фланге рудного поля; ** - минерал установлен только на западном фланге рудного поля.

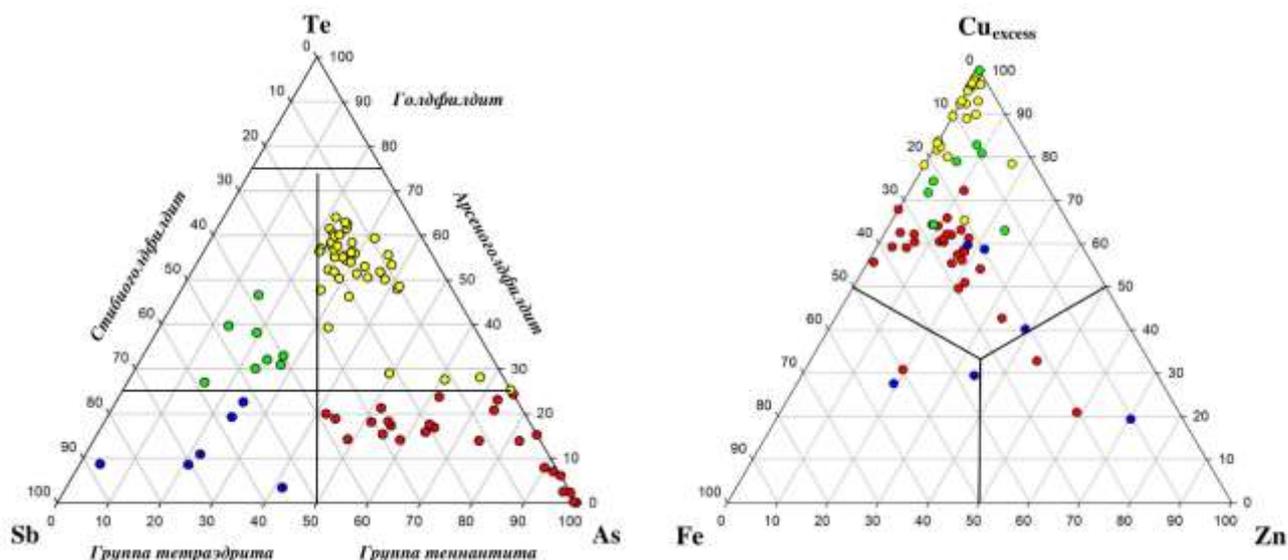


Рис. 1. Состав блёклых руд Телевеевского рудного поля.

зон к поздним уменьшается содержание Fe, Zn, As и увеличивается Cu, Sb, Te, Se. Для блёклых руд ряда арсеноголдфилдит–стибиооголдфилдит типична ритмичная (осцилляционная) зональность (рис.2б), представляющая собой многократное чередование зон, отличающихся соотношением, в первую очередь, As, Sb и Te. Блёклые руды, обычно, медистые (рис.1), в составе минералов ряда арсеноголдфилдит-стибиооголдфилдит, завершающих отложение блёклых руд, содержание Zn и Fe^{2+} нередко оказывается ниже уровня определения электронно-зондового микроанализа. Блёклые руды бедны Ag - как правило, его содержание не превышает первых десятых долей мас. %.

Главными минералами Au золото-серебро-теллуридных руд являются самородное золото, калаверит, костовит, сивланит и петцит, Ag – петцит, шютцит, гессит и волинскит. Во многих исследованных образцах Au находится исключительно в теллуридной форме. Самородное золото в ассоциации с калаверитом и костовитом отличается крайне высокой пробностью (955-997), пробность самородного золота в ассоциации с сивланитом, петцитом и гесситом оказывается существенно ниже (703-872).

Интересной минералогической особенностью руд западного фланга является развитие в них поздних теллуридов Cu – риккардита (наиболее распространен), вулканита и камеронита. Чаще всего теллуриды Cu вместе с самородным теллуром замещают более ранние медные минералы – халькопирит, борнит и блёклые руды. Обращают на себя внимание оптические свойства риккардита и вулканита – минералы обладают сильным двуотражением, в скрещенных николях проявляется сильнейшая анизотропия (риккардит –

от оранжево-красного до сине-фиолетового; вулканит – от золотисто-желтого до индиго-синего) (рис. 3).

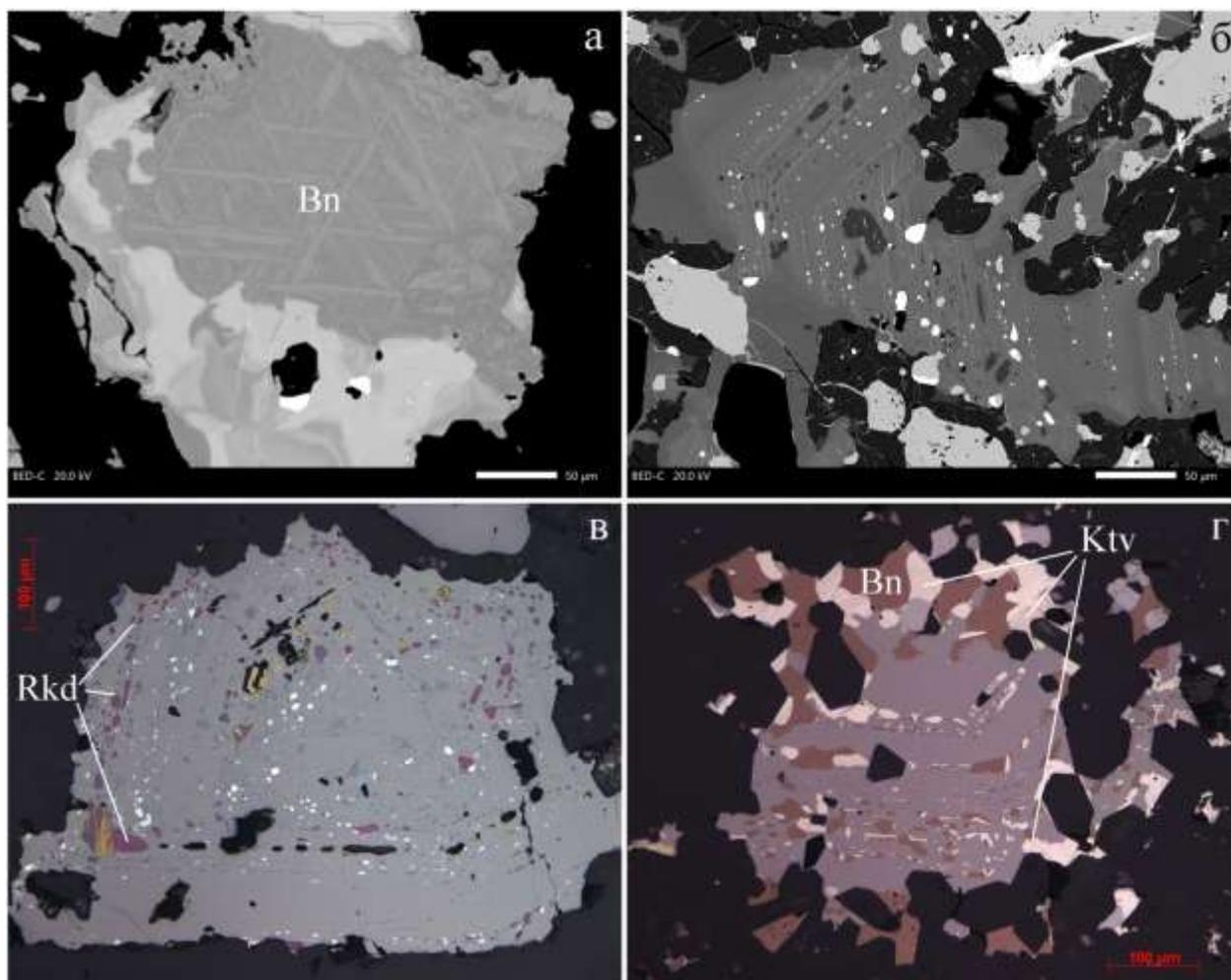


Рис. 2. Зональные блеклые руды Телевеевского рудного поля. Фото а-б – в отраженных электронах, фото в-г – в отраженном свете. Bn – борнит, Ktv – костовит, Rkd – риккардит.

В целом, проявления Телевеевского рудного поля являются типичными эпипермальными вулканогенными образованиями. Неоднократно отмечалось, что в составе незродированных или слабоэродированных эпипермальных руд медно-порфировых месторождений имеются высокотеллуристые блеклые руды (вплоть до голдфилдита). В работе [1] описаны высокотеллуристые блеклые руды на верхних горизонтах эпипермального месторождения Кайрагач, причём с увеличением глубины количество теллура в рудах падает. Развитие в рудах Телевеевского рудного поля богатых Те блеклых руд – признак небольшой эродированности рудных тел. Это хорошо согласуется с результатами исследования флюидных включений [2].

Образование золото-серебро-теллуридных руд происходило на фоне снижения активности сульфидной серы и повышения активности кислорода и теллура. Этим определяется, в частности, развитие высокомедистых блёклых руд и их обеднённость Ag - бо́льшая его часть входит в состав разнообразных теллуридов (штютцит, гессит, петцит,



Рис. 3. Риккардит, вулканит и самородный теллур, замещающие зерно блеклой руды. В отражённом свете, а – при одном николе, б – николи скрещены. Rkd – риккардит, Vul – вулканит, Te – самородный теллур.

волынскит). Фиксация Ag в составе теллуридов объясняет появление в рудах высокопробного самородного золота. Взаимодействие поздних гидротерм богатых Te с минералами Cu (борнит, халькопирит, блеклые руды) приводит к формированию реакционных теллуридов меди; учитывая низкое сродство меди к теллуру, образование этих минералов возможно только в обстановке очень высокой активности теллура. Вероятно, реакционную природу имеет и костовит. Образование костовита в рудах месторождения Челопеч (Болгария) связывают с воздействием растворов с золотом на голдфилдит, который явился источником Cu и части Te [3]. Видимо, подобный механизм реализовывался и при образовании костовита золото-серебро-теллуридных руд Телевеевского рудного поля.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

1. Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Прокофьев В.Ю., Гертман Ю.Л., Конеев Р.И., Поморцев В.В. Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-теллуридных

руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан) // // Геология рудных месторождений. **2003**. Т. 45. № 3. С. 195–227.

2. Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Власов Е.А., Вольфсон А.А., Сидоров А.А. Условия формирования Au-Ag эпитеpмальной минерализации Кайэнмываамского рудного поля (Центральная Чукотка) // Руды и металлы. **2019**. № 1. С. 52-57.

3. Спиридонов Э.М. Костовит $Au(Cu,Ag,Au)Te_4$ и условия его образования в вулканогенных месторождениях золота. В кн.: Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии. Сыктывкар. **2014**. С. 135-136.

ЛИТИЕВЫЕ ПЕГМАТИТЫ САНГИЛЕНСКОГО НАГОРЬЯ, ТУВА

Ю.Д. Гриценко, студ. А.О. Карпов, студ. С.Д. Суконкин

Сангиленское нагорье, включающее пояс редкометалльных литиевых пегматитов, расположено в пределах каледонской складчатой области в южном обрамлении Сибирской платформы. Нагорье простирается с запада на восток на 230 км, наибольшая ширина достигает 120 км. Высоты варьируют от 1900 до 3276 м. На Сангиленском нагорье известно несколько полей гранитных литиевых пегматитов. Были изучены пегматиты Сольбельдерского поля в центральной части нагорья, и месторождение Тастыг, расположенное в южной части нагорья на границе с Монголией.

Сольбельдерское пегматитовое поле, названное по реке Соль-Бельдыр, относится к Центрально-Сангиленскому пегматитовому поясу. Гранитные пегматиты Сольбельдерского пегматитового поля относятся к LCT-типу по классификации П. Черны [6]. Эти пегматиты бесполостные и обычно представляют собой субвертикальные плитообразные или изогнутые тела протяженностью до нескольких сотен метров и мощностью от 0.5 до 3-4 м. Реже встречаются жилы с резкими раздувами, перегибами, либо тела линзовидной формы. Наиболее крупными среди них являются проявления Шук-Бюль и Кара-Адыр. Все редкометалльные пегматиты Сольбельдерского поля являются литиеносными. По минеральному составу и геохимическим особенностям среди них выделяются два подтипа – (1) преобладающий сподуменовый с преимущественно литиевым оруденением и (2) сподумен-эльбаит-лепидолитовый с комплексным (Li-Cs-Ta) редкометалльным оруденением, между которыми наблюдаются фациальные переходы. Пожалуй, наиболее яркими примеры двух этих подтипов и являются проявления Кара-Адыр и Шук-Бюль: Кара-Адыр – первого подтипа и Шук-Бюль – второго.

Важно отметить, что редкометалльные гранитные пегматиты Сангиленского нагорья залегают только среди метаморфизованных пород верхнего литоструктурного комплекса – кварцитов, гнейсов и мраморов [2]. Обсуждаемое пегматитовое поле ранее относили к северной ветви раннепалеозойского Южно-Сангиленского пегматитового поля, однако согласно новым геохронологическим данным, пегматиты Сольбельдерского поля значительно моложе: возраст пегматитов проявлений Шук-Бюль и Кара-Адыр оценивается как 272 и 292 млн. лет соответственно [1].

Породообразующими минералами пегматитов проявления Шук-Бюль являются микроклин, кварц, альбит, сподумен, минералы группы турмалина, лепидолит (рис. 1).

Акцессорные минералы представляют поллуцит, берилл, фосфат ряда амблигонит-монтебразит, колумбит-танталит, микролит, касситерит, спессартин, литиофиллит [5].

Турмалин развит в редкометалльных пегматитах на участках Кара-Адыр и Шук-Бюль. Независимо от состава вмещающих пород, турмалин представлен изоморфным рядом шерл – эльбаит. Содержание F в турмалине составляет от 0.1 до 1.2 мас. %, CaO – менее 0.2 мас. %, FeO – от следов до 12 мас. %, MnO – до 5.5 мас.%. Для кристаллов турмалина характерна сложная, часто осцилляционная зональность. Цвет отдельных зон кристаллов эльбаита варьирует от густо-розового до ярко зеленого и светло-желтого (рис. 2).



Рис. 1. Дошчатые кристаллы белого сподумена в агрегате тёмно-серого кварца и лепидолита, поле зрения 10 см. Центральная зона пегматита. Проявление Шук-Бюль.



Рис. 2. Зональные кристаллы эльбаита в ассоциации с дымчатым кварцем, белым микроклином, голубовато-серым пластинчатым альбитом, поле зрения 6 см. Центральная зона пегматита. Проявление Шук-Бюль.

Берилл встречается на границе кварцевого ядра пегматита и зоны альбитизации, в ассоциации с полихромным турмалином и сподуменом. Он образует непрозрачные, серовато-белые короткопризматические кристаллы длиной до 10 см, ограниченные гексагональной призмой {100}, пинакоидом {001}, дигексагональной бипирамидой {213} и гексагональной бипирамидой {112} (рис. 3) Берилл проявления Шук-Бюль содержит до 4.6 масс. % цезия, лития и натрия. Средний состав изученного берилла отвечает формуле $(\text{Cs}_{0.13}\text{Na}_{0.22})(\text{Li}_{0.35}\text{Be}_{2.65})\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0.64(\text{H}_2\text{O})$. Количество воды, определенное термогравиметрическим методом, составляет 2 масс. %.

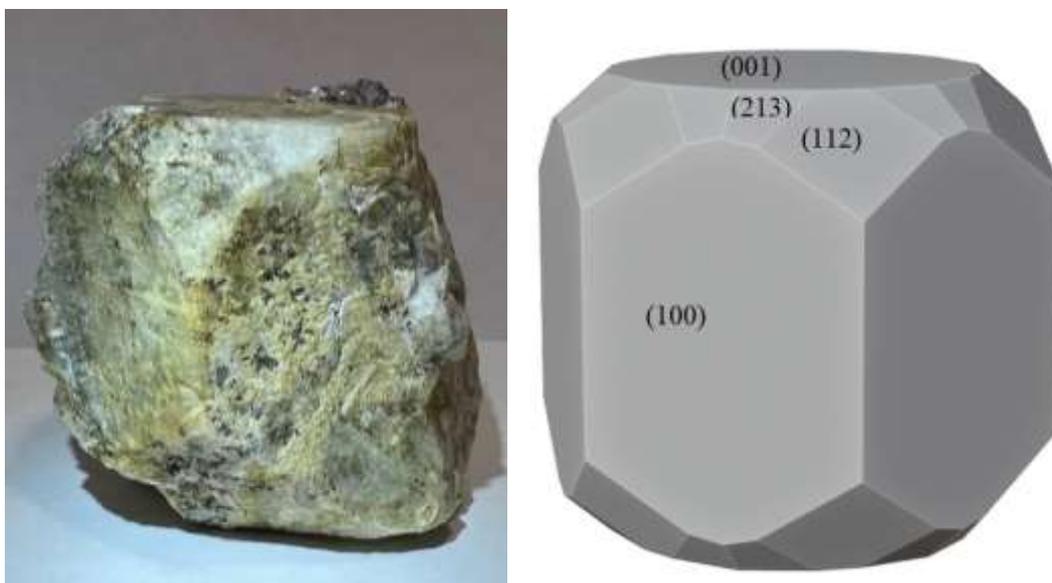


Рис. 3. Кристалл берилла проявления Шук-Бюль. Длина кристалла 6.5 см. Справа – схема данного кристалла.

Литиевые фосфаты изоморфного ряда монтебразит – амблигонит образуют полупрозрачные кристаллы молочно-белого цвета, с поперечником до 5 см. Монтебразит состава $\text{Li}_{0.97}\text{Al}_{1.01}(\text{PO}_4)_{1.04}(\text{OH})_{0.79}\text{F}_{0.09}$ был исследован методом ЭПР спектроскопии. В нём зарегистрировано несколько парамагнитных центров. Линии с g -факторами 7.21 и 4.04 (ориентация $H||b$) принадлежат Fe^{3+} , замещающему Al^{3+} в двух независимых октаэдрических позициях. Мостиковый кислород, соединяющий два Al^{3+} -октаэдра, теряет электрон вследствие природного ионизирующего облучения и образуется центр с $g_{yy}=2.015$. Спектр центра из 11 линий отражает взаимодействие с двумя ядрами ^{27}Al ($I = 5/2$). Электрон захватывается центром с $g_{yy}=1.943$, образованным, возможно, Ti, что доказывается присутствием сателлитных линий от изотопов ^{47}Ti и ^{49}Ti . Полученные данные указывают на присутствие в составе монтебразита примесей Fe^{3+} и Ti в позиции Al, в количествах ниже

чувствительности электронно-зондового анализа, а значительная интенсивность линий радиационно-чувствительных парамагнитных центров O^- и Ti указывает на накопленную значительную палеодозу облучения и косвенно подтверждает литературные данные о возрасте вмещающих пегматитов (272 ± 5.2 млн. лет) [1].

Тастыгское месторождение лития является самым крупным месторождением сподуменовых пегматитов Южно-Сангиленского пояса Юго-Восточной части Тувы. Месторождение разведано в 1955–1960 гг. магистральными канавами, тремя штольнями и 11 скважинами. В жильной зоне среди карбонатных пород чартысской свиты установлено более 120 сближенных и кулисообразно расположенных жил сподуменовых пегматитов, 70 из которых промышленные. Зона прослежена по простиранию на 1200 м при ширине 375 м на южном и 150 м — на северном фланге; на глубину пегматитовые тела прослежены на 500–700 м без признаков выклинивания. Средняя мощность рудных тел — 3.7 м, максимальная — 38 м, длина жил до 600 м, форма тел плитообразная, часто жилы ветвятся [4].

Отличительной особенностью литиеносных пегматитов Тастыга является почти полное отсутствие минералов «летучих» компонентов (H_2O , H_3BO_3 , H_3PO_4 , HF) – в них практически не встречаются слюды, минералы группы турмалина, апатит, ограниченно развит флюорит. Наиболее вероятно, что гранитоиды месторождения Тастыг кристаллизовались из расплавов, ненасыщенных относительно воды и других магмофильных летучих компонентов, но в присутствии избыточной плотной флюидной фазы, состоящей из углекислоты со значительными вариациями содержаний метана и азота [3]. Также характерно повсеместное распространение графита – как в самих пегматитовых телах, так и (в особенности) на контакте пегматитов со вмещающими породами – сланцами и мраморами.

Ещё одна особенность магматической системы месторождения Тастыг заключается в том, что содержание лития в наиболее богатых сподуменом аплитах, завершающих данную серию, намного превышает 2.2 мас. % Li_2O – согласно экспериментальным данным, это предельный уровень накопления лития в расплаве в условиях кристаллизационной дифференциации насыщенной водой пегматитовой магмы, из которой полевые шпаты начинают кристаллизоваться раньше литиевых алюмосиликатов. По составу обогащенные сподуменом аплиты Тастыга напоминают кварц-сподуменовые агрегаты, известные на некоторых месторождениях литиевых пегматитов как продукты изохимического распада первичного петалита. Хотя их валовый состав приближается к составу петалита, но реликты петалита в них не обнаружены. Таким образом, точки составов необычно богатых литием сподуменовых пегматитов и аплитов Тастыга образуют ряд, направленный от области эвтектоидного расплава к петалиту [3].

Для пегматитовых жил месторождения Тастыг также характерно замещение сподумена тонкозернистым, вероятно, агрегатом кукеита сиреневого цвета (рис. 4).



Рис. 4. Кварц-сподуменовая пегматитовая жила в мраморизованных известняках. На контакте – графит. Сподумен частично замещен литиевым хлоритом – кукеитом сиреневого цвета. Месторождение Тастыг.

Лепидолит и калиевый полевой шпат месторождения Тастыг обогащены рубидием (содержание Rb_2O достигает 3.2 масс. %). В кристаллах сподумена встречаются включения минералов ряда колумбит-танталит размером до 250 мкм.

Главным бериллиевым минералом месторождения Тастыг является гельвин, который образует грубые тетраэдрические кристаллы до 3 см желтовато-оранжевого цвета (рис. 5). Диагностика гельвина в изученных образцах подтверждена электронно-зондовым анализом и инфракрасными спектрами.



Рис. 5. Кристалл гельвина желтовато-оранжевого цвета в кварце. Месторождение Тастыг.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

1. *Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозёров И.М., Уваров А.Н., Гусев С.Г., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.Я.* Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // *Химия в интересах устойчивого развития.* **2012.** Т. 20. № 1. С. 3–20.
2. *Капустин Ю.Л.* Поллучит из пегматитов Сангиленга // *Новые данные о минералах,* **1989.** Т. 36. С. 150-155.
3. *Кузнецова Л.Г., Прокофьев В.Ю.* Петрогенез аномально богатых литием сподуменовых аплитов месторождения Тастыг (Сангиленское нагорье, Республика Тыва) // *Докл. РАН.* **2009.** Т. 428. № 6. С. 786-791.
4. *Лебедев Н.И.* Минеральные ресурсы Тувы: обзор и анализ полезных ископаемых. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН. **2012.** 284 с.
5. *Чистякова М.Б., Казакова М.Е., Уханов Е.В.* Новая находка стибиотанталита // *Труды Минералогического Музея АН СССР.* **1964.** Т. 15. С. 251-255.
6. *Černý P., Ercit T.S.* The classification of granitic pegmatites revisited // *Canad. Mineral.* **2005.** Vol. 43. P. 2005-2026.

РУДОСОПРОВОЖДАЮЩИЕ МЕТАСОМАТИТЫ БЕРЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ПЛУТОНОГЕННОГО ГИПАБИССАЛЬНОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕСТЮБЕ. КАЛЕДОНИДЫ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Г.Н. Назьмова, Ю.С. Шалаев, Э.М. Спиридонов, асп. Г.Н. Овсянников, Н.Н. Коротаева

ВВЕДЕНИЕ

По типу предрудных или рудосопровождающих магматических образований выделены гидротермальные месторождения золота плутоногенные («мезотермальные», «орогенные»), вулканогенные (колчеданные и мало-убогосульфидные - «эпитермальные»), вулканогенно-плутоногенные, амагматичные («телетермальные») [15, 43, 1, 28, 31, 54, 55].

Плутоногенные месторождения золото-кварцевой формации сопряжены с тоналит-плагиогранитными, гранодиорит-адамеллитовыми и монзонит-граносиенит-гранитными комплексами складчатых областей. Месторождения формировались в условиях закрытой системы, т.е. при повышенном давлении (Р). Величина Р определялась положением верхней кромки гидротермальной системы, как правило, расположенной близ верхней кромки интрузивов или несколько выше. Самые низкие оценки Р по ГЖВ в ранней генерации кварца и карбоната руд – 0,3–0,6 кб [31, 53], что отвечает минимальным глубинам формирования ~1–1.5 км. Максимальные оценки – до 3,5–4 кб (~12–15 км), - не выходят за рамки зоны хрупких деформаций верхней части континентальной земной коры [31, 37, 47, 50]. Типична большая протяжённость золотого оруденения по вертикали [48, 15, 43, 46, 50, 49, 47, 54]. Это обусловлено тем, что 1) плутоногенные золотоносные рудно-магматические системы хорошо термостатированы; 2) вертикальные градиенты золотоносных гидротерм Северо-Казахстанской провинции составляют 35° С/км и 0.3 кбар/км [31], что близко к усреднённым для земной коры континентов Земли; 3) для них характерен специфический термический градиент – около 9.5 бар/град [31], что гораздо меньше, чем для большинства более высокотемпературных рудных формаций – скарновых, грейзеновой, кварц-турмалиновой...[23].

Месторождения золота связаны с гранитоидными интрузивами парагенетически.

Плутоногенное золотое оруденение порождено процессами постмагматического средне температурного (380–310° С) сероводородно-хлороводородно-углекислого метасоматоза – березитизации–лиственитизации [8, 6, 12, 5, 18, 20-22, 24, 17, 27, 13, 25, 26, 7, 30-33, 36, 37, 39, 51, 53], которые геологически одновозрастны наиболее поздним дайкам глубинного происхождения гранитоидных интрузивных комплексов – гранитоид-порфирам (гранодиорит-порфирам, плагиогранит-порфирам) и/или спессартитам [31] (рис. 1). Ранее такие дайки, которые внедрились в рудоносные интрузивы из промежуточных магматических очагов, когда интрузивы остыли, рассматривали как дайки 2 этапа рудоносного интрузивного комплекса [11]. Нередко внедрение таких даек происходило многократно, часть из этих даек были внутрирудными, с ними чередовалось формирование трубчатых и иной формы тел взрывных

паро-гидротермальных брекчий [9, 40], породы которых обычно большей частью замещены березитами – лиственитами.

Особую роль в переносе и отложении Au сыграла углекислота. Основная причина рудоотложения – гетерогенизация H_2O-CO_2 золотоносных растворов и связывание CO_2 в карбонатах березитов и лиственитов. Углеводороды и битумоиды, которые устойчивы в кислой среде и мигрировали в участки повышенной трещиноватости - в кварцевые жилы и околожилные метасоматиты, – геохимические барьеры для золота, в местах их скоплений возникли рудные столбы [31-34]. С процессами березитизации-лиственитизации связано формирование основного объёма жильного кварца рудных жил и штокверков (ранняя кварцевая или шеелит-кварцевая минеральная ассоциация). Одна из ведущих причин существенной подвижности кремнезёма при процессах березитизации – лиственитизации в том, что кинетика разрушения = замещения силикатов протолита карбонатами, светлыми слюдами, хлоритами... гораздо лучше, чем кинетика кристаллизации жильного кварца (весьма затруднённая); этот факт установлен методом экспериментального моделирования [7].

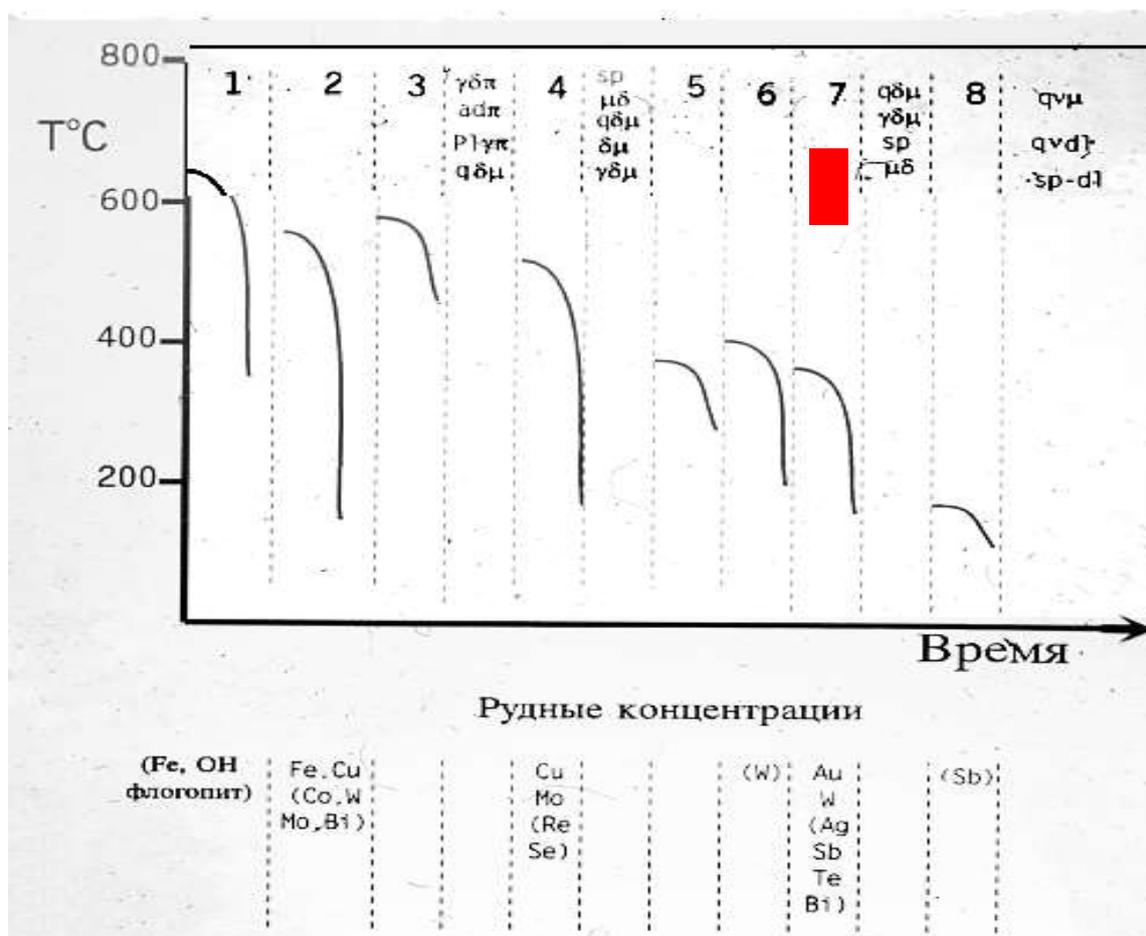


Рисунок 1. Положение золото=кварцевой березит-лиственитовой формации среди послейнтрузивных даек глубинного происхождения и гидротермалитов позднеордовикского крыккудукского комплекса ранних каделонид Северного Казахстана [31, 33].

Далее, при 350–300° С формируется ассоциация ранних сульфидов (незолотоносные пирит и арсенопирит с электронным типом проводимости). Затем при 290–210° С образуется карбонат-полисульфидная минеральная ассоциация с пиритом и арсенопиритом с дырочным типом проводимости (иногда вместо них или вместе с ними образуется пирротин [41]), которые часто были неплохими осадителями золота. Золотоносность руд определяется развитием поздней продуктивной минеральной ассоциации с самородным золотом и/или теллуридами золота. Для плутоногенных месторождений характерно центростремительное распространение минеральных ассоциаций – продуктивная часто развита среди карбонат-полисульфидной. Температура образования продуктивной минеральной ассоциации 210–150, обычно 190–170° С. Это объясняет то, что плутоногенные месторождения Au тяготеют к разновозрастным малым интрузивам и дайкам и только к краевым частям более крупных интрузивов, так как те и другие успевали остыть до нужной температуры, иначе золото рассеивалось! Основные осадители золота из рудоносных гидротерм – метан и углеводороды, графитоид и пирротин [31-34]

Минеральный состав руд месторождений плутоногенной золото-кварцевой березит-лиственитовой формации обусловлен тремя ведущими факторами: 1. фациями по составу рудовмещающей среды (мусковит, фенгит и галенит среди калийных кремнекислых пород, халькопирит и пирротин среди базитов, Сг мусковит-фенгит = фуксит, герсдорфит и сульфиды никеля среди гипербазитов, обилие сульфидов и особенно арсенопирита среди черносланцевых пород, дефицит сульфидов вплоть до их полного отсутствия среди крупных тел магматических пород...) [48, 8, 6, 18, 17, 27, 26, 49, 31-35]; 2. фациями глубинности формирования месторождений (минералы сурьмы в гипабиссальных, минералы теллура – в абиссальных) [17, 29, 31, 34]; 3. типом рудоносных гранитоидов – Sb специализация тоналит-плагиогранитных комплексов [48, 15, 46, 31, 33, 38, 34, 35] и Sb-Bi специализация гранодиорит-адамеллитовых и монцонит-граносиенит-гранитных комплексов [15, 46, 38, 34, 35]. Для золотых руд, сопряжённых с натровыми гранитоидными комплексами, характерны антимонит, бертьерит, сульфосоли PbSb ряда буланжерит – фюлёппит, сульфосоли Ag-Pb-Sb, тетраэдрит, аурустибит. Содержание Bi в золотых рудах изменяется от первых ppm (тоналит-плагиогранитные комплексы) до n10 ppm (гранодиоритовые комплексы) и до 1000 ppm и более (адамеллитовые и монцонитовые комплексы). Антимонит, бертьерит и сульфосоли Ag-Pb-Sb развиты в гипабиссальных месторождениях. Для золотых руд, сопряжённых с калийными гранитоидными комплексами, характерны айкинит, сульфосоли Pb-Bi, сульфосоли ряда айкинит – висмутин, самородный висмут, висмутсодержащие теннантит – тетраэдрит, мальдонит, в наиболее глубоких месторождениях концентрируются теллуриды висмута.

БЕРЕЗИТЫ И ЛИСТВЕНИТЫ. ОБЗОР

Листвениты – породы зелёного цвета, которые сопровождают золоторудные сульфидно-карбонат-кварцевые жилы Мечниковского месторождения Южного Урала, залегающего среди изменённых ультраосновных пород, впервые описал Г. Розе [52]. Березиты – породы светлого цвета и листвениты, которые сопровождают золоторудные кварцевые и сульфидно-карбонат-кварцевые жилы классического Берёзовского месторождения (Средний Урал) впервые описал

А.П. Карпинский [10], который рассматривал их как особые типы магматических пород. В дальнейшем, быстро стало понятно, что это метасоматиты – продукты среднетемпературного гидротермального углекислого (хлороводородно-углекислого, сероводородно-хлороводородно-углекислого) метасоматоза - замещения на Березовском месторождении - соответственно дайковых пород: плагиогранит-, гранодиорит-, адамеллит-порфиоров, кварцевых диорит- и тоналит-порфиринов, микродиоритов (березиты) и апогипербазитовых серпентинитов, зеленокаменно изменённых пикритов и долеритов) (листвениты) [4, 7, 6, 12, 5, 13, 27, 26]. Березиты состоят из кварца и светлой слюды – серицита - мусковита, не содержащего фтор (гидроксилмусковит или фенгит), с существенной примесью карбоната, а также пирита и/или арсенопирита. Позднее, березитами стали именовать кварц-серицитовые с карбонатом метасоматиты, заместившие любые типы кремнекислых пород и пород среднего состава. С нашей точки зрения, называть березитами метасоматиты с обилием фторсодержащего мусковита и с флюоритом, развитые на периферии грейзеновых месторождений, - не корректно. Состав карбоната березитов обусловлен глубиной их формирования – в месторождениях гипабиссальных – это анкерит, ферродоломит, сидерит; в мезоабиссальных – доломит и анкерит; в абиссальных – кальцит [12, 7, 36, 38]. Листвениты состоят из карбонатов (магнезит, железистый магнезит, доломит) и кварца с той или иной примесью зелёной хромсодержащей слюды (хромистые мусковит или фенгит до хроммусковита), никелистого пирита, герсдорфита и/или полидимита, магнетита, пирротина, а также реликтовых хромшпинелидов. Выделяются стандартные – зелёные листвениты – апогарцбургитовые, белые – аподунитовые, серые – апобазитовые. В пределах Берёзовского месторождения было установлено, что березиты и листвениты нередко сменяют друг друга вдоль контактов одной и той же золоторудной жилы. То есть, березиты и листвениты - это фации по составу вмещающей среды единой метасоматической формации.

Методом экспериментального моделирования Г.П. Зарайский установил температурный диапазон и иные параметры формирования березитов (рис. 2). Установлена ведущая роль доли CO_2 в составе флюидов. С ростом этой доли температурный диапазон образования березитов расширяется до 380°C , что определяет максимальную глубину формирования гидротермальных плутоногенных месторождений золота в 12-15 км, исходя из обычного геотермического градиента. При резком снижении активности CO_2 в составе флюидов березиты сменяются кварц-серицитовыми метасоматитами, при росте активности калия – гумбеитами.

При процессах березитизации – лиственитизации обычных горных пород просходит замещение полевых шпатов серицитом – мусковитом, темноцветных минералов – карбонатами, т.е. минералами с гораздо меньшим содержанием кремнезёма. Поэтому, в метасоматитах березит-лиственитовой формации масса новообразованного кварца и, т.к. кинетика замещения полевых шпатов и темноцветных силикатов значительно лучше кинетики кристаллизации кварца [7], то значительная часть кремнезёма мигрирует из интенсивно березитизированных или лиственитизированных пород с образованием кварцевых жил и прожилков.

При процессах березитизации – лиственитизации обычно происходит существенный привнос K и CO_2 , а также S и As, незначительный привнос Au, вынос Na. Другие компоненты –

Ca, Al, Ti, Cr, Fe, Mn, V, Ni, Co, Cu... относительно мало подвижны. Когда процессы березитизации и лиственитизации проходят в среде горных пород, бедных К, то вместо калиевых слюд в них появляется Na слюда – парагонит [27, 26, 32, 34]. Если такие же процессы проходят в среде горных пород, бедных К и Na, то в метасоматитах и кварцевых жилах развит пиррофиллит [27, 26, 32, 34], что впервые установил Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [14].

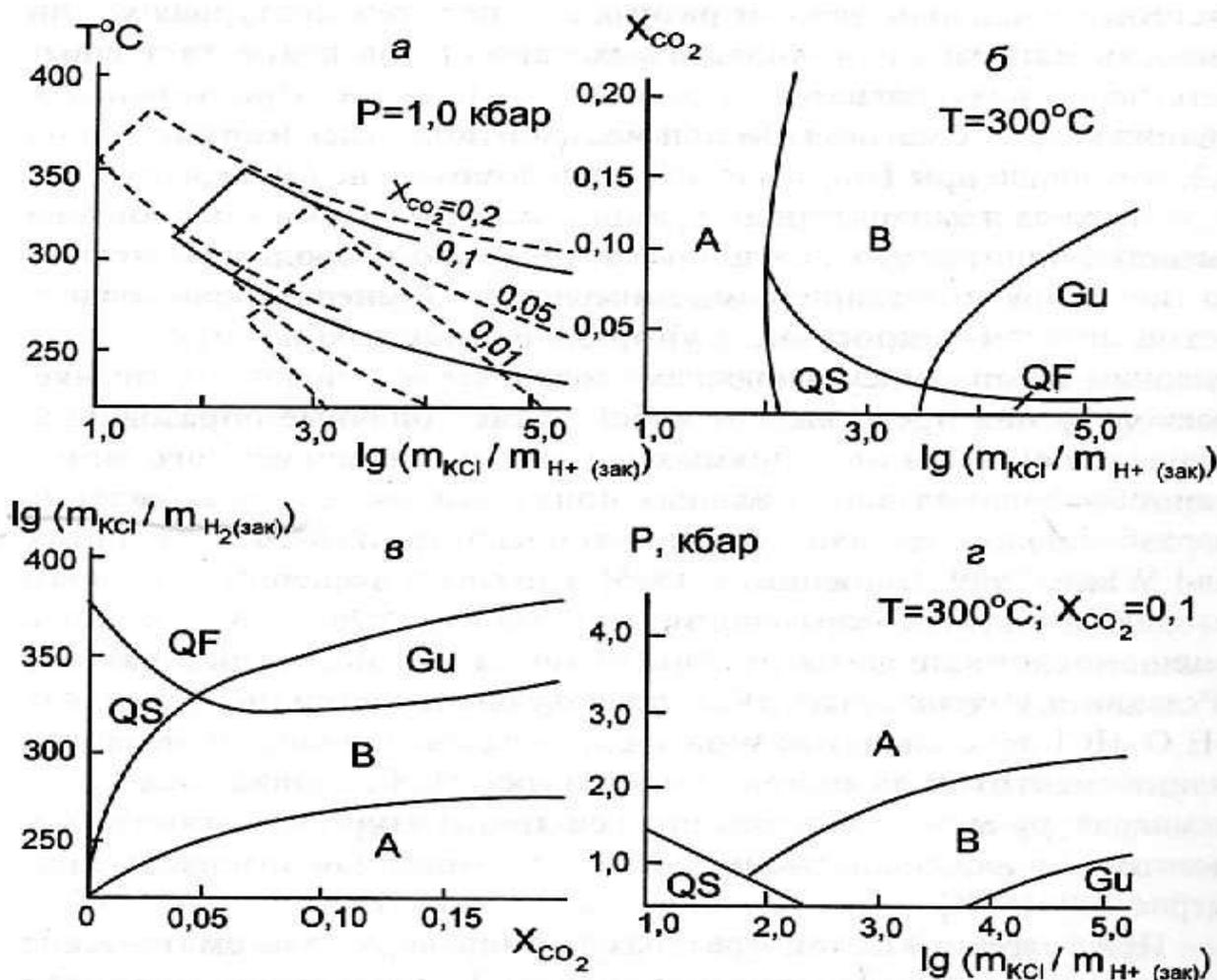


Рис. 20.6. Граничные условия формирования березитов (B) относительно гумбеитов (Gu), аргиллизитов (A), кварц-серицитовых (QS) и кварц-калишпатовых (QF) метасоматитов в зависимости от: а – $T - \lg(m_{\text{KCl}} / m_{\text{H}^+(\text{зак})})$, б – $X_{\text{CO}_2} - \lg(m_{\text{KCl}} / m_{\text{H}^+(\text{зак})})$, в – $T - \lg(m_{\text{KCl}} / m_{\text{H}^+(\text{зак})})$, з – $P - \lg(m_{\text{KCl}} / m_{\text{H}^+(\text{зак})})$, зак. – состав раствора после закалки [Шаповалов и Зарайский, 1978; Зарайский, 1989]

Рисунок 2. Поля устойчивости минеральных ассоциаций метасоматитов формаций березитов (B), гумбеитов (Gu), аргиллизитов (A), кварц-серицитовых (QS) и кварц-калишпатовых (QF) [7].

Березиты и листвениты с пиррофиллитом, заместившие крайне низкокалиевые породы, чередуются с березитами и лиственитами с высококалиевыми слюдами. Эти факты свидетельствуют о низкой активности калия в березитизирующих гидротермах.

Во внешних зонах ореолов березитизации развит серицит 1М и низкоглинозёмистый хлорит с Al ф.е. 0.8-1.1 (низкотемпературные образования). В тыловых (внутренних) зонах ореолов развиты серицит и гидроксилмусковит 2М + 3Т (< 0.3% F) и высокоглинозёмистый хлорит с Al ф.е. 1.3-1.6 (среднетемпературные образования) [31]. Таким образом, гидротермы попадали в среду остывших пород.

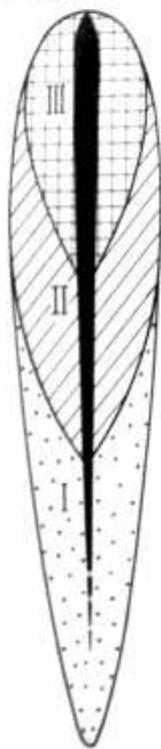
Солёность березитизирующих растворов NaCl, MgCl₂, KCl - 9-17 масс. % экв. NaCl, концентрация CO₂ – 2-7 моль/кг раствора, иногда они богаты H₂S – давление H₂S до 2 кбар (Жана-Тюбе, Северный Казахстан) [31]. Наличие шеелита в сопряжённых с березитами золото-кварцевых жилах – свидетельство кислого характера гидротерм, т.к. при такой концентрации CO₂ шеелит мог отлагаться только из кислых растворов. Метасоматоз проходил в восстановительных условиях, что способствовало миграции углеводородов и битумоидов в березиты – листвениты и золоторудные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы. Повсеместно березиты и листвениты содержат n10 мг/т и более Au, тогда как исходные породы первые мг/т Au. Это однозначно указывает на привнос Au березитизирующими растворами, как и As, Sb, Ag, Hg, Te. Так, содержание Hg в исходных породах < 0.04 г/т, в березитах 0.06-0.17 г/т и более. Сингенетичный пирит березитов содержит от 0.09 до 1.8-6 г/т Au.

На нижних уровнях гидротермальных золоторудных кварцево-жильных систем происходил в основном вынос кремнезёма из метасоматитов, количество кремнезёма в жильном кварце здесь значительно уступает количеству кремнезёма, выщелоченного из метасоматитов. На верхних уровнях происходит заметный привнос кремнезёма в тыловую зону метасоматитов, что даёт возможность оценить эрозионный срез кварцево-жильной = золоторудной системы (рис. 3) и сделать достаточно обоснованный прогноз золотого оруденения на глубину.

Петрохимическая сущность процессов березитизации - лиственитизации – привнос существенных количеств CO₂, отчасти K, S, As, рост K/Na; как правило, вынос кремнезёма и натрия. Разница в содержании кремнезёма между протолитом и лиственитами достигает 10-15 масс. % SiO₂. Вполне ясен источник кремнезёма для образования кварцевых жил. Содержания многих химических элементов при процессах березитизации – лиственитизации меняются незначительно – Al, Ti, Fe, Mg, Ca, P, Mn, Ga, Ge, Th....

ОБОБЩЕННАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ ЗОН БЕРЕЗИТИЗИРОВАННЫХ-ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ



- Жильный кварц
- Область преимущественного приноса кремнезема (количество SiO_2 в приальбандовых породах выше, чем в исходных).
- Промежуточная область (количество SiO_2 , вынесенного из околожильного ореола, примерно равно количеству SiO_2 , отложенному в кварцевой жиле).
- Область преимущественного выноса кремнезема (количество SiO_2 , вынесенного из околожильного ореола, превышает количество SiO_2 , отложенного в кварцевой жиле).

ТИПИЧНЫЕ КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ SiO_2 В ОКОЛОЖИЛЬНЫХ ОРЕОЛАХ

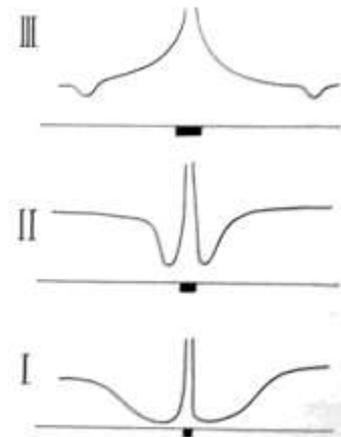


Рис. 3. Обобщённая схема – разрез зон березитизации – лиственитизации и сопряжённых золото-кварцевых жил [31].

РУДОСОПРОВОЖДАЮЩИЕ МЕТАСОМАТИТЫ БЕРЕЗИТ - ЛИСТВЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Уже давно было подмечено, что около золоторудных кварцевых жил нередко обычные тонко-мелкозернистые березиты замещаются более зернистыми березитами, нередко с более крупными чешуйками мусковита или фенгита и более крупными и многочисленными кристаллами пирита [25]. Аналогично – и листвениты. Наиболее интересные наблюдения по рудосопровождающим метасоматитам березитовой формации выполнили Г.Н. Назьмова и Ю.С. Шалаев [20-22]. В частности, ими были обнаружены ореолы осветлённых – альбитизированных березитов около кварцевых жил с продуктивной минерализацией среди кварцевых диоритов – тоналитов месторождения Джеламбет и среди плагиогранитов месторождения Бестюбе. Очевидно, что в процессе березитизации гранитоидов в растворах накопилось значительное количество натрия, за счёт которого при образовании продуктивной минерализации и произошла альбитизация приальбандовых березитов. При этом, совмещено с

альбитом выросла новая светлая слюда, т.е. процесс в целом сохранил кислый характер. Этим образованиям месторождения Бестюбе и посвящена наша статья.

СЕВЕРОКАЗАХСТАНСКАЯ ЗОЛОТОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ КАЛЕДОНСКОГО ВОЗРАСТА

Важнейшая в Центральном Казахстане каледонская Североказахстанская провинция включает месторождения плутоногенной золото-кварцевой формации позднеордовикского возраста - Васильковское (700 т Au), Бестюбе (450 т), Джеламбет (250 т), Кварцитовые Горки (150 т), Аксу (150 т), Степняк (50 т) [19, 31]. Провинция размещена в западном мегаблоке каледонид севера Центрального Казахстана – Степнякском мегасинклинии (Степнякский и Селетинский синклинии и разделяющий их Ишкеульмесский антиклинорий) [44, 45]. Селетинский синклиний – бывшая преддуговая аккреционная призма. Степнякский синклиний – бывшая островодужная система средне-позднеордовикского возраста. В мегасинклинии крайне широко развита гранодиоритовая формация, распространены метаморфические толщи протерозоя со структурами гранито-гнейсовых куполов, незначительно развиты гипербазиты и олистостромовые толщи, золотое оруденение преимущественно плутоногенное золото-кварцевой формации [44, 45, 31, 35, 39]. Данная область отлична от восточного Примайкаинского метаблока, где широко развиты гипербазиты и олистостромовые толщи, мало гранитоидов, золотое оруденение колчеданного типа; область развита на коре океанского типа [44].

Главные месторождения золота приурочены к мелким интрузивам типа Степнякского (ИСТ), производным инверсионной позднеордовикской тоналит-гранодиоритовой формации = крыккудукского интрузивного комплекса. ИСТ фиксируют глубоко проникающие разломы, в дальнейшем обычно рудоподводящие. Плутоногенная золото-кварцевая формация порождена процессами березитизации–лиственитизации, наиболее поздним из многочисленных эпизодов послеинтрузивной гидротермальной деятельности. Источники Au, Hg, Sb, Te в рудах – глубинные. Концентрации золота способствовали углеводороды, главным образом – метан, битумоиды и графитоид. Область рудогенеза находилась в зоне хрупких деформаций выше изотермы 400° С, в интервале глубин ~1 – 12 км. Максимальные параметры рудоотложения: 370° С, 3.6 кбар, солёность растворов 17 масс. % экв. NaCl, C_{CO_2} 7 моль/кг раствора, C_{CH_4} 2.5 моль/кг раствора, P_{H_2S} 2.5 кбар [31]. Месторождения возникли в относительно упорядоченных условиях закрытой системы, чем обусловлен устойчивый состав руд и рудных минералов во всём диапазоне разведанных глубин конкретных месторождений и дифференциация рудного вещества по уровням глубинности месторождений. Фациям глубинности соответствуют

минеральные типы месторождений по составу продуктивной минеральной ассоциации золотых руд: гипабиссальной – золото-серебросульфосольно-антимонитовый с α -амальгамой золота и золото-галенит-сульфоантимонидовый (P 0.3-1 кбар); мезоабиссальной - золото-галенит-сульфоантимонидовый и золото-галенитовый с теллуридами (P 1-1.8 кбар); абиссальной – золото-галенит-теллуридный и золото-теллуридный (P 2-3.6 кбар) [17, 20, 29, 31, 33-35, 38]. Минеральные фации руд в значительной степени были обусловлены составом рудовмещающих толщ, концентрацией в них серы и мышьяка [18, 21, 32, 34, 38].

Инверсионный ряд – тоналит-гранодиоритовая формация – золото-кварцевая формация возник на пике теплового воздействия на земную кору, вероятно, отвечает максимуму метаморфизма в глубинных частях земной коры и связан с порождённым этим метаморфизмом мощным флюидным $H_2O - CO_2$ потоком [31].

Среднетемпературные углекислые метасоматиты Североказахстанской золоторудной провинции - березиты серицитовые, хромсерицитовые (по пикрит-фтанитовым микститам), пирофиллитовые (по каолининовым породам), парагонитовые (по крайне низкокалиевым плагиогранитам и тоналитам); листвениты – хромсерицитовые (по апогарцбургитовым серпентинитам, пикритам, бонинитам), бесслюдяные (по аподунитовым серпентинитам), серицитовые (по любым базитам), пирофиллит- и парагонит-содержащие (по крайне низкоК породам базитового состава), магнетитовые (по гранатовым скарнам), серицит-хлорит-биотитовые (по туфам меланобазальтов с известняковым цементом), трёхкарбонатные (по кальцифирам скарнов – магнезит по форстериту, доломит – по диопсиду и фассаиту, кальцит – по карбонатной матрице). Стандартные березиты постоянно содержат пирит и арсенопирит, апогипербазитовые листвениты, кроме того, - герсдорфит и полидимит. Листвениты серицит-хлорит-биотитового состава содержат железистый пирротин, троилит, ильменит, кубанит. Метасоматиты с пирофиллитом и/или парагонитом, замесившие крайне низкокалиевые породы, чередуются с березитами и лиственитами с высококалиевыми слюдами. Итак, факты свидетельствуют о низкой активности иона калия в березитизирующих растворах.

Во внешних зонах ореолов березитизации развит серицит 1М и низко глинозёмистый хлорит с Al ф.е. 0.8-1.1 (низкотемпературные образования). В тыловых зонах ореолов - серицит и гидроксилмусковит 2М + 3Т (< 0.3% F) и высоко глинозёмистый хлорит с Al ф.е. 1.3-1.6 (среднетемпературные образования). Таким образом, гидротермы попадали в среду остывших пород.

Солёность березитизирующих растворов NaCl, $MgCl_2$, KCl - 9-17 масс. % экв. NaCl, концентрация CO_2 – 2-7 моль/кг раствора, иногда они богаты H_2S – давление H_2S до 2 кбар

(Жана-Тюбе, Северный Казахстан) [31]. Наличие шеелита в сопряжённых с березитами золото-кварцевых жилах – свидетельство кислого характера гидротерм, т.к. при такой концентрации CO_2 шеелит мог отлагаться только из кислых растворов. Метасоматоз проходил в восстановительных условиях, что способствовало миграции углеводородов и битумоидов в березиты – листвениты (и золоторудные жилы). Битумы окрасили ранний шеелит в оранжевый и красный цвет, интенсивность которого зависит от содержания средних битумов в шеелите, которое может достигать 0.5 масс. % [16]. Повсеместно березиты и листвениты содержат $n10$ мг/т Au, тогда как исходные породы первые мг/т. Это однозначно указывает на привнос Au березитизирующими растворами, как и As, Sb, Ag, Hg, Te.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЕСТЮБЕ

Месторождение расположено в северо-западной части Селетинского синклинория, вблизи контакта с Ишкеольмесским антиклинорием, в узле пересечения субмеридиональных – северо-восточных складчатых взбросо-сдвигов и крупного разрыва северо-западного простираения. Оно находится на том участке Селетинского синклинория, где его ширина существенно увеличивается и простираение складок и складчатых разломов меняется с близдолготного на северо-восточное – субширотное. Селетинский синклинорий сложен флишоидными толщами граувакк от раннего до позднего ордовика (арениг – ашгилл), которые подстилаются колчеданоносными вулканитами раннего – среднего кембрия (бошекульская серия), местами – вулканитами верхов среднего-позднего кембрия и тремадока (аксуйская серия) [40].

Для терригенной и терригенно-черносланцевой толщи среднего-позднего ордовика на территории рудного поля Бестюбе характерно сочетание мощных 0.5-2 м пластов песчаников и маломощных 0.05-0.2 м прослоев тонкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углеродистых аргиллитов, известковистых аргиллитов и известняков. Доля углеродистых аргиллитов и алевролитов в разрезе этой толщи составляет не менее 15 %. Пиритоносные углеродистые аргиллиты содержат в среднем около 5 мг/т золота и около 15 мг/т серебра. Углеродистые аргиллиты и алевролиты обогащены мышьяком.

В районе месторождения осадочные породы смяты в несколько систем сильно сжатых - крутопадающих складок. Границами этих систем = пакетов складок служат взбросо-сдвиги с существенными амплитудами смещения. Складчатая структура осложнена многочисленными складчатыми взбросами и взбросо-сдвигами северо-восточного простираения (рис. 4) [40].



Рис. 4. Геологическая карта рудного поля Бестюбе. Составил Э.М. Спиридонов по материалам Целиноградской ГРЭ, геологической службы рудника Бестюбе, Степнякской экспедиции МГУ.

К границам систем складок на месторождении приурочены мелкие дайкообразные и штокообразные многофазные интрузивы степняцкого типа позднеордовикского крыккудукского комплекса – Западнобестюбинский и Центральнобестюбинский (рис. 4). Оба интрузива внедрились в узлах пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания, которые и обусловили их форму.

Западнобестюбинский ИСТ вытянут в северо-восточном направлении. Длина его 0.8 км, ширина – до 0.2 км. Большая часть плутона сложена интрузивным телом ранней фазы – мелко-среднезернистыми ортоклаз-кварцевыми роговообманково-биотитовыми лейкогабброноритами, гибридными породами диоритового и габбро-диоритового состава и интрузивными брекчиями (рис. 5). Интрузивное тело ранней фазы окружено узким ореолом роговиков пироксеновой фации (до 15 м), широким до 200 м ореолом ороговикованных пород роговообманковой и актинолитовой фаций, в которых не мало пирротина, заместившего пирит осалочных пород. Интрузив ранней фазы пересечен плитообразными внедрениями мелко-среднезернистых кварцевых диоритов и тоналитов I фазы и более поздних мелко-среднезернистых роговообманково-биотитовых плагиогранитов II фазы (рис. 5, 6). С глубиной размеры интрузивных тел всех трёх фаз заметно увеличиваются (рис. 5), что может свидетельствовать о небольшом эрозионном срезе Западнобестюбинского интрузива.

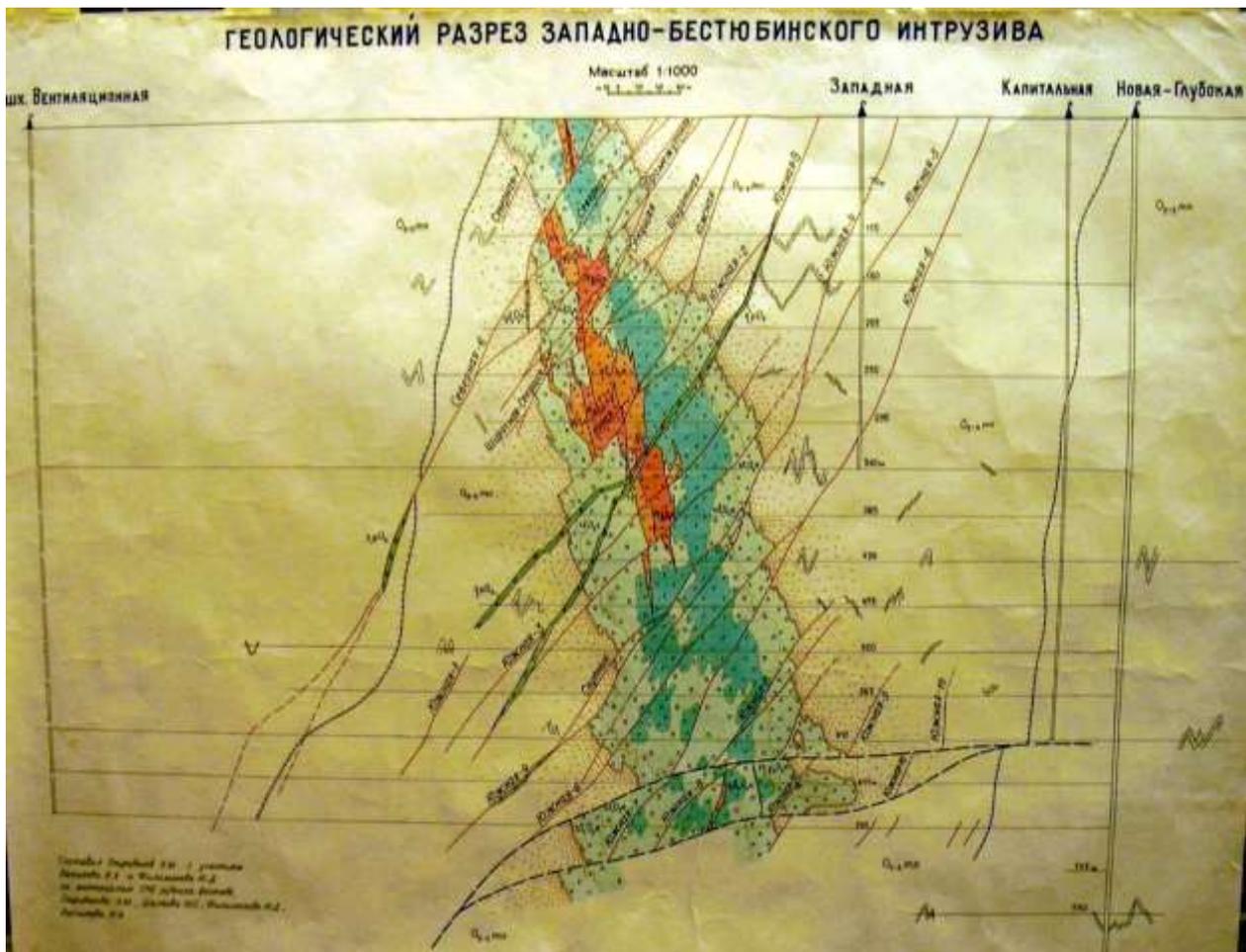


Рис. 5. Разрез многофазного Западнобестюбинского интрузива позднеордовиского крукудукского комплекса. Ранняя фаза – голубой и синий цвет. I фаза – оранжевый цвет. II фаза – плагиограниты – красный цвет. Главные золото-кварцевые жилы подписаны. Зелёный цвет – послезолоторудная дайка габбро-долеритов того же комплекса. Составил Э.М. Спиридонов по результатам подземного картирования, с использованием материалов ГРО рудника Бестюбе и Степняжской экспедиции МГУ.



Рис. 6. Западнобестюбинский интрузив. План горизонта -340м шахты Западной. Составил Э.М. Спиридонов с использованием материалов ГРО рудника Бестюбе и Степняжской экспедиции МГУ. Условные обозначения даны на рис. 5.

Центральнобестюбинский интрузив на поверхности (рис. 4) и на верхних горизонтах подземных выработок представлен небольшими обособленными телами резко порфиroidных ортоклаз-кварцевых габброидов ранней фазы, кварцевых диоритов – тоналитов I фазы и плагиогранитов II фазы, которые с глубиной сближаются. Они окружены узким до 5 м ореолом роговиков пироксеновой фации, где углеродистое вещество осадочных пород превращено в графит, и широким до 400 м ореолом роговикованных пород роговообманковой и актинолитовой фаций, в пределах которого углеродистое вещество осадочных пород метаморфизовано слабо.

Послеинтрузивные образования позднеордовикского круккудукского интрузивного комплекса в рудном поле Бестюбе представляют дайки глубинного происхождения с резко выраженными зонами закалки, трубчатые и дайкообразные тела пневмато-гидротермальных взрывных брекчий, разнообразные гидротермалиты (от ранних к более поздним): 1). гранодиорит- и плагиогранит-порфиры; 2). кварцевые диорит-порфириты; 3). жильные гидросиликатные скарны с пирротинном, молибдошеелитом, кобальтином, теллуридами висмута (малого масштаба в Центральном участке); 4). кварц-мусковитовые метасоматиты и жилы молочно-белого кварца с молибденитом (тяготеют к телам плагиогранитов II фазы и дайкам гранитоид-порфиоров в Центральном участке); 5). кварц-турмалиновые метасоматиты с пиритом и арсенопиритом (среди даек гранитоид-порфиоров и диорит-порфиритов на восточной окраине рудного поля); 6). гумбеиты с вольфрамрутилом, фторапатитом, монацитом, цирконом, богатым серебром галенитом (локально среди плагиогранитов II фазы на Западном участке); 7) микродиориты, диорит-порфириты, спессартиты; 8). пропилиты эпидот-хлоритовой фации (отдельными пятнами по всему рудному полю); 9). эндогенные взрывные брекчии первого поколения (на западном фланге рудного поля); 10). кварцевые диорит-порфириты и тоналит-порфириты; 11). эндогенные взрывные брекчии второго поколения; 12). березиты и листовениты и сопутствующие золотоносные карбонат-кварцевые жилы и залежи с шеелитом (повсеместно); 13) после золоторудные аргиллизиты и карбонат-кварцевые жилы с антимонитом, бертьеритом, сурьмой (локально на Западном и Центральном участках); 14). послерудные кварцевые габбро-долериты до микродолеритов (на Западном участке). Дайки глубинного происхождения – гранитоид-порфиры и микродиориты до спессартитов развиты на участке между Западно- и Центральнобестюбинскими интрузивами, на Центральном участке, особо много их на восточной периферии рудного поля. К/Ag возраст золотого оруденения (по серициту из березитовых оторочек золото-кварцевых жил) – 445 млн. лет [19, 31], что отвечает возрасту интрузивов рудного поля Бестюбе и всего круккудукского комплекса. К/Ag возраст послезолоторудных кварцевых габбро-долеритов (по породе) – 435-440 млн. лет (данные авторов).

Эпигенетические – пострудные образования вероятно послерудовиковского возраста развиты вдоль зон разломов и обильной трещиноватости. Это жилы, прожилки, гнёзда, цемент брекчий, состоящие из кальцита, хлорита, длиннопризматического прозрачного кварца, ректорита, альбита, апофиллита, пренита, ломонтита и иных цеолитов, целестина, сфалерита, пирита.

К особенностям месторождения Бестюбе относятся выбросы водородно-углеводородных (метановых) струй по зонам трещиноватости и в узлах пересечения разломов, в том числе в пределах интрузивов, особенно на Западном участке.

Среди послеинтрузивных образований особый интерес представляют пневмато-гидротермальные взрывные брекчии, развитые в северо-западной приконтактной зоне Западнобестюбинского интрузива. Их детально изучил Ю.С. Шалаев. Первая генерация брекчиевых тел имеет форму даек длиной до 60 м при мощности до 12 м. при вертикальной протяжённости более 300 м; обычно цемент этих брекчий кластический; нередко данные брекчии сцементированы кварцевыми диорит-порфиритами второй генерации. Вторая генерация брекчиевых тел имеет трубообразную форму, её вертикальная протяжённость более 100 м. На горизонте -295 м размер трубки 90x35 м, на горизонте -340 м – 45x40 м. С глубиной Брекчиевая трубка склоняется на юго-запад, как и весь Западнобестюбинский интрузив. Обломки размером от долей см до 2.8 м (обычно 2-5 см) слагают местные роговики, порофы Западнобестюбинского интрузива, в небольшой степени более глубокий материал – вулканиты кембрия. Цемент поздних брекчий часто кластический.

Месторождение Бестюбе кварцево-жильного типа, подчинённое значение имеют оруденелые штокверки в зонах березитизированных пород, тяготеющие к телам эндогенных брекчий. Золоторудные кварцевые жилы развиты на всей площади рудного поля, особую ценность представляют золото-кварцевые жилы Западного и Центрального участков, тяготеющие к рулоносным интрузивам. Длина жил достигает 600 м. Мощность от первых см до 3-6 м, обычно 15-60 см.

Около пятой части запасов золота и заметная часть запасов руд сосредоточена в рудной зоне Дальней-Брекчиевой, которая контролируется телами взрывных брекчий и дайками кварцевых диорит-порфиритов и тоналит-порфиритов северо-западного простирания. Это западный фланг Западнобестюбинского интрузива. Рудная зона захватывает часть интрузивные тела I и II фаз. Основную часть рудной зоны представляют оруденелые березитизированные брекчии трубки взрыва.

Формирование рудных тел Бестюбе связано с процессами березитизации – лиственитизации, которые проявились после внедрения даек кремнекислого и среднего состава. Ореолы березитизации имеют форму уплощённых линз, локализованных вдоль жильных

трещин. Каждый ореол имеет зональное строение. Независимо от состава протолита слабо березитизированные породы содержат ассоциацию кварц + серицит + хлорит + анкерит (железистый доломит) + плагиоклаз и немного – до 1% скелетных кристаллов пирита. Сильно березитизированные породы содержат ассоциацию кварц + серицит + анкерит + альбит + анатаз + пирит, а березиты – кварц + серицит – мусковит или фенгит + анкерит + рутил + пирит + немного арсенопирита. Там, где березитизированные дайковые гранитоид-порфиры залегают среди углеродистых аргиллитов и алевролитов, березиты обогащены арсенопиритом, который часто преобладает на пиритом. В породах основного и среднего состава – до 60 % SiO₂ общая мощность ореола до 1-2 м с каждого бока жилы, из них до 0.5 м интенсивно березитизированных пород, мощность оторочек собственно березитов – лиственитов, в которых исчезли структуры протолита, составляет 3-5 см. В более кремнекислых породах, особенно в плагиогранитах мощность ореола с каждого бока жилы может достигать 5 м, собственно березитов - 35 см. На контакте с рудными жилами в метасоматитах нередко развита полоса около 5 см с густой вкрапленностью кристаллов арсенопирита и пирита

Преобладание на месторождении Бестюбе пород основного – среднего состава и характер трещинной тектоники определили широкое развитие узких линейных ореолов березитизации. Сочетание долгоживущих разломов и кремнекислых пород способствовало образованию площадных ореолов березитизации как среди интрузивов, так и среди ороговикованных осадочных пород, насыщенных дайками гранитоид-порфиров. В тектонически особо активных зонах – Брекчиевая трубка и около неё, - площадные ореолы золотоносных метасоматитов возникли и среди пород основного – среднего состава.

Содержание золота в березитах и лиственитах Бестюбе без наложенной продуктивной минерализации составляет 20-800, чаще 100-200 мг/т Au в сравнении с 1-6 мг/т Au в исходных интрузивных, в осадочных породах и роговиках [31]. Повсеместно березиты Бестюбе содержат заметное количество лёгких и средних битумов.

РУДОСОПРОВОЖДАЮЩИЕ МЕТАСОМАТИТЫ БЕРЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И АПОПЛАГИОГРАНИТНЫЕ БЕРЕЗИТЫ НА КОНТАКТЕ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ЖИЛЫ № 4 (ШАХТА ЗАПАДНАЯ, ГОРИЗНТ - 340 м)

В этом разделе приведены результаты детального изучения образца 844/Б-62, отобранного Г.Н. Назьмовой в штреке по жиле № 4 на гор. -340 м шахты Западная (рис. 7).

Протолит плагиогранитов. Исходные плагиограниты на удалении от рудной жилы – это порфировидные мелко-среднезернитые породы, сложенные 2 минеральными ассоциациями

МА. Первая МА – вкрапленники, образующие текстуры течения – плагиоклаз андезин, роговая обманка – магнезиогастингсит до гастингсита, нередко с ядрами гиперстена и авгита, кварц, титаномагнетит, ильменит (температура кристаллизации 710-630° С, давление 4.5 – 2.1 кбар). Вторая МА – олигоклаз, кварц, титанистый гидроксилбиотит, ферроэдентит, микропертит, титаномагнетит, ильменит, апатит, циркон (температура кристаллизации 620-570° С, давление 2.0 – 0.6 кбар, $\log f_{O_2}$ -21 -22.5). Химический состав плагиогранитов, масс. %: SiO₂ 70.7; TiO₂ 0.26; P₂O₅ 0.12; Al₂O₃ 14.41; Fe₂O₃+FeO 2.97; MnO 0.06; MgO 1.15; CaO 3.23; Na₂O 4.44; K₂O 1.55; ппп 0.72; сумма 99.61 %.

Апоплагиогранитные березиты. На рисунках 7-8 прелставлен детально изученный образец.



Рис. 7. Апофиз золото-кварцевой жилы № 4 и апоплагиогранитные березиты; в кварцевой жиле небольшие гнёзда галенита, буланжерита и золота; тёмное в березитах – метасоматиты по ксенолиту роговиков. Между березитами и кварцевой жилой 6-7 мм оторочка рудосопровождающих метасоматитов. 221x74 мм. Колл. Г.Н. Назьмовой. Фото ЭМС.



Рис. 8. Фрагмент рис. 7.. Между березитами и кварцевой жилой оторочка рудосопровождающих метасоматитов – альбитизированные березиты. 77x51 мм. Колл. Г.Н. Назьмовой. Фото ЭМС.

Типичные апоплагиогранитные березиты того же образца представлены на рисунках 9-17.

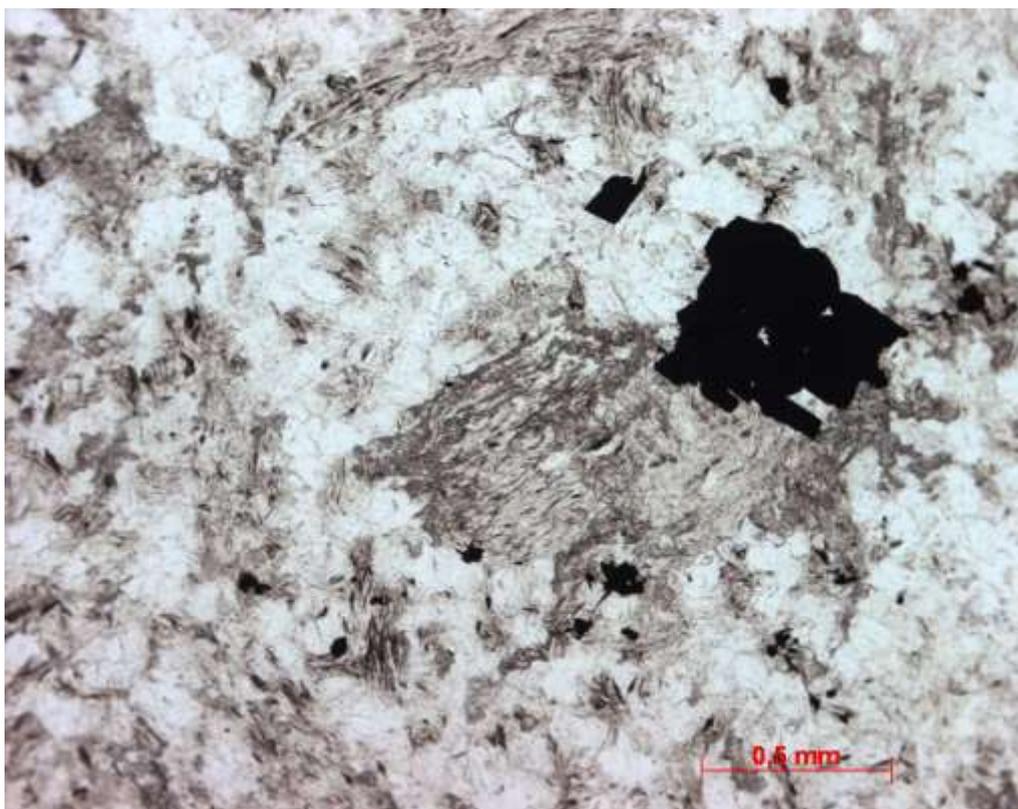


Рис. 9. Классические пирит-гидроксилмусковит (серицитг)-кварцевые березиты, заместившие плагиограниты. Пирит I. В проходящем свете при 1 никеле. Фото Г.Н. Овсянникова и ЭМС.

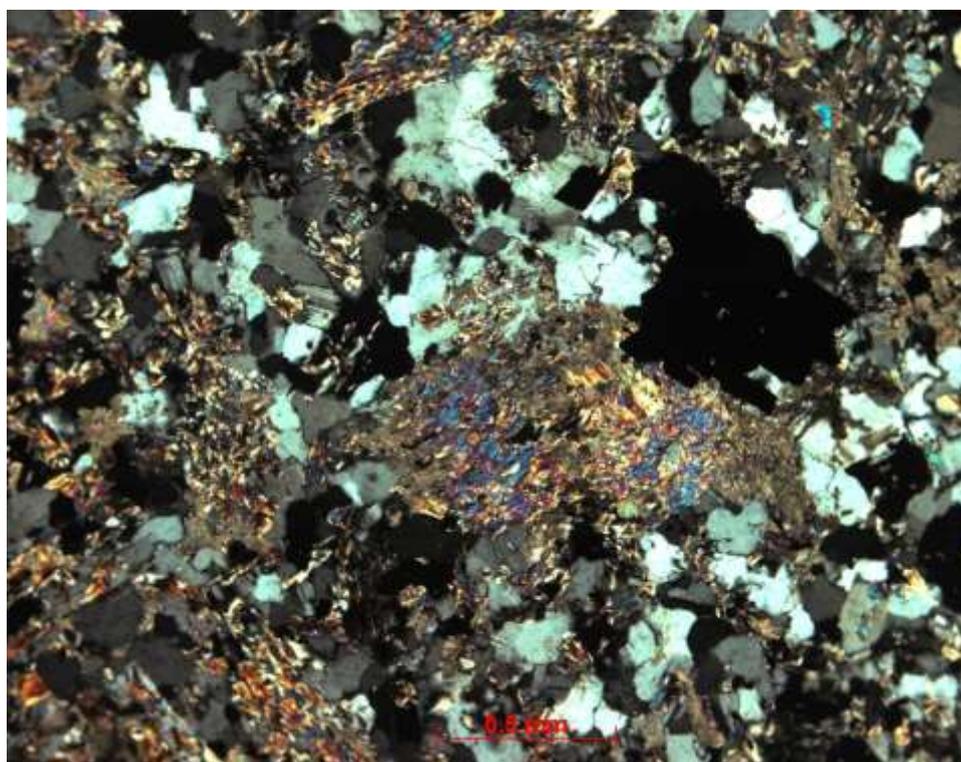


Рис. 10. Классические пирит-гидроксилмусковит (серицит)-кварцевые березиты, заместившие плагиограниты. Пирит I. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и ЭМС.

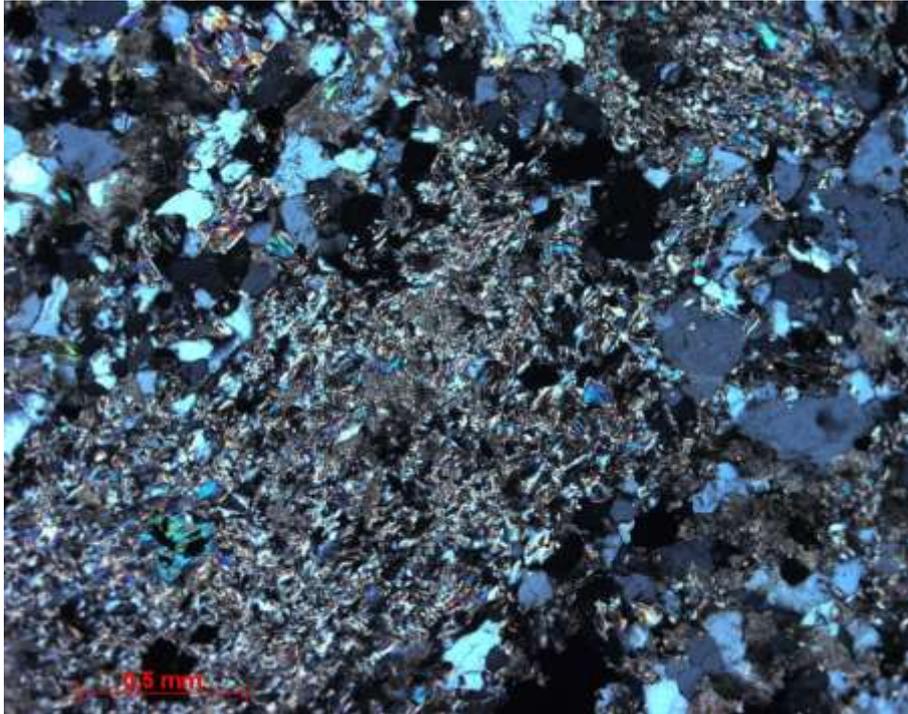


Рис. 11. Классические гидроксилмусковит (серицит)-кварцевые березиты, заместившие плагиограниты. Поликристаллическая псевдоморфоза мусковита по вкрапленнику андезина. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.



Рис. 12. Анкерит - гидроксилмусковит (серицит) - кварцевые березиты, заместившие плагиограниты. Скопление длиннопризматических кристаллов рутила – псевдоморфоза по титаномagnetиту. В проходящем свете при 1 николе. Фото Г.Н. Овсянникова и ЭМС.

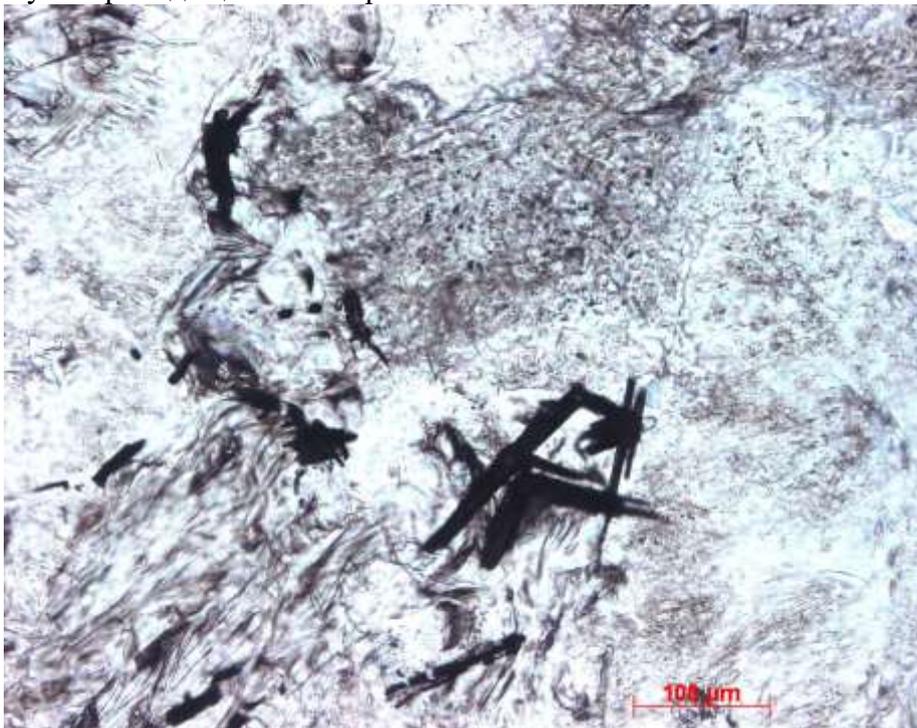
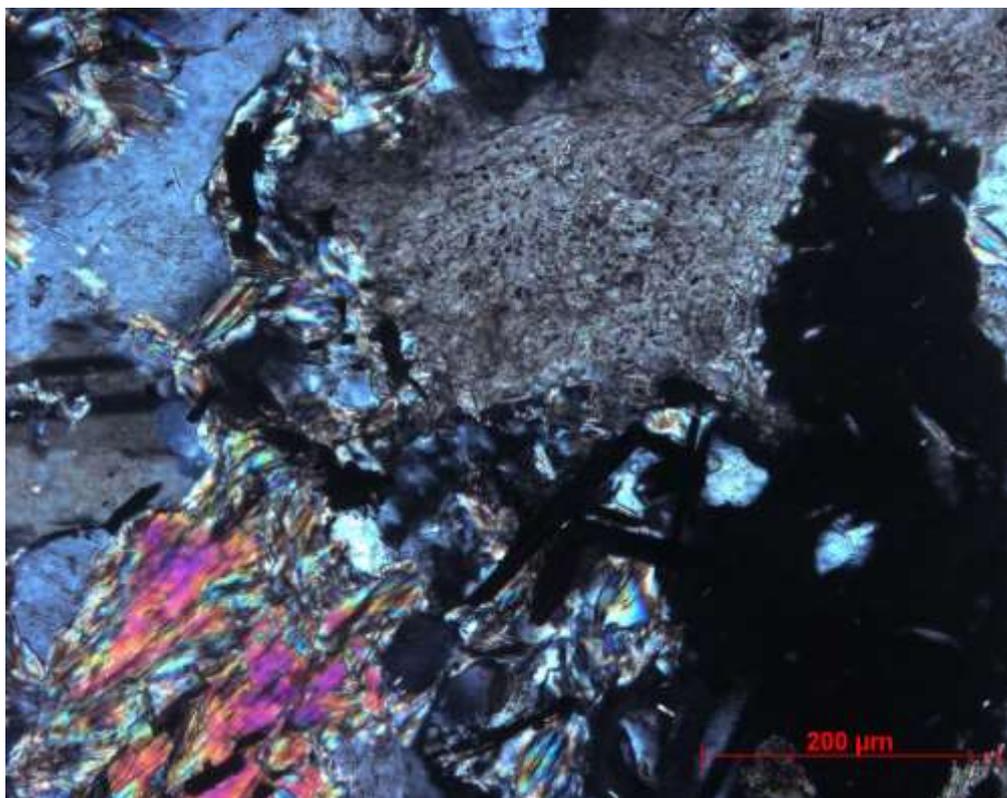


Рис. 13. Анкерит - гидроксилмусковит (серицит) - кварцевые березиты, заместившие плагиограниты. Скопления длиннопризматических кристаллов рутила – псевдоморфозы по титаномagnetиту и ильмениту. В проходящем свете при 1 николе. Фото ГНО и ЭМС.



14. Анкерит - гидроксилмусковит (серицит) - кварцевые березиты, заместившие плагиограниты. Скопления длиннопризматических кристаллов рутила – псевдоморфозы по титаномagnetиту и ильмениту. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.



15. Анкерит - гидроксилмусковит (серицит) - кварцевые березиты, заместившие плагиограниты. Скопления длиннопризматических кристаллов рутила фиксируют замещённый– титанистый биотит. В проходящем свете при 1 николе. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

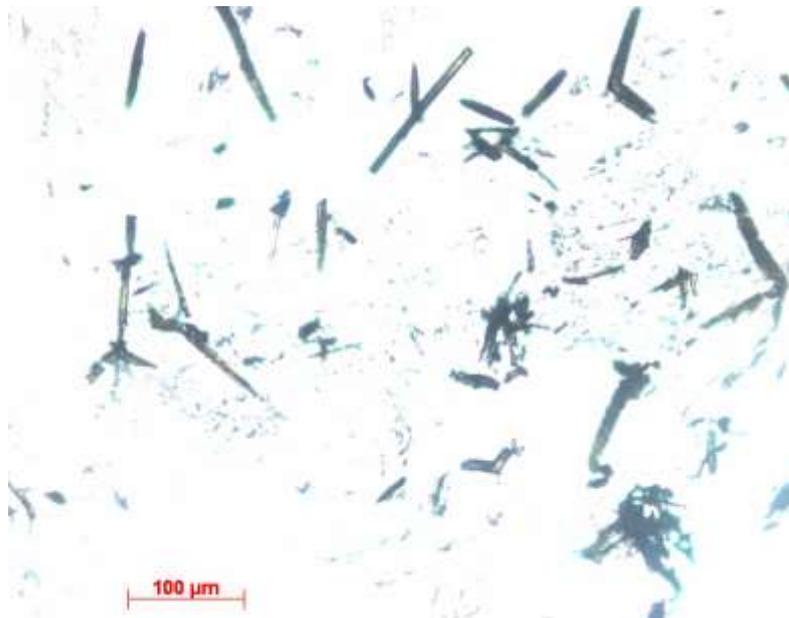


Рис. 16. То же самое. Освещение усиленное. Скопления длиннопризматических кристаллов рутила фиксируют замещённый– титанистый биотит. Фото Г.Н. Овсянникова и ЭМС.

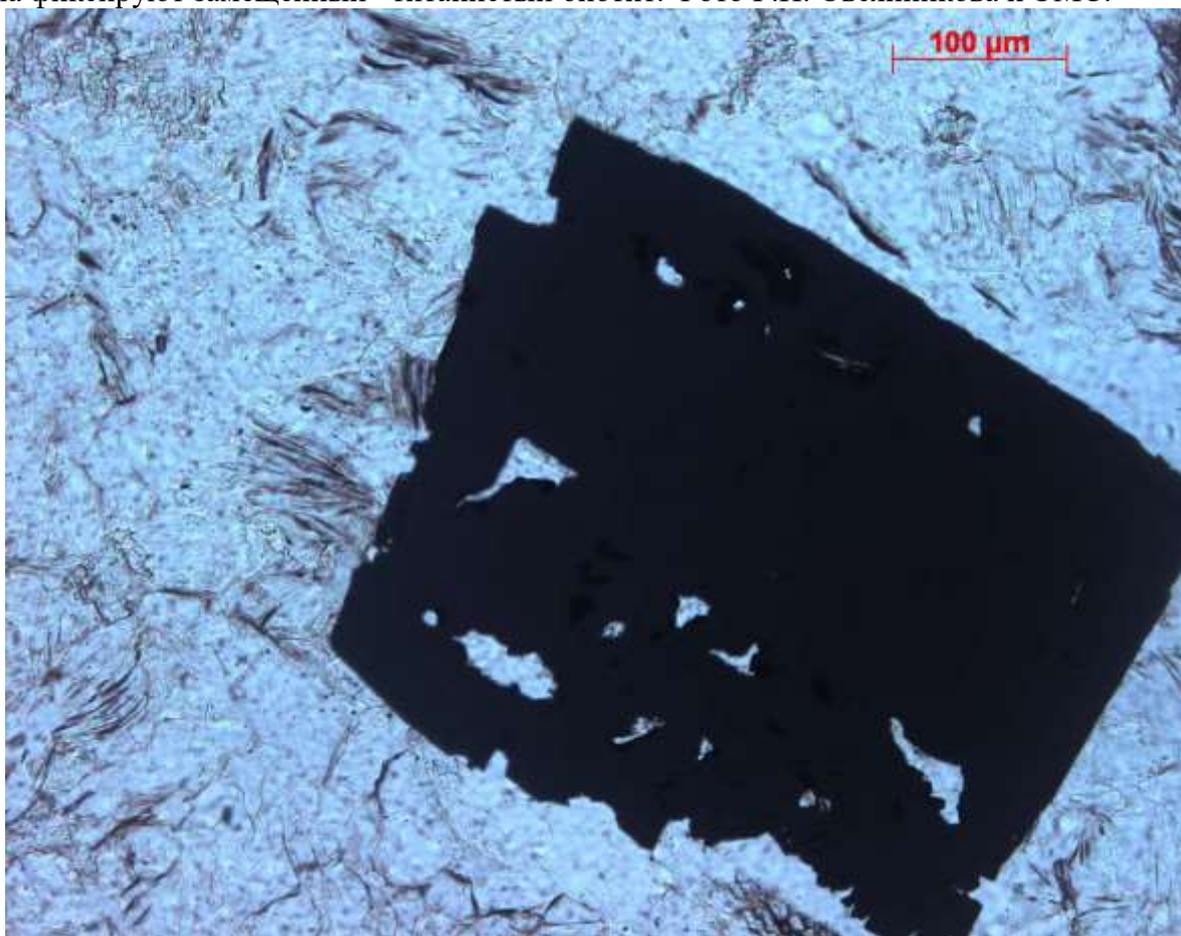


Рис. 17. Классические пирит-гидроксиломусковит (серицит)-кварцевые березиты, заместившие плагиограниты. Метакристалл пирита I. На пирит нарости пучки пластин мусковита. В проходящем свете при 1 николе. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

Светлая слюда апоплагиогранитных березитов представлена высококалийным умеренно железистым гидроксиломусковитом, не содержащим фтор, - $(K_{0.910}Na_{0.030}Ba_{0.013}Ca_{0.004})_{0.957}(Al_{1.855}Mg_{0.064}Fe^{3+}_{0.059}Fe^{2+}_{0.016}Ti_{0.005})_2[(Si_{3.104}Al_{0.896})_4O_{10}](OH_{1.997}Cl_{0.003})_2$.

Карбонат представлен анкеритом = железистым доломитом, обычно зональным по составу, - ядра кристаллов слагает доломит повышенной железистости, внешние зоны – существенно менее железистый доломит. Типичные составы такого карбоната: ядро – $Ca_{1.00}Mg_{0.63}Fe_{0.35}Mn_{0.02}(CO_3)_2$ - внешняя зона – $Ca_{1.00}Mg_{0.81}Fe_{0.15}Mn_{0.04}(CO_3)_2$ - оторочка $Ca_{1.00}Mg_{0.85}Fe_{0.12}Mn_{0.03}(CO_3)_2$; ядро – $Ca_{1.002}Mg_{0.704}Fe_{0.256}Mn_{0.038}CO_3)_2$ - внешняя зона - $Ca_{1.003}Mg_{0.855}Fe_{0.106}Mn_{0.036}CO_3)_2$ Пирит I вероятно кристаллизовался в равновесии с маложелезистым доломитом внешних зон кристаллов карбоната. Пирит I имеет дырочный тип проводимости и беден золотом (менее 1 г/ т пирита).

Рутил – характерный минерал березитов, возник за счёт титана биотита, титаномагнетита и ильменита плагиогранитов (рис. 12-16). Содержит заметное количество ванадия – до 1.6 масс. % V_2O_5 , варьирующее количество железа и хрома, вольфрам – не обнаружен. Состав рутила (n = 11) отвечает $Ti_{0.970} (0.956-0.989) V_{0.019} (0.007-0.027) Fe^{3+}_{0.010} (0-0.026) Cr_{0.001} (0-0.003) (O_{1.970} OH_{0.030})_2$ (в скобках – вариации состава).

Совместно с ранними березитами возник молочно-белый жильный кварц, окрашенный массой мельчайших флюидных включений минералообразующей среды (умеренносолёные растворы с или без газового пузырька из CO_2 и CH_4 , иногда с пузырьком жидкой CO_2). Жильный кварц содержит гнезда серебросодержащего галенита (до 0.5 масс. % Ag), масс. %: Pb 83.60; Bi 0.53; Ag 0.47; S 13.63; сумма 98.23 %; формула – $(Pb_{0.991} Ag_{0.009})_1 (S_{0.996} Te_{0.004})_1$.

Вслед за этим в кварцевых жилах развивается кварц-анкерит-арсенопиритовая минеральная ассоциация (рис. 18).

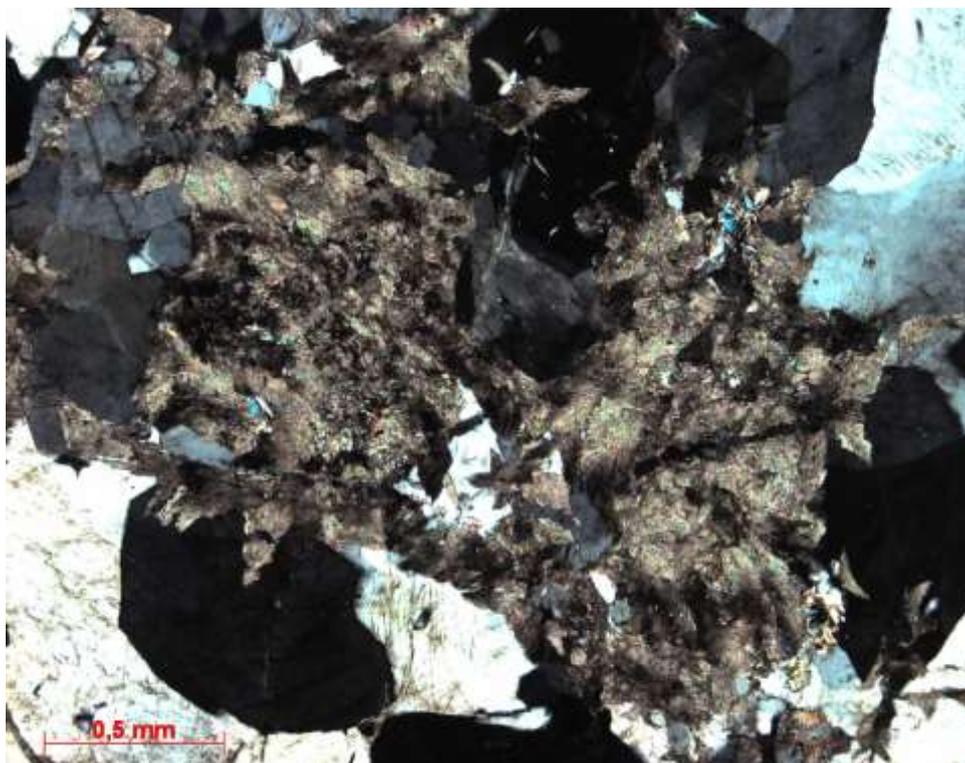


Рис. 18. Апофиз золото-кварцевой жилы № 4. Гнездо расщеплённого анкерита. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

С развитием кварц-анкерит-арсенопиритовой ассоциации в рудных жилах связано образование в призальбандовых березитах густой вкрапленности пирита и арсенопирита. Наложённый характер этой вкрапленности проявлен в неравномерности её распределения (рис.

19-27). Арсенопирит I по составу близок к стехиометричному – $\text{Fe}_1\text{As}_{0.995}\text{S}_{1.005}$, $\text{S}/\text{As} = 1.01$; содержит 3 г/т Au. Пирит II с электронной проводимостью содержит 2-3 г Au /т пирита.

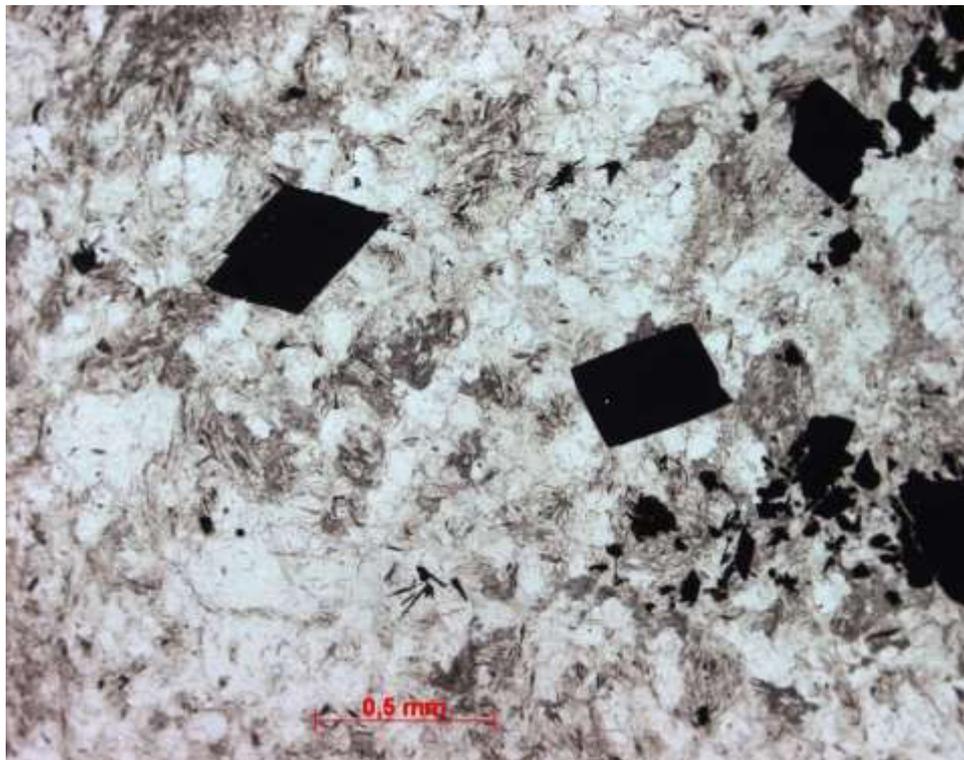


Рис. 19. Сульфидизированные апоплагиогранитные безрезиты. Метакристаллы арсенопирита I и пирита II. В проходящем свете при 1 николе. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

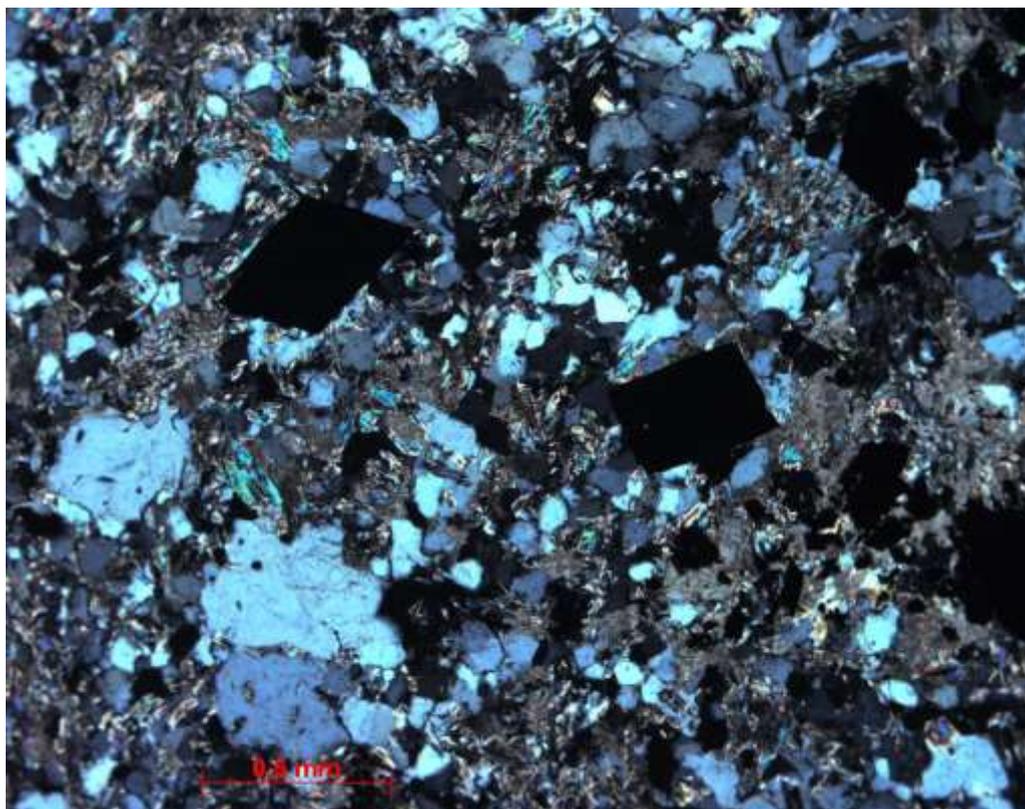


Рис. 20. Сульфидизированные апоплагиогранитные березиты. Метакристаллы арсенопирита I и пирита II. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

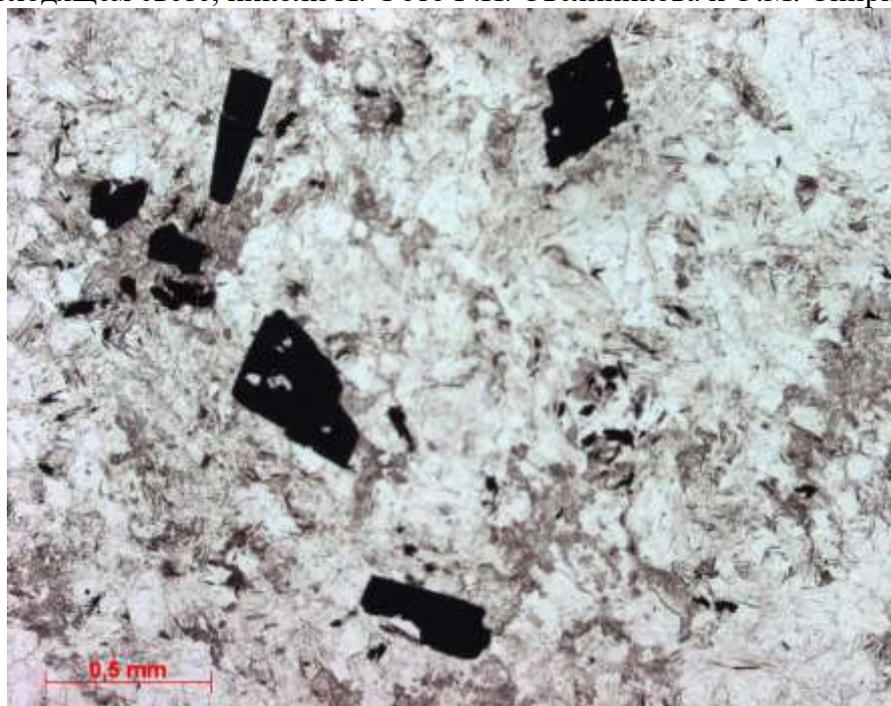


Рис. 21. Сульфидизированные апоплагиогранитные березиты. Метакристаллы арсенопирита I и пирита II. В проходящем свете при 1 николе. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

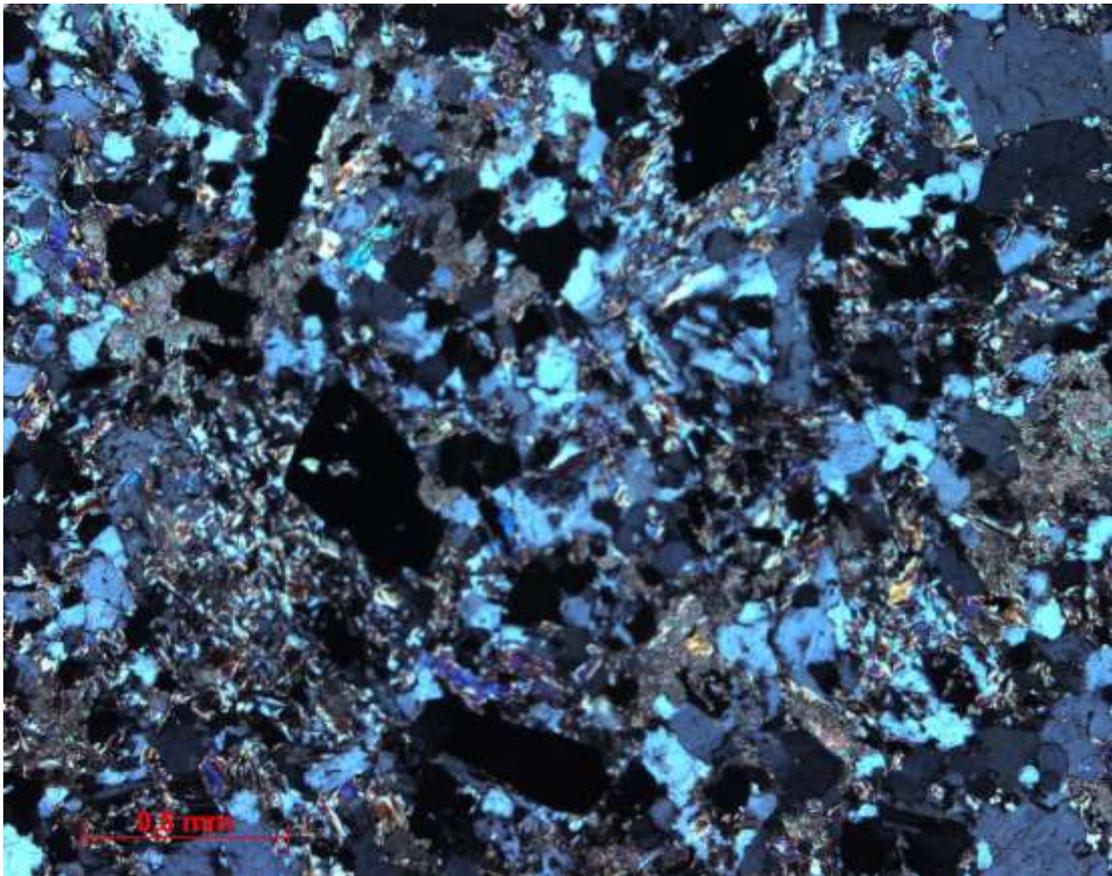


Рис. 22. Сульфидизированные апоплагиогранитные березиты. Метакристаллы арсенопирита I и пирита II. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

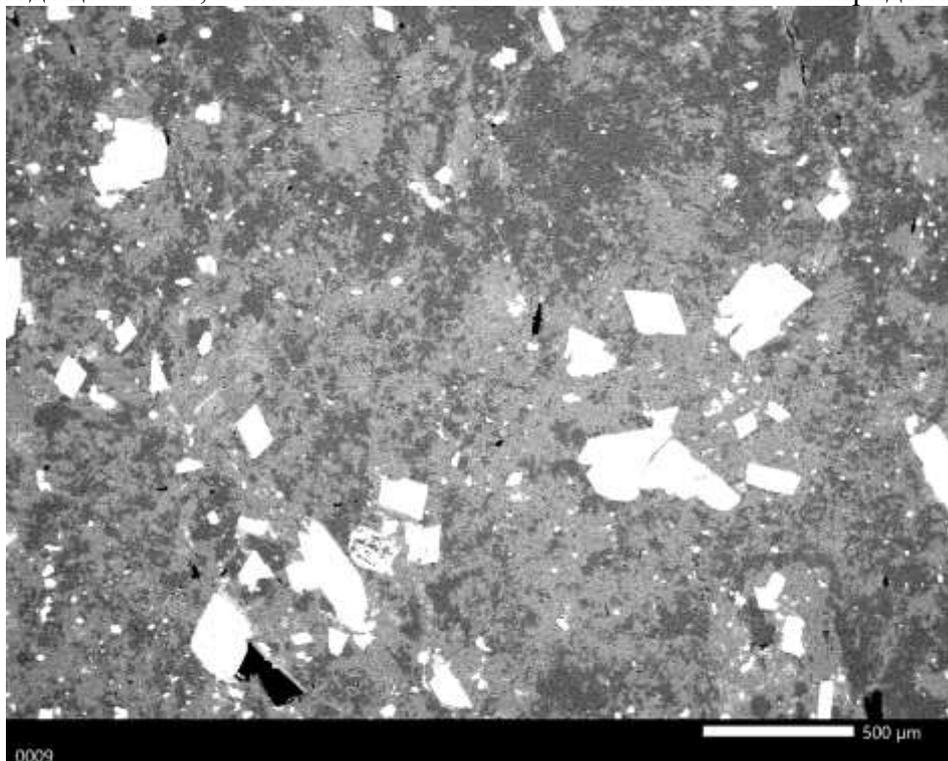


Рис. 23. Сульфидизированные апоплагиогранитные березиты. Метакристаллы арсенопирита I и пирита II в массе анкерита (сероватый). В отражённых электронах.

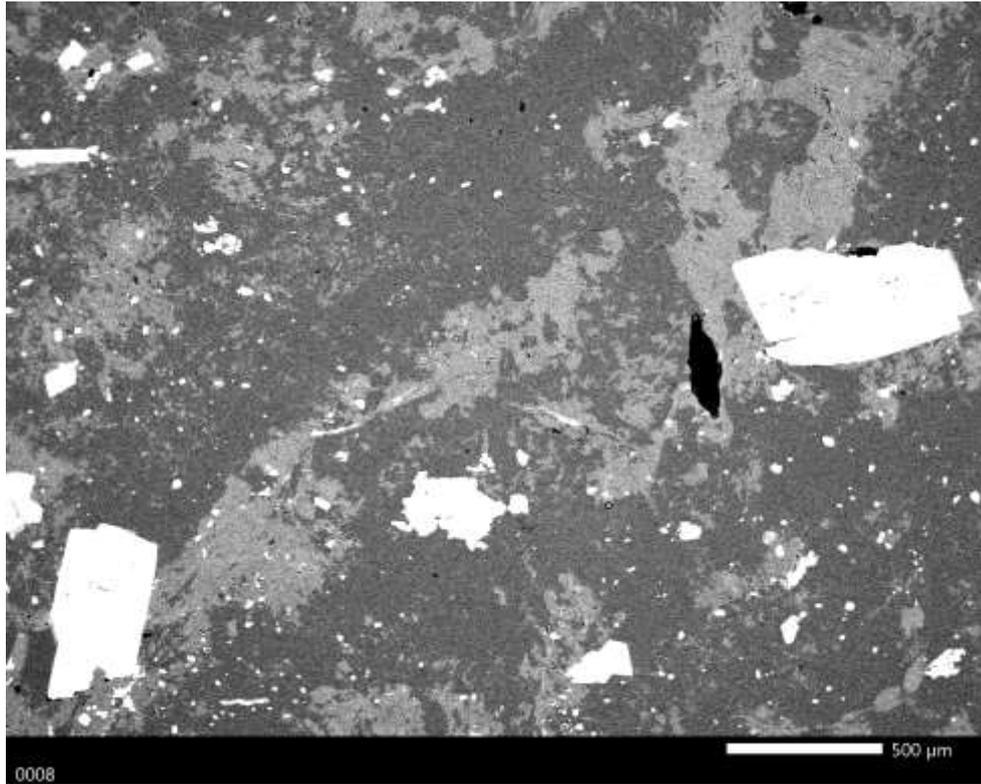


Рис. 24. Сульфидизированные апоплагогранитные березиты.
Метакристаллы арсенопирита I и пирита II в сростании с анкеритом (сероватый).
В отражённых электронах.

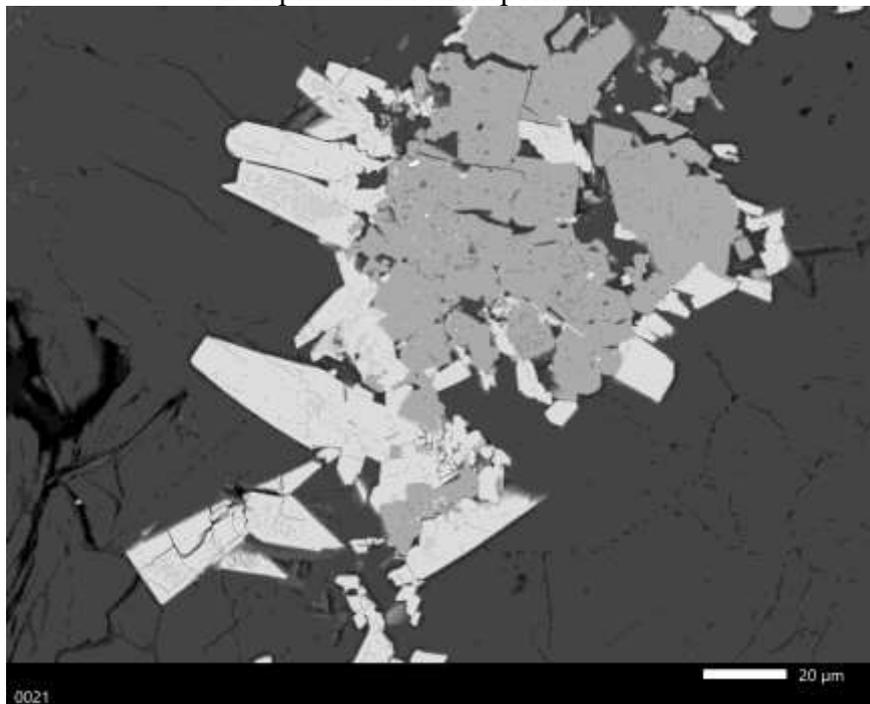


Рис. 25. Сульфидизированные апоплагогранитные березиты.
Гнездо метакристаллов пирита II (серый) и арсенопирита I (белый) в массе анкерита.
В отражённых электронах.

В сульфидизированных апоплагиогранитных березитах широко распространён арсенопирит II в виде относительно небольших ромбовидных кристаллов (рис. 26, 27), состав которых заметно более сернистый $\text{FeAs}_{0.962}\text{S}_{1.038}$ – $\text{FeAs}_{0.952}\text{S}_{1.048}$, $\text{S/As} = 1.08$ – 1.10 в сравнении с арсенопиритом I с $\text{S/As} = 1.01$. Арсенопирит II содержит заметное количество 9.4 – 13.9 г Au /т арсенопирита. Ассоциирующий с ним пирит III содержит 8.3 – 18.8 г золота на тонну пирита.

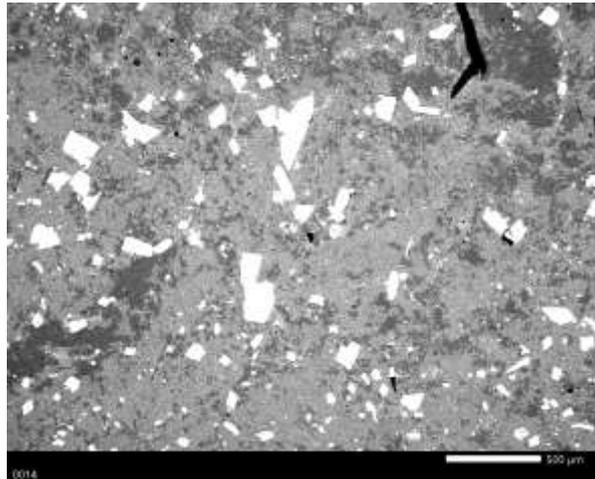


Рис. 26. Сульфидизированные апоплагиогранитные березиты. Масса небольших ромбовидных метакристаллов арсенопирита II и менее пирита III в матрице анкерита. В отражённых электронах.

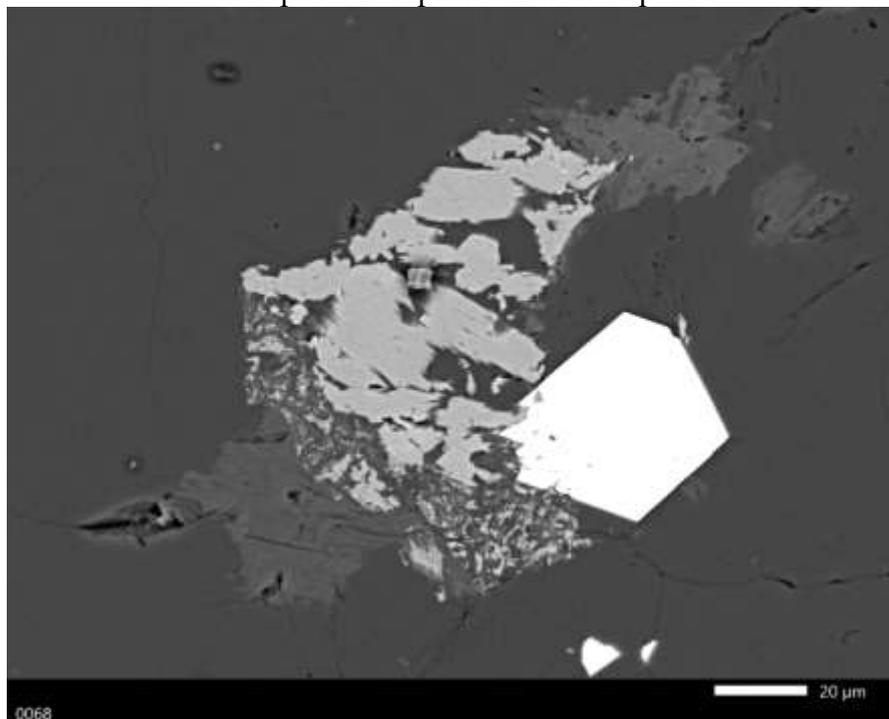


Рис. 27. Сульфидизированные апоплагиогранитные березиты.

Гнездо кристаллов рутила (серый), метакристалл арсенопирита II. Выше рутила – тёмносерый фенгитистый гидроксилмусковит $Si_{3.20}$ (детальный анализ в тексте). В отражённых электронах.

Карбонаты в ассоциации с арсенопиритом II и пиритом III представлены зональным по составу анкеритом = железистым доломитом: ядра кристаллов более железистые, внешние зоны, контактирующие с кристаллами арсенопирита и пирита – значительно менее железистые: ядро - $Ca_{1.000}Mg_{0.607}Fe_{0.346}Mn_{0.047}(CO_3)_2$ - внешняя зона - $Ca_{1.000}Mg_{0.851}Fe_{0.113}Mn_{0.035}(CO_3)_2$; ядро - $Ca_{1.000}Mg_{0.695}Fe_{0.273}Mn_{0.034}(CO_3)_2$ - внешняя зона - $Ca_{1.000}Mg_{0.826}Fe_{0.145}Mn_{0.026}(CO_3)_2$, оторочка - $Ca_{1.000}Mg_{0.836}Fe_{0.146}Mn_{0.018}(CO_3)_2$. Вероятно, внешние зоны кристаллов доломита кристаллизовались совместно с арсенопиритом и пиритом.

Светлая слюда сульфидизированных березитов в ассоциации с арсенопиритом II и пиритом III – это высококалийевый богатый магнием гидроксилмусковит - фенгит - $(K_{0.992}Ba_{0.004})_{0.996}(Al_{1.992}Mg_{0.164}Fe^{2+}_{0.031}Ti_{0.011}Fe^{3+}_{0.002})_2[(Si_{3.184}Al_{0.816})_4O_{10}](OH)_2$. Детальный анализ подобной светлой слюды, масс. %: SiO_2 49.40; TiO_2 0.16; Al_2O_3 34.15; Fe_2O_3 0.39; FeO 0.17; MnO нпо; MgO 1.615; CaO 0.10; Na_2O 0.17; K_2O 11.28; BaO 0.14; F нпо, сумма 97.61 %; её формула - $(K_{0.932}Na_{0.021}Ba_{0.004})_{0.957}(Al_{1.805}Mg_{0.159}Fe^{3+}_{0.019}Ti_{0.008}Fe^{2+}_{0.009})_2[(Si_{3.199}Al_{0.801})_4O_{10}](OH)_2$.

Химический состав березитов оценён по пяти крупным полированным шлифам, изготовленным из описываемого образца. На микрозонде в этих шлифах выполнен полный силикатный анализ 33 площадок, каждая размером 3x3 мм. Установлено, что вариации содержания натрия в березитах: 1.28 – 3.65, среднее содержание 2.56 масс. % Na_2O . Вариации содержания калия в березитах: 2.69 – 5.54, среднее содержание 3.78 масс. % K_2O . Вариации соотношений Na_2O/K_2O в березитах 0.2 – 1.4, средняя величина соотношения - 0.68. Таким образом, суть процесса березитизации плагиогранитов Бестюбе – привнос в метасоматиты калия и вынос из них натрия, который при этом накапливался в рудоносных растворах.

Образованию рудосопровождающих метасоматитов – альбитизированных березитов предшествовала некоторая деформация березитов и жильного кварца (рис. 28-30).

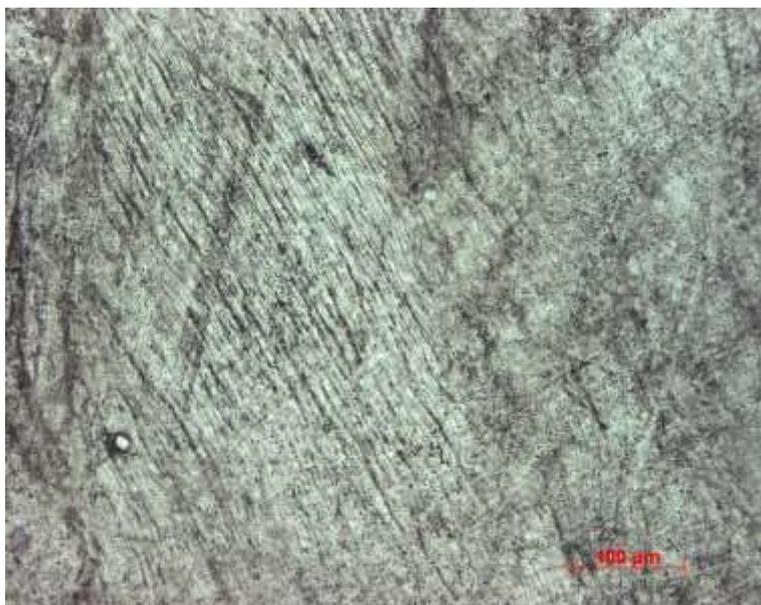


Рис. 28. Деформированный жильный кварц с массой микротрещин. В проходящем свете при 1 никеле. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.



Рис. 29. Деформированный жильный кварц с серией микротрещин. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

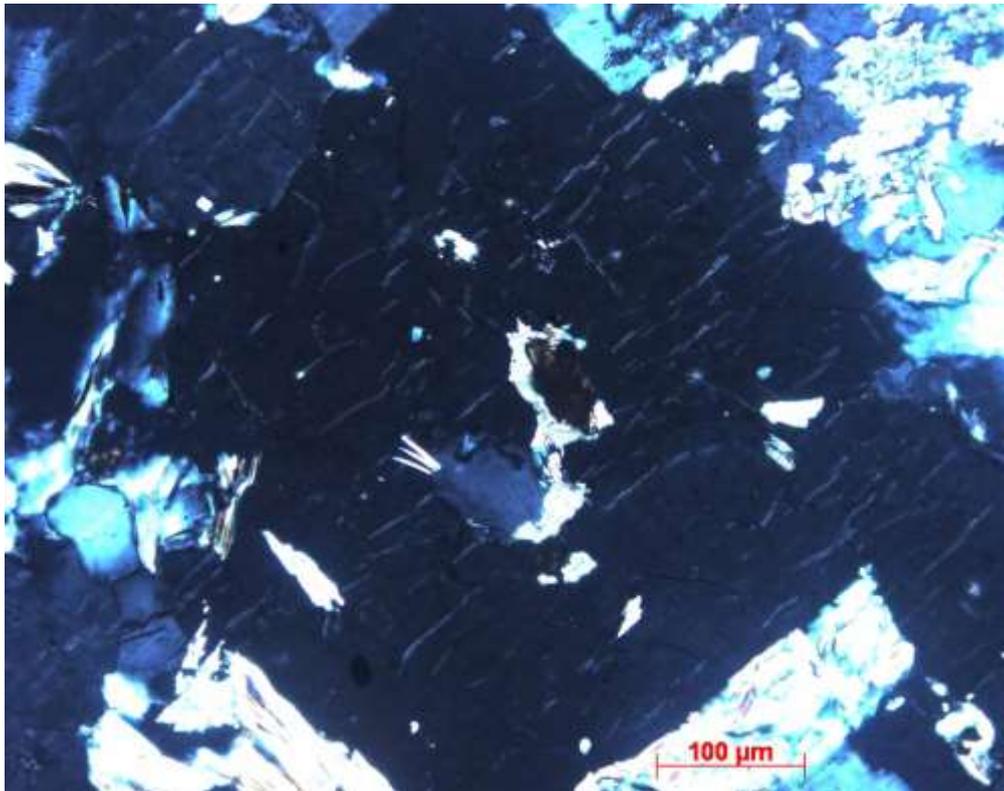


Рис. 30. Несколько деформированные апоплагиогранитные березиты. В кварце березитов - серии микротрещин. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова.

Рудосопровождающие метасоматиты, заместившие апоплагиогранитные березиты. Возможно, будет не лишним повторить фотографию изученного образца с ярко выраженной оторочкой рудосопровождающих метасоматитов = альбитизированных березитов, между золото-кварцевой жилой и апоплагиогранитными березитами, в том числе сульфидизированными (рис. 31).



Рис. 31. Апофиз золото-кварцевой жиды № 4 с гнёздами галенита, буланжерита и золота.

Оторочка альбитизированных березитов. Апоплагиогранитные березиты. 77x54 мм.

В светлой зоне (рис. 31), расположенной между кварцевой жилой, в которой появилось заметное количество сульфоантимонида свинца – буланжерита, замещающего соберезитовый галенит и выросшего на него, и березитами, - произошло массовой развитие альбита, который заместил заметную часть апоплагиогранитных березитов [20-22] (рис. 32-41).

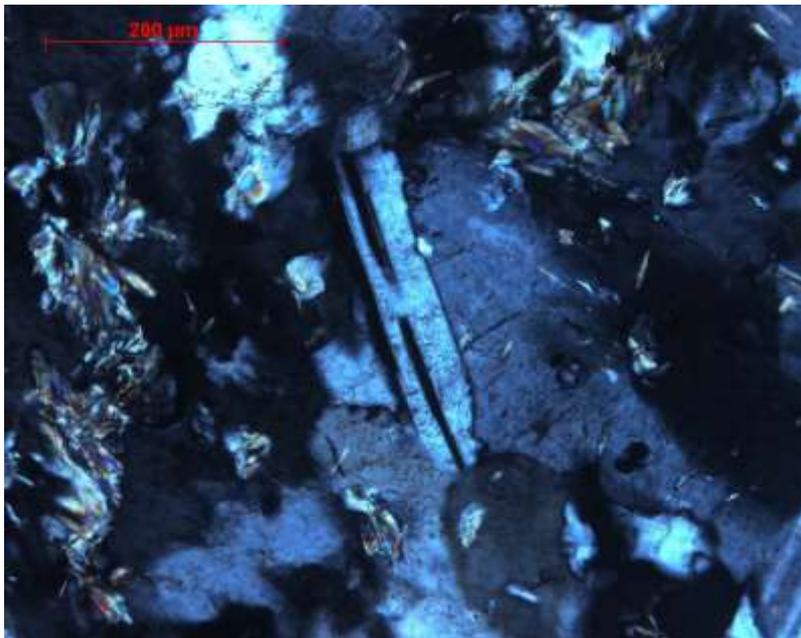


Рис. 32. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты. Альбит в ассоциации с кварцем и светлой слюдой. В проходящем свете, николи Х.

Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

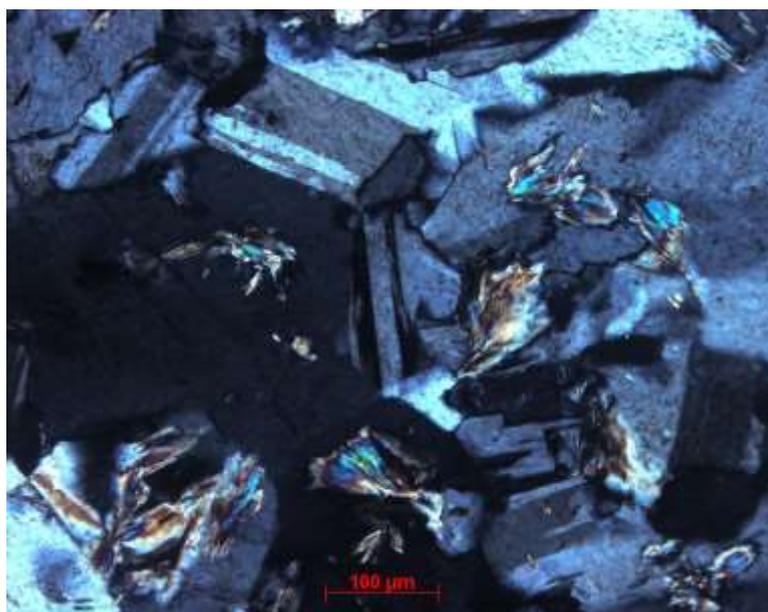


Рис. 33. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты. Альбит в ассоциации с кварцем и светлой слюдой. В проходящем свете, николи X.
Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

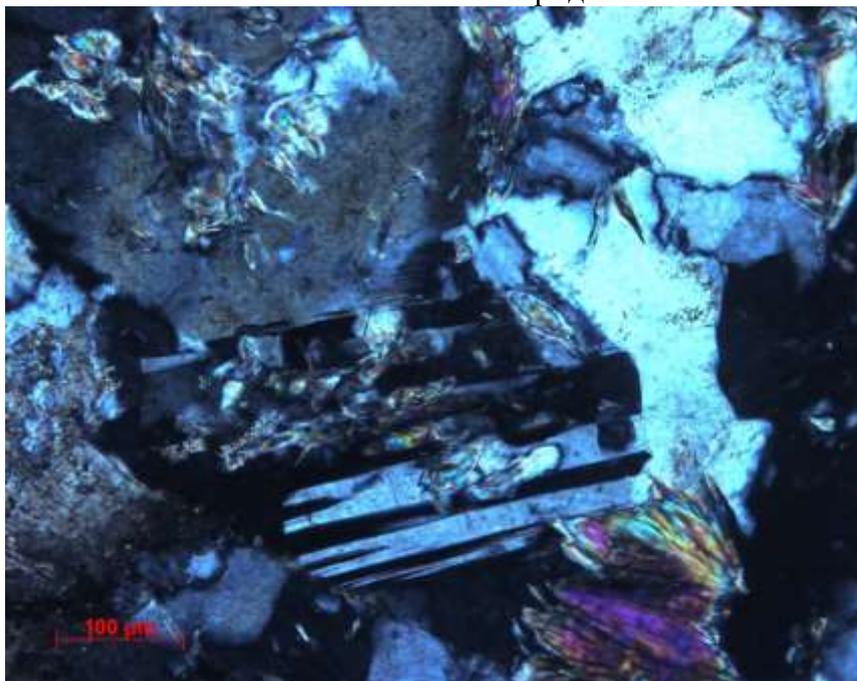


Рис. 34. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты. Альбит в ассоциации с кварцем и светлой слюдой. Верхний кристалл альбита с реликтами замещённого мусковита березитов. Нижний кристалл альбита в сростании с новообразованной светлой слюдой – пикрофенгитом. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и ЭМС.

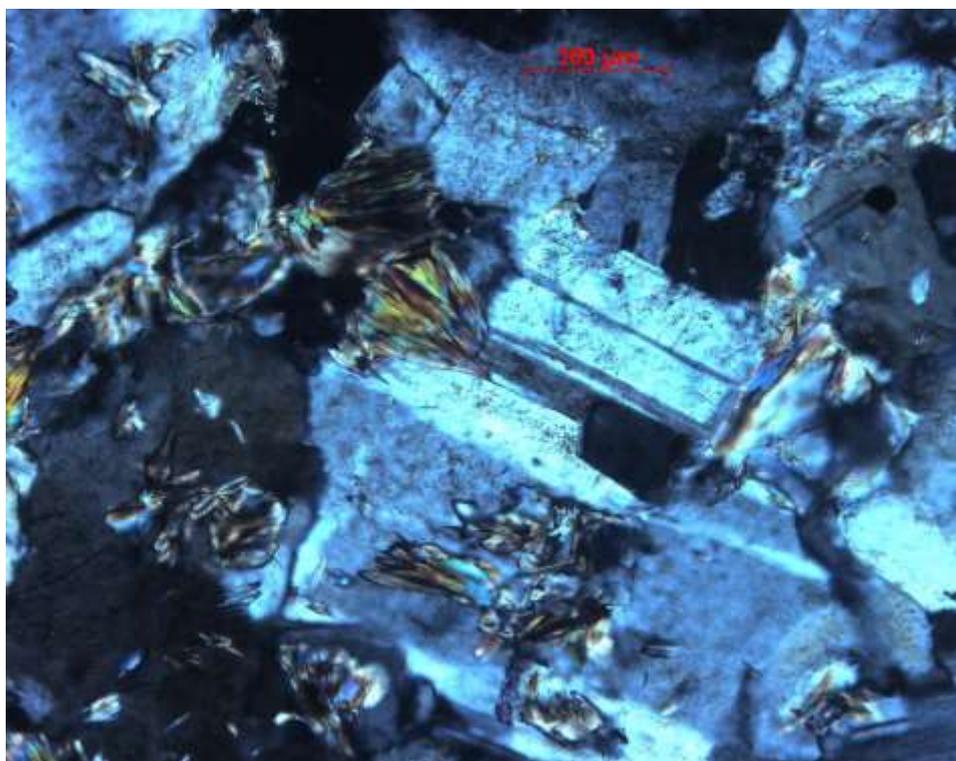


Рис. 35. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты. Альбит в ассоциации с кварцем и светлой слюдой. Нижний кристалл альбита с реликтами замещённого мусковита березитов. Верхний кристалл альбита в сростании с новообразованной светлой слюдой – пикрофенгитом. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и ЭМС.

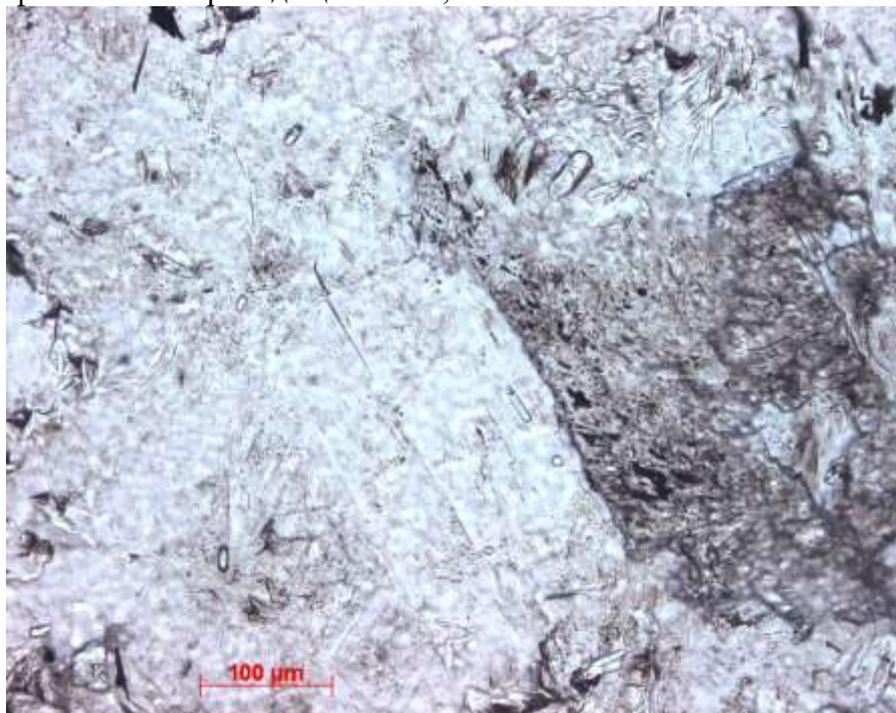


Рис. 36. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты. Альбит в сростании с кварцем, анкеритом и светлой слюдой. В проходящем свете при 1 николе. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

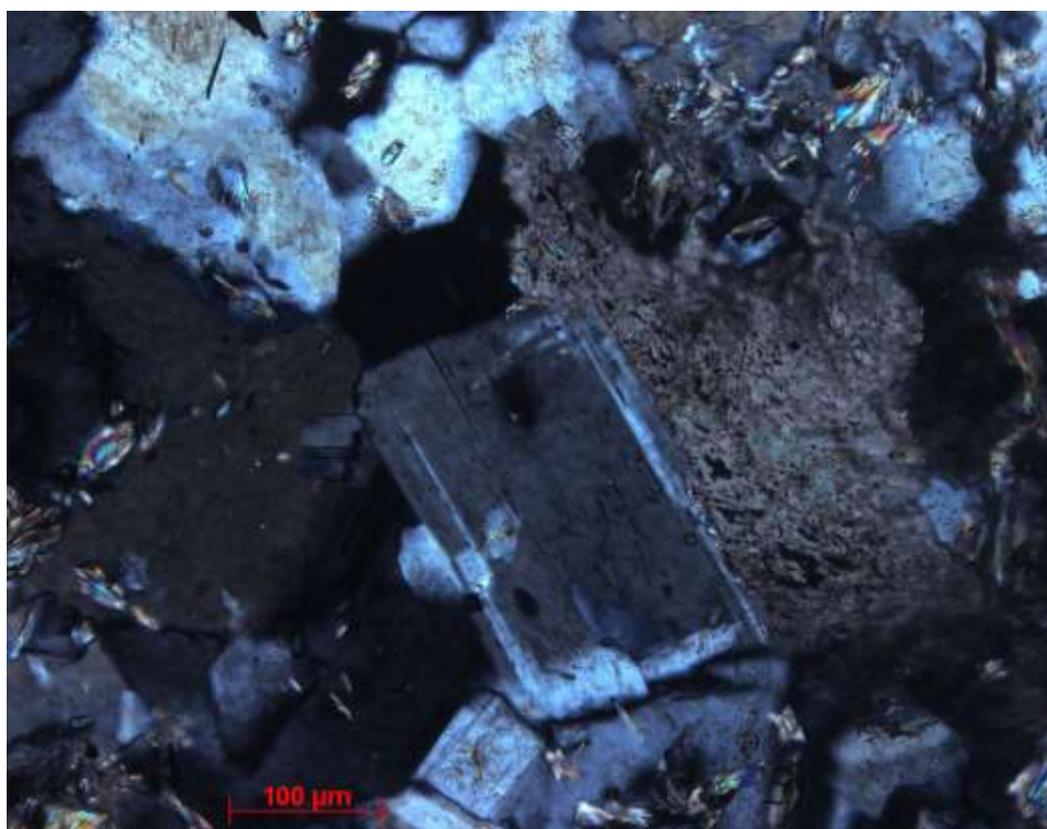


Рис. 37. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты. Оптически зональный, но однородный по составу альбит в сростании с кварцем, анкеритом и светлой слюдой. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

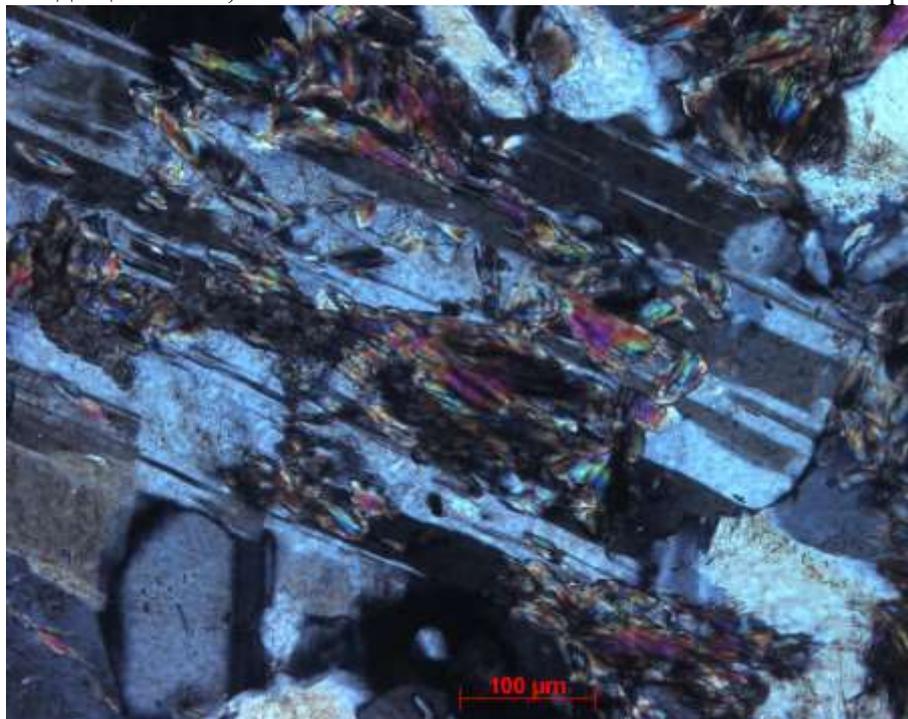


Рис. 38. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты. Альбит с мелкими реликтовыми включениями мусковита березитов и в сростании с кварцем и новообразованной светлой слюдой – пикрофенгитом. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

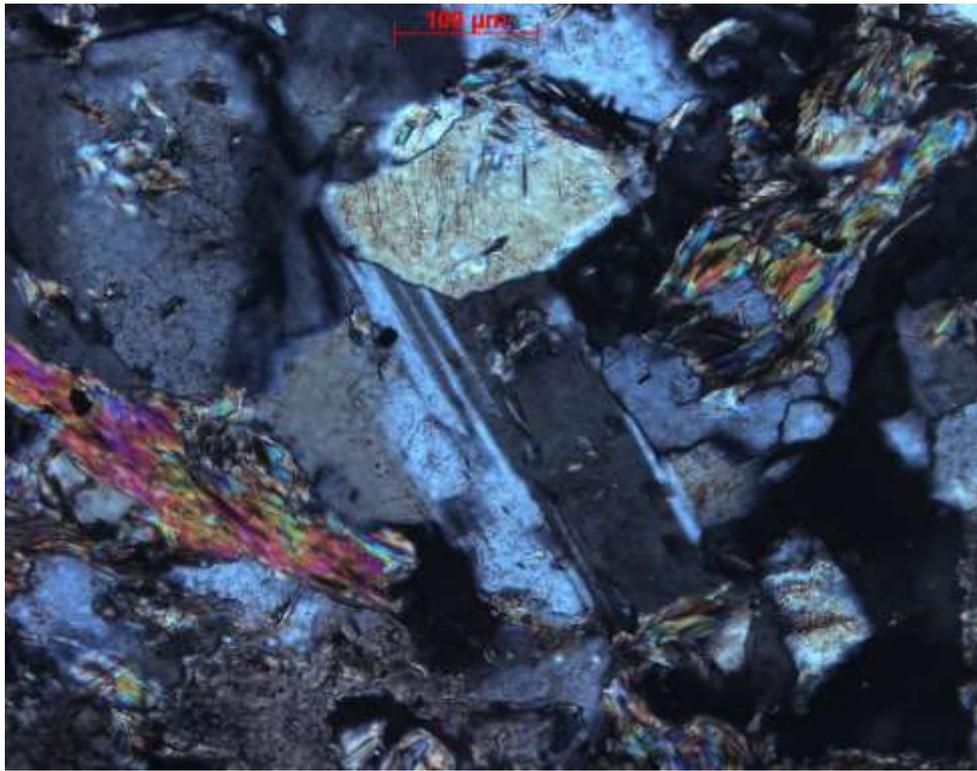


Рис. 39. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты. Альбит в сростании с кварцем, анкеритом и пикрофенгитом. В проходящем свете, николи X.
 Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

Состав альбита в рудосопровождающих метасоматитах = альбитизированных апоплагиогранитных березитах устойчив, вариации состава узкие – $\text{Na}_{98.6-99.2}\text{Ca}_{0.4-1.0}\text{K}_{0-0.4}$; средний состав ($n = 4$) - $\text{Na}_{99.0}\text{Ca}_{0.7}\text{K}_{0.3}$. Оптические характеристики стандартные для альбита.

Светлая слюда в рудосопровождающих метасоматитах = альбитизированных апоплагиогранитных березитах представлена не содержащим фтора высококалийевым богатым магнием фенгитом = пикрофенгитом, состав которого несколько варьирует, масс. %: SiO_2 49.58 и 49.94; TiO_2 0.20 и 0.27; Al_2O_3 32.69 и 31.92; FeO 0.67 и 0.71; MnO нпо; MgO 1.89 и 1.85; CaO нпо; Na_2O 0.16 и 0.16; K_2O 11.07 и 11.05; BaO 0.41 и нпо; F нпо, сумма 96.67 и 95.90 %; формулы - $(\text{K}_{0.949}\text{Na}_{0.020}\text{Ba}_{0.010})_{0.979}(\text{Al}_{1.769}\text{Mg}_{0.184}\text{Fe}^{2+}_{0.037}\text{Ti}_{0.010})_2 [(\text{Si}_{3.246}\text{Al}_{0.754})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ и $(\text{K}_{0.929}\text{Na}_{0.021})_{0.950}(\text{Al}_{1.766}\text{Mg}_{0.182}\text{Fe}^{2+}_{0.0391}\text{Ti}_{0.013})_2 [(\text{Si}_{3.288}\text{Al}_{0.712})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

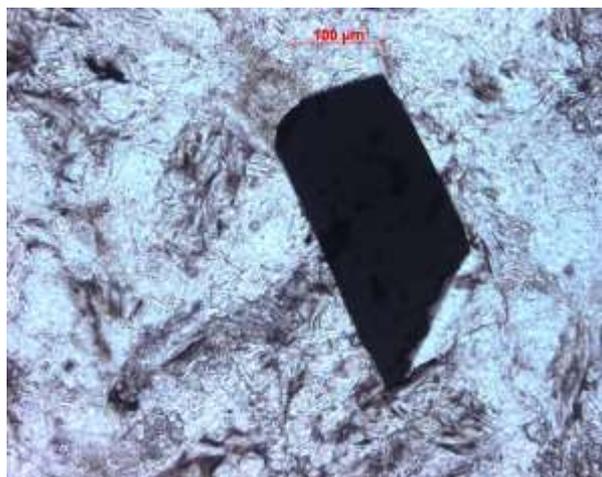


Рис. 40. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты с метакристаллом арсенопирита III. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

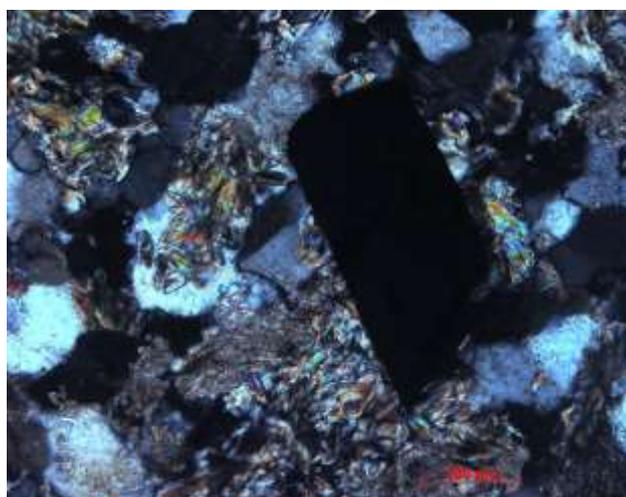


Рис. 41. Рудосопровождающие метасоматиты – альбитизированные березиты с метакристаллом арсенопирита III. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

Карбонат в рудосопровождающих метасоматитах = альбитизированных березитах представлен двумя типами кристаллов. Первый – незональный по составу анкерит = железистый доломит вне контакта с арсенопиритом III и пиритом; типичный состав минерала – $\text{Ca}_{1.004}\text{Mg}_{0.666}\text{Fe}_{0.300}\text{Mn}_{0.029}(\text{CO}_3)_2$ и $\text{Ca}_{1.004}\text{Mg}_{0.686}\text{Fe}_{0.297}\text{Mn}_{0.013}(\text{CO}_3)_2$, как видно, состав довольно устойчив. Второй – резко зональный по составу анкерит = железистый доломит, в сростании с арсенопиритом или с пиритом; состав из центральных зон таких кристаллов отвечает незональным кристаллам железистого доломита, но к внешней зоне – к контакту с сульфидами железа железистость доломита существенно снижается; типичный резко зональный кристалл: центр - $\text{Ca}_{1.003}\text{Mg}_{0.689}\text{Fe}_{0.271}\text{Mn}_{0.037}(\text{CO}_3)_2$, промежуточная зона - $\text{Ca}_{1.005}\text{Mg}_{0.805}\text{Fe}_{0.171}\text{Mn}_{0.018}(\text{CO}_3)_2$, и $\text{Ca}_{1.005}\text{Mg}_{0.831}\text{Fe}_{0.126}\text{Mn}_{0.038}(\text{CO}_3)_2$, внешняя зона - $\text{Ca}_{1.004}\text{Mg}_{0.843}\text{Fe}_{0.115}\text{Mn}_{0.037}(\text{CO}_3)_2$ и $\text{Ca}_{0.999}\text{Mg}_{0.847}\text{Fe}_{0.112}\text{Mn}_{0.040}(\text{CO}_3)_2$, на контакте с арсенопиритом $\text{Ca}_{0.999}\text{Mg}_{0.859}\text{Fe}_{0.108}\text{Mn}_{0.033}(\text{CO}_3)_2$.

Вполне очевидно, что внешние зоны зональных кристаллов доломита кристаллизовались совместно с арсенопиритом и пиритом, - в процессе их роста всё большая часть железа связывалась в сульфидах железа.

Типичный состав арсенопирита III, масс. %: Fe 34.26 и 34.25; Co нпс и 0.24; Ni 0.24 и 0.26; As 44.89 и 44.04; S 22.55 и 22.79; сумма 101.64 и 101.88 %; формулы – $(\text{Fe}_{0.994}\text{Ni}_{0.006})_1\text{As}_{0.917}\text{S}_{1.083}$ – $(\text{Fe}_{0.987}\text{Ni}_{0.007}\text{Co}_{0.006})_1\text{As}_{0.901}\text{S}_{1.099}$, S/As = 1.18 – 1.22. Изредка встречаются мелкие кристаллы арсенопирита III ещё более сернистого состава – $(\text{Fe}_{0.995}\text{Co}_{0.005})_1\text{As}_{0.860}\text{S}_{1.140}$, S/As = 1.32.

Химический состав рудосопровождающих метасоматитов = альбитизированных апоплагиогранитных березитов оценён по пяти крупным полированным шлифам, изготовленным из описываемого образца. На микрозонде в этих шлифах выполнен полный силикатный анализ 30 площадок, каждая размером 3x3 мм. Установлено, что вариации содержаний натрия в сорудных метасоматитах: 4.95 – 8.41, среднее содержание 6.39 масс. % Na_2O . Вариации содержаний калия в сорудных метасоматитах: 1.02 – 3.28, среднее содержание 2.26 масс. % K_2O . Вариации соотношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в сорудных метасоматитах 1.8 – 5.2, средняя величина соотношения - 2.83. Таким образом, суть процесса образования сорудных апоберезитовых метасоматитов Бестюбе – привнос натрия и заметный вынос калия. Судя по валовым химическим анализам рудосопровождающих метасоматитов – березитизированных апоплагиогранитных березитов, основной рудный минерал в них – арсенопирит, но его меньше, чем в исходных сульфидизированных березитах, значительно меньше в них и пирита. Таким образом, при формировании сорудных метасоматитов значительная часть пирита и часть арсенопирита сульфидизированных березитов была выщелочена.

Новообразования в карбонат-кварцевой жиле, синхронные с процессом альбитизации апоплагиогранитных березитов. Синхронно с накоплением Na в рудоносных растворах при замещении плагиогранитов березитами, что в дальнейшем привело к формированию апоберезитовых метасоматитов, богатых альбитом, происходила дифференциация рудоносных растворов с накоплением Sb, что обусловило замещение галенита самым распространённым сульфоантимонидом сурьмы – буланжеритом $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ (рис. 42-45). Галенит до замещения был заметно деформирован – смят (рис. 42-43).

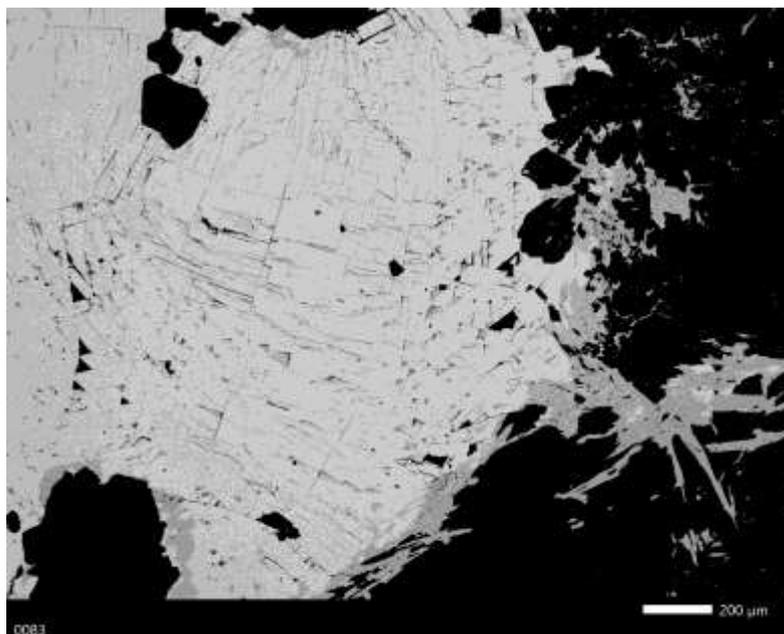


Рис. 42. Кварцево-рудная жила. Гнездо смятого галенита (судя по ориентировке треугольников выкрошивания). Галенит по краям замещается недеформированным буланжеритом (серый). Чёрное – доломит и кварц. В отражённых электронах.

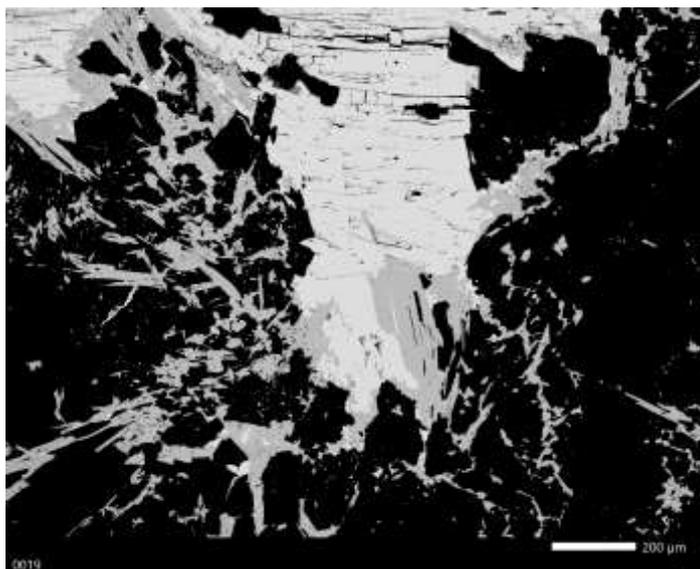


Рис. 43. Кварцево-рудная жила. Длиннопризматический буланжерит вырос на деформированный галенит и замещает его. Чёрное – железистый доломит и кварц. В отражённых электронах.

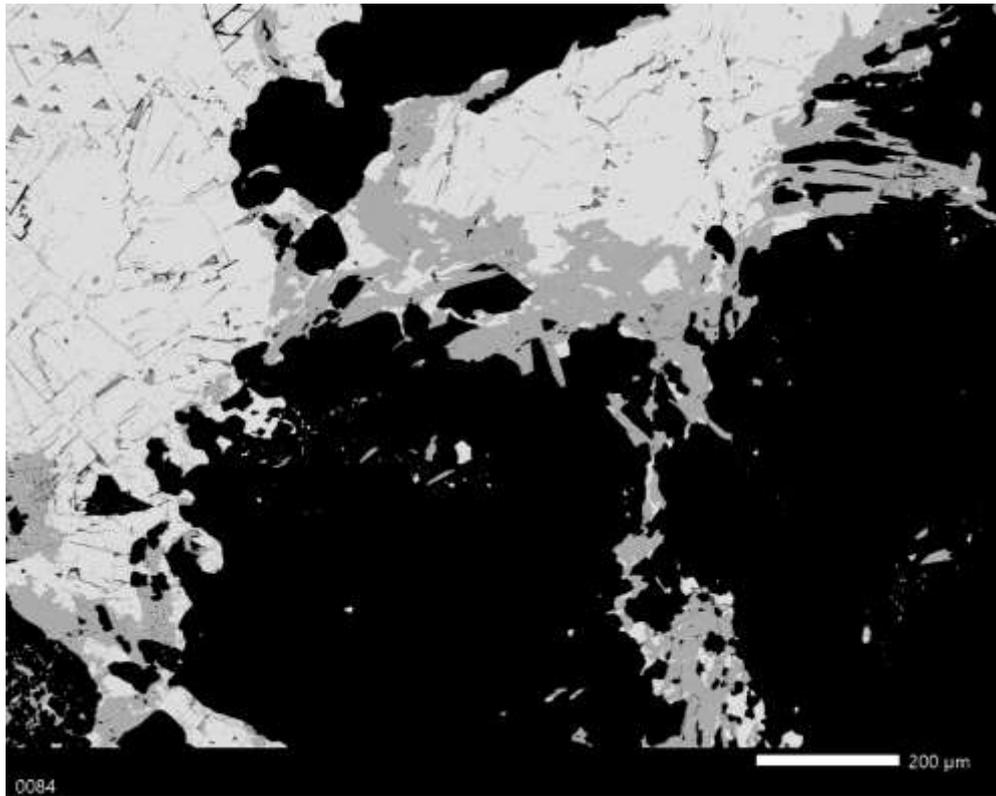


Рис. 44. Кварцево-рудная жила. Длиннопризматический буланжерит вырос на галенит и замещает его. Чёрное – железистый доломит и кварц. В отражённых электронах.

Образованию буланжерита предшествовало отложение небольшого количества недеформированного галенита – галенита II, бедного серебром (рис. 45).

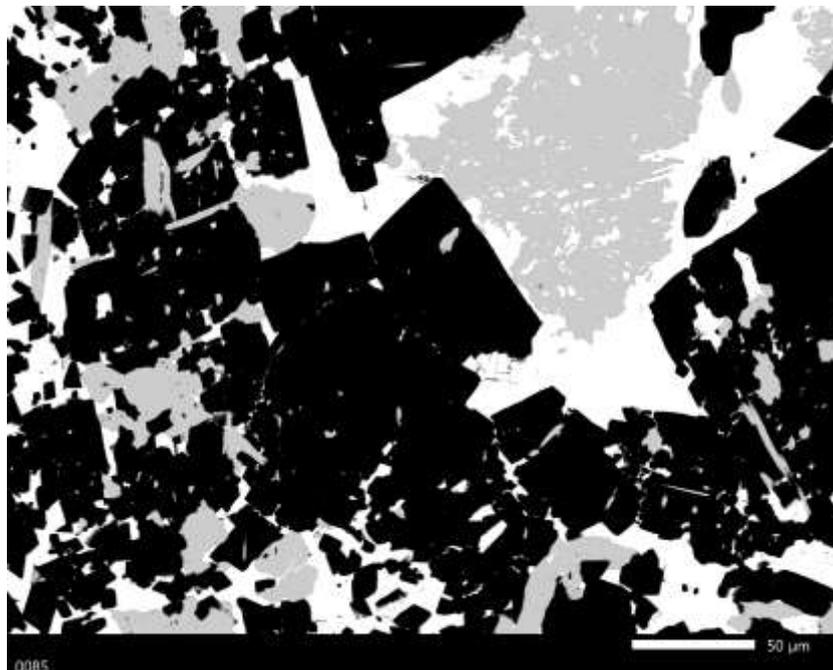


Рис. 45. Кварцево-рудная жила. Промежутки идиоморфных кристаллов железистого доломита заполнили недеформированный бедный серебром галенит (возможно, галенит II, белый) и замещающий его буланжерит (серый). В отражённых электронах.

Состав буланжерита близок к стехиометричному; минерал содержит примесь висмута, масс. %: Pb 52.84 и 54.45; Bi 1.31 и 2.04; Sb 24.75 и 25.08; As н.п.; S 18.20 и 18.62; сумма 97.10 и 100.19; формулы $(Pb_{4.94}Bi_{0.06})_5(Sb_{3.94}Bi_{0.06})_4S_{11.0}$ и $(Pb_{4.96}Bi_{0.04})_5(Sb_{3.89}Bi_{0.14})_{4.03}S_{10.97}$.

Поздние недеформированные сульфиды в кварцевой жиле выполнили промежутки между кристаллами зонального железистого доломита с прямой зональностью, - внешние зоны кристаллов заметно более железистые, чем внутренние (рис. 46, 47).

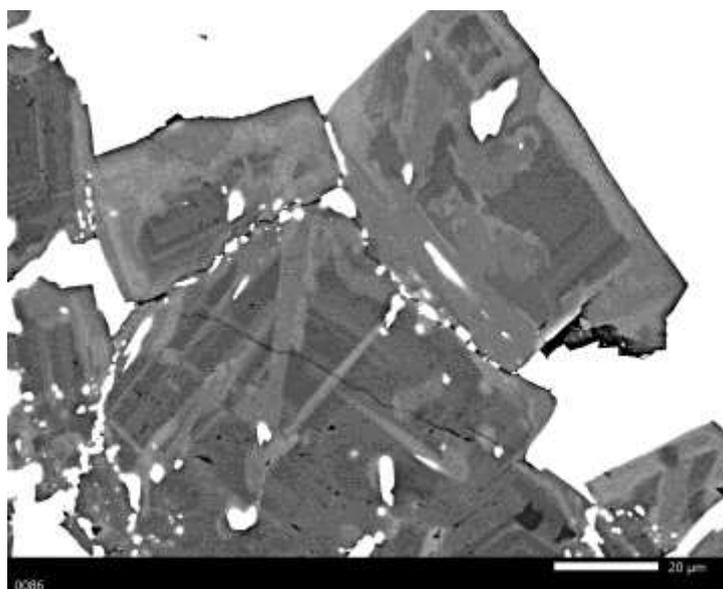


Рис. 46. Кварцево-рудная жила. Зональные кристаллы доломита (тёмный) – железистого доломита (серый). Их цементируют галенит и буланжерит. В отражённых электронах.

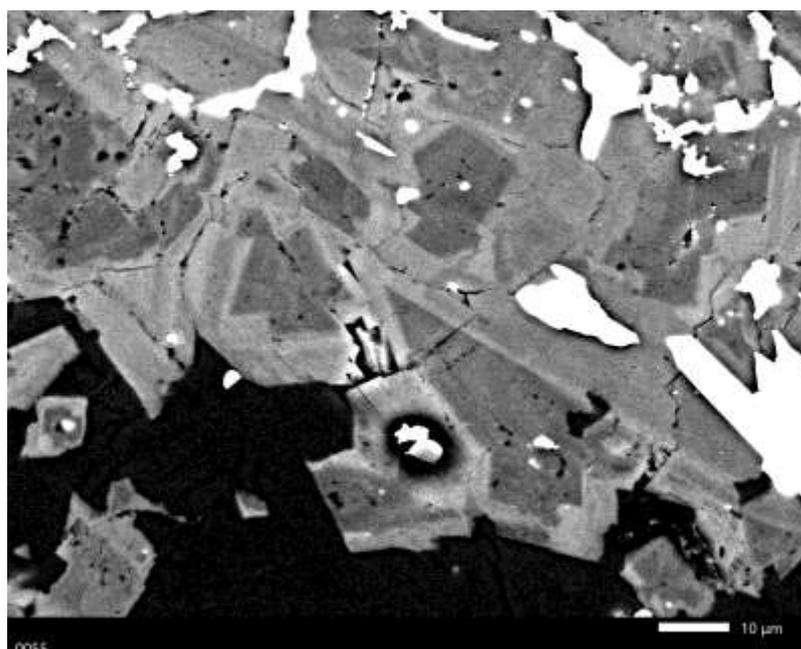


Рис. 47. Кварцево-рудная жила. Зональные кристаллы доломита (тёмный) – Fe доломита (серый). В промежутках между ними - галенит и буланжерит. Чёрное – кварц. В отражённых электронах.

Состав детально изученного сложного кристалла доломита – железистого доломита с обратной зональностью, контактирующего с галенитом и буланжеритом: центр $(\text{Ca}_{0.997}\text{Sr}_{0.004})_{1.001}\text{Mg}_{0.814}\text{Fe}_{0.147}\text{Mn}_{0.037}(\text{CO}_3)_2$ и $(\text{Ca}_{1.000}\text{Sr}_{0.004})_{1.004}\text{Mg}_{0.795}\text{Fe}_{0.172}\text{Mn}_{0.029}(\text{CO}_3)_2$; промежуточная зона $(\text{Ca}_{0.997}\text{Sr}_{0.004})_{1.001}\text{Mg}_{0.784}\text{Fe}_{0.272}\text{Mn}_{0.038}(\text{CO}_3)_2$; внешняя зона $\text{Ca}_{0.996}\text{Mg}_{0.740}\text{Fe}_{0.240}\text{Mn}_{0.024}(\text{CO}_3)_2$ и $(\text{Ca}_{0.999}\text{Sr}_{0.002})_{1.001}\text{Mg}_{0.722}\text{Fe}_{0.256}\text{Mn}_{0.021}(\text{CO}_3)_2$; край – на контакте с галенитом и буланжеритом - $\text{Ca}_{1.004}\text{Mg}_{0.684}\text{Fe}_{0.297}\text{Mn}_{0.013}(\text{CO}_3)_2$. Источником железа для формирования железистого доломита в золото-кварцевой жиле могло служить вещество выщелоченных пирита и арсенопирита сульфидизированных березитов при их альбитизации. **Наиболее поздние образования позднеордовикской плутогенной золото-кварцевой березитовой формации в карбонат-кварцевой жиле и околожилных метасоматитах.** Это микропрожилки и мелкие гнёзда кальцита и мелкая вкрапленность самородного золота, которые возникли после некоторой деформации послеальбитового возраста (рис. 48).

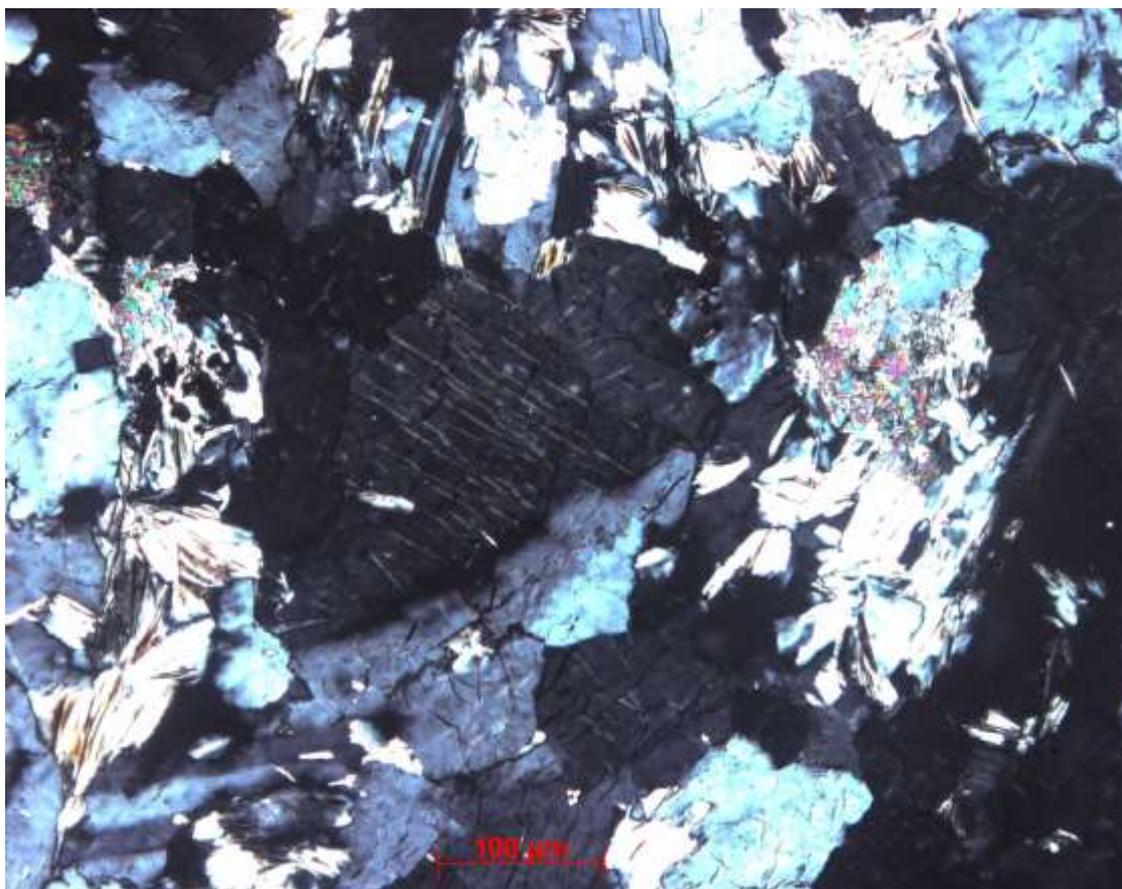


Рис. 48. Заметно деформированные альбитизированные березиты. У кристаллов альбита изогнуты двойниковые пластины, в кварце развита сеть микротрещин. В проходящем свете, николи X. Фото Г.Н. Овсянникова и Э.М. Спиридонова.

Прожилки кальцита секут зональные кристаллы доломита – железистого доломита как в березитах и альбитизированных березитах (рис. 49), так и кварцевой жиле, слагают в них метасоматические вростки и обрастают их (рис. 50, 51).

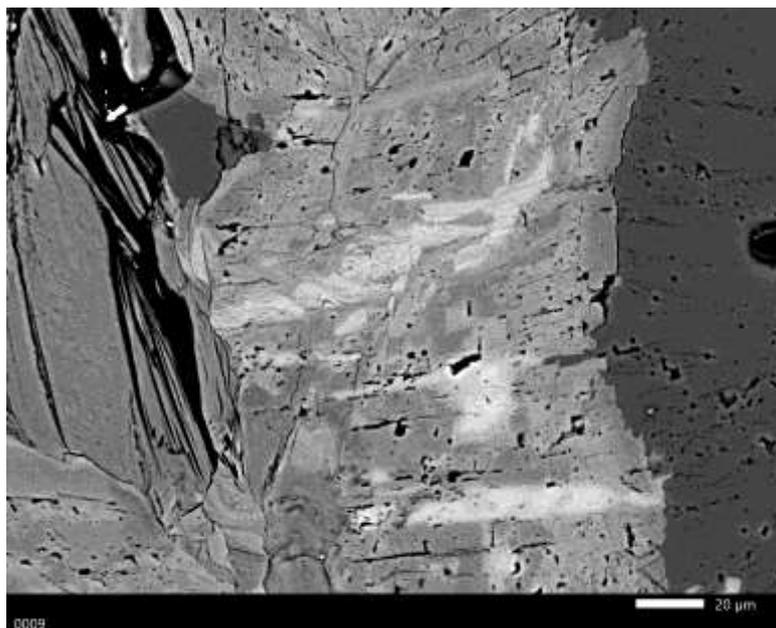


Рис. 49. Апоберезитовые метасоматиты. Прожилки кальцита (светлый) секут кристалл сложно зонального доломита – железистого доломита (серый разных оттенков). Слева –пикрофенгит. Справа - кварц. В отражённых электронах.

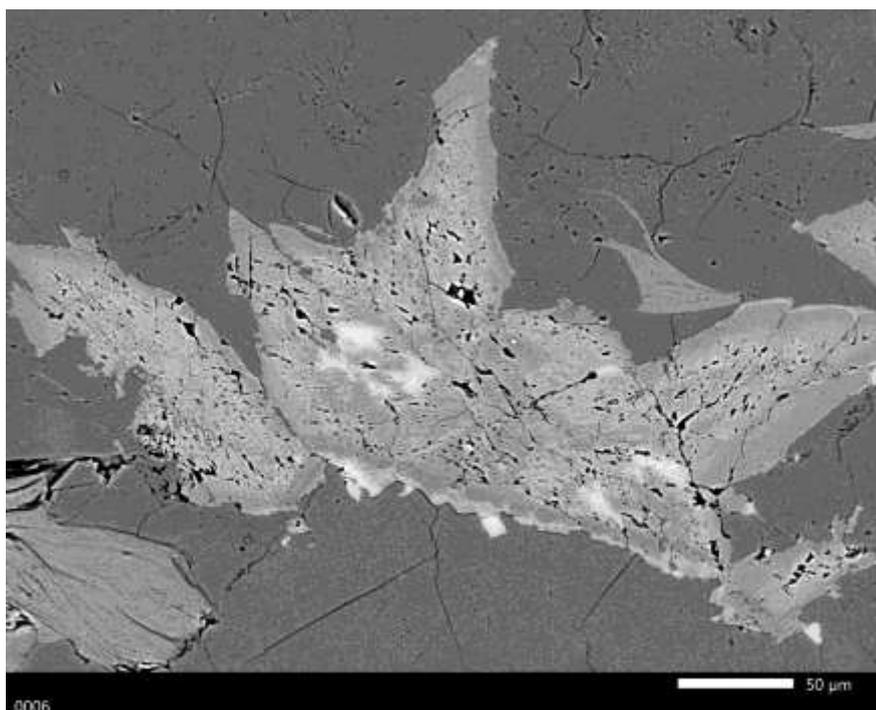


Рис. 50. В жильном кварце (серый, матрица) кристалл сложно зонального железистого доломита с метасоматическими вростками и наростами кальцита (светлый). В отражённых электронах.

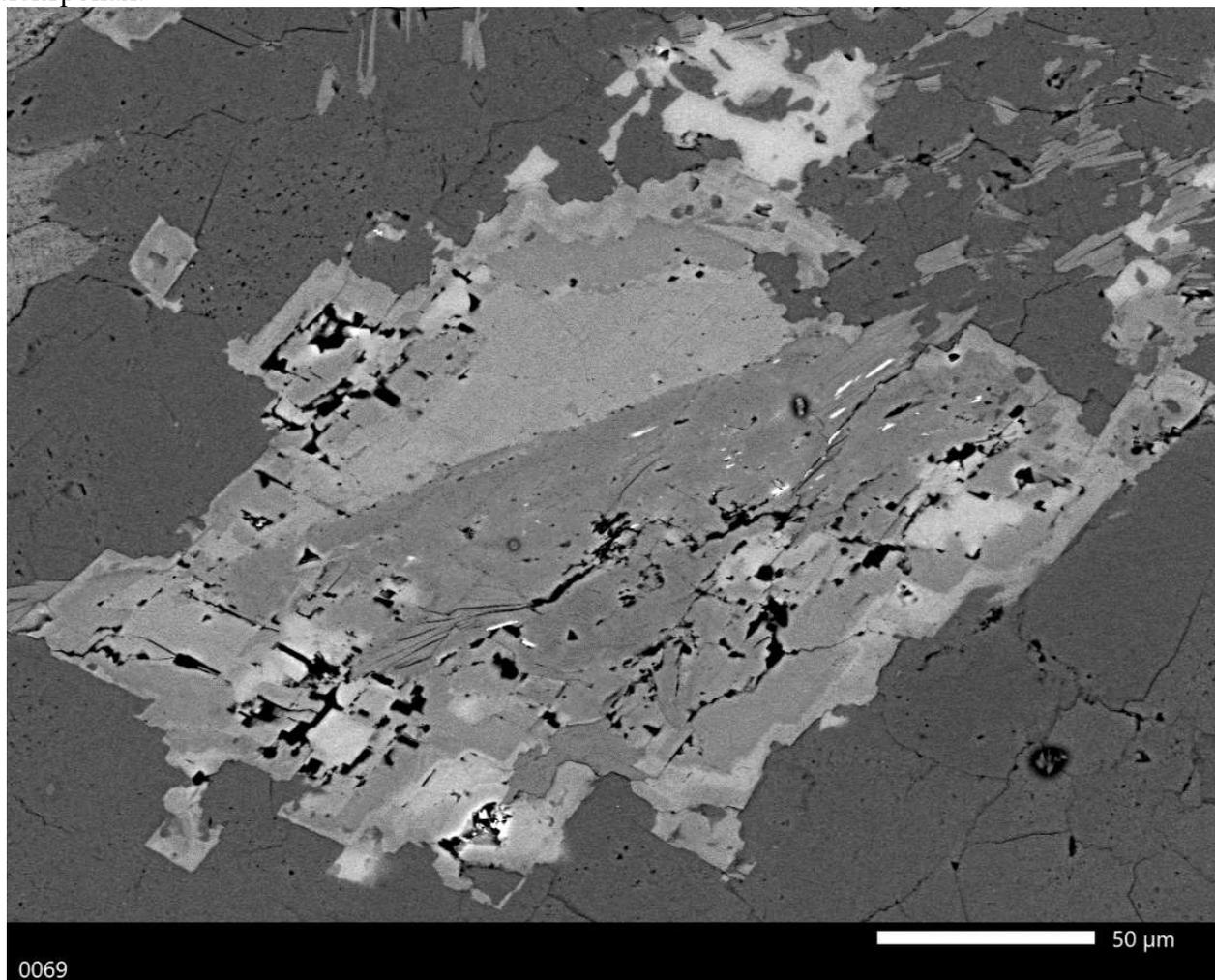


Рис. 51. В жильном кварце (серый, матрица) кристалл доломита с прямой зональностью: центр $\text{Ca}_{1.00}\text{Mg}_{0.83}\text{Fe}_{0.17}$, край – $\text{Ca}_{1.00}\text{Mg}_{0.67}\text{Fe}_{0.33}$. На доломит сверху narос кальцит (светлый). Такой же кальцит слагает в доломите микроворстки. В отражённых электронах.

Кристаллы кальцита по составу зональные, края кристаллов заметно более железистые, их зональность – прямая: центр $\text{Ca}_{0.963}\text{Mg}_{0.019}\text{Fe}_{0.009}\text{Mn}_{0.008}(\text{CO}_3)$ ($f = 51$); промежуточная зона $\text{Ca}_{0.968}\text{Mg}_{0.012}\text{Fe}_{0.008}\text{Mn}_{0.011}(\text{CO}_3)$ ($f = 61$) и $\text{Ca}_{0.965}\text{Mg}_{0.011}\text{Fe}_{0.007}\text{Mn}_{0.018}(\text{CO}_3)$ ($f = 69$); внешняя зона - $\text{Ca}_{0.964}\text{Mg}_{0.009}\text{Fe}_{0.009}\text{Mn}_{0.019}(\text{CO}_3)$ ($f = 76$). Во внешней зоне кальцита накапливается марганец.

Мелкие выделения серебристого самородного золота образуют метасоматические вростки в кальците, доломите, кварце, обычно рядом или среди скоплений буланжерита (рис. 52, 53). Изредка в березитах и альбитизированных березитах наблюдаются «сухие» микропрожилки серебристого самородного золота.

Г.Н. Назьмова и Э.М. Спиридонов наблюдали прямые пересечения золото-кварцевых жил и кварцевых прожилков с самородным золотом дайками кварцевых габбро-долеритов и микродолеритов, вероятно, позднеордовикского крыккудукского комплекса.

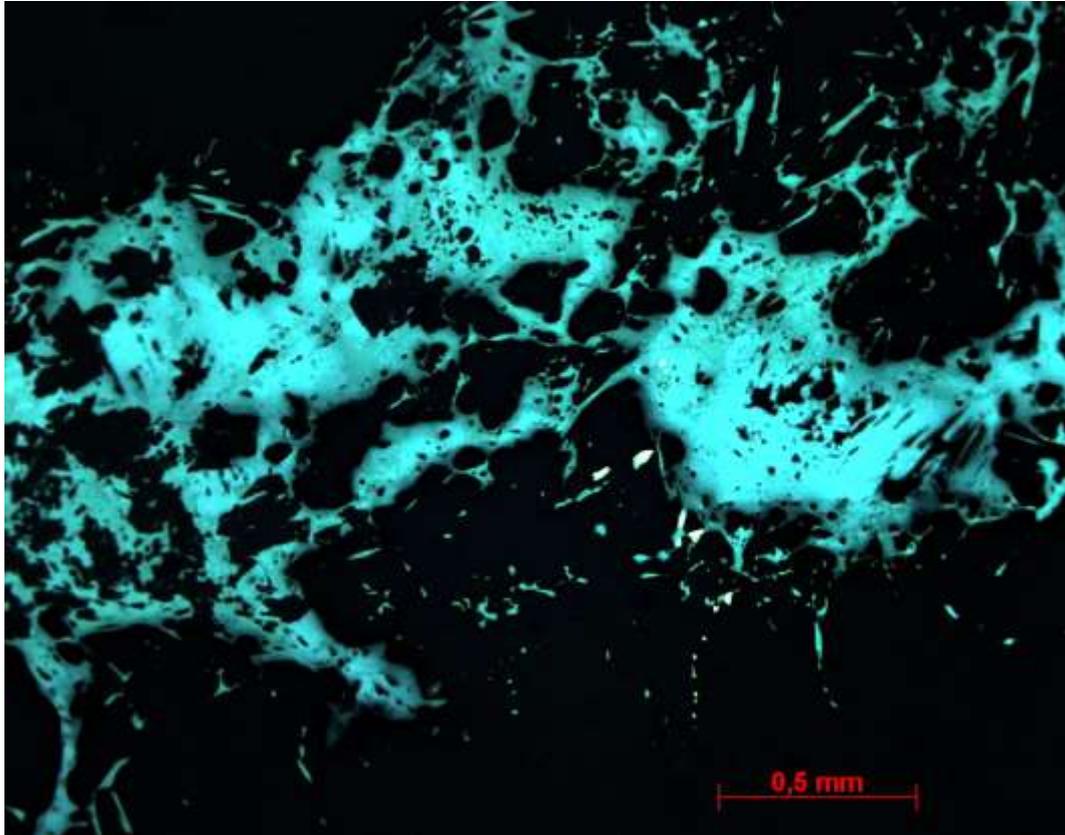


Рис. 52. Кварцево-рудная жила. Гнездо мелких выделений серебристого самородного золота (светлые) рядом со скоплением галенита (белый) и буланжерита (сероватый). В отражённом свете при 1 николе. Фото Г.Н. Овсянникова.

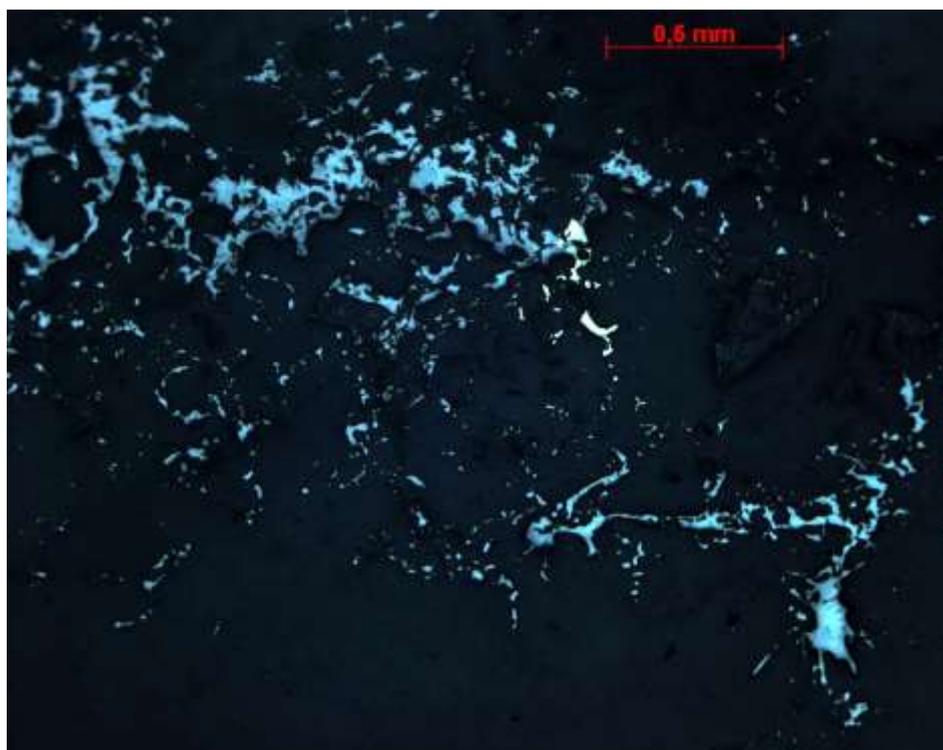


Рис. 53. Кварцево-рудная жила. Гнездо мелких выделений серебристого самородного золота (светлые) рядом со скоплением буланжерита. В отражённом свете при 1 никеле. Фото ГНО.

ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЯ

На примере детально изученного образца в миниатюре рассмотрен процесс образования плутоногенной золото-кварцевой березитовой формации в гипабиссальном варианте при протолите плагиогранитного состава (SiO_2 70.7 %; Na_2O 4.44 %; K_2O 1.55 %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2.9$). Заместившие их березиты беднее кремнезёмом, содержат в среднем Na_2O 2.56 %; K_2O 3.78 %; величина $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7$ ($n = 30$); это - типичные среднетемпературные сероводородно-хлороводородно-углекислые метасоматиты; с ними сопряжено образование жильного кварца с гнёздами галенита. Возникшие после заметной деформации рудосопровождающие метасоматиты = альбитизированные березиты содержат в среднем Na_2O 6.56 %; K_2O 2.26 %; величина $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 2.8 ($n = 33$); в этих образованиях фиксирована значительная часть натрия, выщелоченного из плагиогранитов при их березитизации. Альбит рудосопровождающих метасоматитов - $\text{Na}_{99.0}\text{Ca}_{0.7}\text{K}_{0.3}$ образует парагенез с кварцем, светлой слюдой – пикрофенгитом и железистым доломитом (анкеритом); таким образом – это тоже кислые, углекислые метасоматиты, но возникшие при повышенной активности натрия. С ними сопряжено образование в кварцевой жиле позднего галенита и массы буланжерита в сростаниях с доломитом и железистым доломитом.

Все типы изученных метасоматитов березитовой формации содержат высококалийевую светлую слюду, обогащённую кремнезёмом и не содержащую фтор. В ходе развития березитовой формации от собственно березитов (Б) через сульфидизированные березиты (СБ) к альбитизированным березитам (АБ) состав слюды становился всё более высококремнезёмистым: Б – Si 3.10; СБ – Si 3.15-3.20; АБ – Si 3.25-3.29; это типичный тренд при снижении температуры минералообразования [7, 51, 53].

В ходе развития бестюбинской березитовой формации столь же закономерно изменялся и состав арсенопирита, который постоянно ассоциирует с железистым доломитом и доломитом: арсенопирит I – S/As 1.01; арсенопирит II – S/As 1.08-1.10; арсенопирит III – S/As 1.18-1.22 и до 1.32; и это типичный тренд с ростом сернистости арсенопирита при снижении температуры минералообразования [51].

Зональность карбонатов в сростании с сульфидами железа – обратная, их внешние зоны на контакте с арсенопиритом и пиритом мало железистые. Зональность карбонатов в сростании с сульфидами, не содержащими железа, – прямая; их внешние зоны в контакте с галенитом и буланжеритом максимально железистые.

Наиболее поздние образования бестюбинской плутоногенной золото-кварцевой березитовой формации – это микропрожилки и мелкие гнёзда кальцита и мелкая вкрапленность серебристого самородного золота в карбонат-кварцевой жиле и околожилых метасоматитах, которые возникли после некоторой деформации послеальбитового возраста.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедр минералогии и петрологии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

1. Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. В кн.: Избр. труды. М.: изд. АН СССР. **1959**. Т. 2. С. 238–339.
2. Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюлл. МОИП. Отдел геол. **1959**. Т. 39. Вып. 1. С. 3-33.
3. Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отдел геол. **1965**. Т. 40. Вып. 6. С. 8-42.
4. Болдырев А.К., Бетехтин А.Г., Годлевский М.Н., Григорьев Д.П., Киселёв А.И., Левицкий О.Д., Разумовский Н.К., Смирнов А.А., Соболев В.С., Соловьёв С.П., Успенский Н.М., Черных В.В., Шаталов Е.Т., Шафрановский И.И. Курс минералогии. М.-Л.: ОНТИ. **1936**. 1056 с.
5. Бородаевский Н.И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. В кн.: Генетические проблемы руд. М.: изд. АН СССР. **1960**. С. 118-127.

6. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Берёзовское рудное поле. М.: Металлургиздат. **1946**. 216 с.
7. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических горных пород. М.: Наука. **1989**. 341 с.
8. Золотые месторождения Урала и Казахстана. Свердловск: Металлургиздат. **1947**. 271 с.
9. Иванкин П.Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роли при формировании рудных месторождений // Геология и геофизика. **1965**. № 10. С. 23-33.
10. Карпинский А.П. Главнейшие типические горные породы, заключающие жильные месторождения золота в Берёзовском горном округе // Изв. Геол. Комитета. **1887**. Т. VI. № 12. С. 475-478.
11. Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1952**. № 4. С. 63-80.
12. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: изд. АН СССР. **1953**. С. 334-456.
13. Лайпанов Х.Х., Михайлова Л.В. Минералого-геохимические особенности лиственитов, березитов и золото-сульфидно-кварцевых жил // Тр. ЦНИГРИ. **1982**. № 167. С. 49-54.
14. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О пиррофиллите из Пышминска (Берёзовска) на Урале // Зап. СПб минерал. об-ва. 2 серия. **1895**. Ч. 33. С. 283-287.
15. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.-Л. ОНТИ НКТП СССР. Вып. I. **1934**. 194 с. Вып. II. **1934**. 231 с. Вып. III. **1935**. 394 с.
16. Матвеев К.К. О нахождении битумов в минералах // Зап. ВМО. **1947**. Ч. 76. Вып. 2. С. 129-138.
17. Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М., Шалаев Ю.С. Минеральная и геохимическая зональность золоторудных месторождений ранних каледонид Северного Казахстана // Вестн. МГУ. Геология. **1978**. № 1. С. 66-73.
18. Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. Влияние вмещающей среды на формирование постмагматических гидротермальных образований золоторудного месторождения Джеламбет, Северный Казахстан // Бюлл. МОИП. **1967**. Геология. Т. 62. Вып. 2. С. 146.
19. Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. О возрасте золотого оруденения Северного Казахстана // Докл. АН СССР. **1969**. Т. 188. № 6. С. 1355-1356.
20. Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. Минеральные ассоциации золоторудных месторождений Северного Казахстана // Вестн. МГУ. Геология. **1971**. № 1. С. 66-73.
21. Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. Березиты – листвениты и рудосопровождающие метасоматиты месторождений золота // Бюлл. МОИП. **1971**. Геология. Т. 66. Вып. 3. С. 120.
22. Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. Прогнозно-поисковое значение типоморфных особенностей рудосопровождающих метасоматитов. В кн.: Метасоматическая зональность полигенных и полихронных месторождений. Мат. конф. «Метасоматизм и рудообразование». Екатеринбург: Уральская Горно-геологическая академия. **1997**. С. 151-152.
23. Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов // Геохимия. **2009**. № 8. С. 825-851.
24. Омеляненко Б.И. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов // Геология рудных месторождений. **1975**. Т. 17. № 3. С. 34-43.
25. Попова В.И. Синхронизация кристаллов пирита в жилах и березитах Берёзовского месторождения. В кн.: Минералогические исследования гидротермалитов Урала. Свердловск: **1980**. С. 11-30.
26. Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, **1984**. 208 с.

27. Сазонов В.Н., Таланцев А.С. Некоторые особенности развития процессов околожильной березитизации – лиственитизации // Ежегодник-1978 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск: **1979**. С. 124-127.
28. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М. Курс рудных месторождений. М.: Недра. **1986**. 417 с.
29. Спиридонов Э.М. Фации глубинности малых рудоносных интрузивов Северного Казахстана // Геология рудных месторождений. **1987**. Т. 30. № 2. С. 100-104.
30. Спиридонов Э.М. Листвениты и зодиты // Там же. **1991**. Т. 33. № 2. С. 38-48.
31. Спиридонов Э.М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Там же. **1995**. Т. 37. № 3. С. 179–207.
32. Спиридонов Э.М. Зависимость минерального состава плутоногенных гидротермальных месторождений золота от состава вмещающей среды // Докл. РАН. **1998**. Т. 363. № 2. С. 1–3.
33. Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации. В кн.: Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты: **2010**. С. 143-171.
34. Спиридонов Э.М. Новые данные по минералогии месторождений плутоногенной золото - кварцевой формации севера Центрального Казахстана // Тр. Минерал. музея РАН им. А.Е. Ферсмана. **2014**. Вып. 49. С. 58–75. **2015**. Вып. 50. С 69–82.
35. Спиридонов Э.М. Плутоногенные месторождения гидротермальной золото-кварцевой березит-лиственитовой формации: Sb специализация руд, сопряжённых с тоналит-гранодиоритовой формацией, и Sb-Vi специализация руд, сопряжённых с адамеллитовой и монзонит-граносиенит-гранитной формациями // Современные направления развития геохимии. Иркутск: изд. Ин-та географии СО РАН. **2022**. Т. 2. С. 141-145.
36. Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Устинов В.И. Карбонаты березитов - лиственитов и сопутствующих золоторудных жил - индикаторы зональности плутоногенного месторождения Бестюбе // Докл. РАН. **1995а**. Т. 345. № 3. С. 1-6.
37. Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Устинов В.И. Изотопно-геохимические критерии условий формирования гидротермальных плутоногенных Au и W месторождений березитовой и гумбеитовой формаций // XIV Симп. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ. **1995б**. С. 217-218.
38. Спиридонов Э.М., Демент Т.Н., Архангельский Д.Н., Минервин О.В., Соколова Н.Ф., Борисёнок В.И., Сигачёв С.П., Демидов В.Г., Фролов Д.К., Шарданова Т.А. Некоторые результаты изучения магматических комплексов в процессе среднemasштабного объёмного геолого-геофизического картирования рудного поля Аксу (Северный Казахстан) и использование результатов для локального прогнозирования. В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. Алма-Ата. **1985**. С. 188-193.
39. Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Соколова Н.Ф., Шалаев Ю.С., Состав и эволюция инверсионных гранодиоритовых и раннеорогенных монзонитовых комплексов Казахстана и Урала и сопряженных метасоматитов и оруденения (Mg скарны, Ca скарны, K пропициты, кварц-серицитовые, Na пропициты, гумбеиты, березиты и листвениты, аргиллизиты). В кн.: Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 2. Екатеринбург: **1997**. С. 208-211.
40. Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С., Шавкин Г.Н. Месторождение Бестюбе. В кн.: Геология золоторудных м-ний СССР. Т. II. М.: Недра, **1986**. С. 32–43.
41. Спиридонов Э.М., Шапур Хамид Пирротин позднеордовикских месторождений Северного Казахстана // Тр. Минералог. музея АН СССР. **1978**. Вып. 27. С. 161-182.
42. Чвилёва Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М., Агроскин А.С., Папаян Г.В., Виноградова Р.А., Лебедева С.И., Завьялов Е.Н., Филимонова А.А., Петров В.К., Раутиан Л.П., Свешникова О.Л. Справочник-определитель рудных минералов в отражённом свете. М.: Недра. **1988**. 505 с.
43. Шнейдерхён Г. Месторождения полезных ископаемых. М.: ИЛ. **1958**. 501 с.

44. Шульга В.М., Булыго Л.В. Общие закономерности тектоно-магматического развития и основные черты тектонического строения восточной части Северного Казахстана. В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. **1969**. Вып. 3. С. 11-25.
45. Шульга В.М., Спиридонов Э.М. Ордовикские и силурийские комплексы. В кн.: Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500000, серия Центрально-Казахстанская. Объяснит. записка. Алма-Ата. **1981**. С. 184-201.
46. Boyle R.M. The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element) // Bull. Geol. Surv. Canada. **1979**. № 280. 584 p.
47. Hodgson C.J., Love D.A., Hamilton J.V. Giant mesothermal gold deposits: descriptive characteristics, genetic model and exploration are selection criteria. In: Giant ore deposits. SEG SP-2. **1995**. P. 157–206.
48. Hulin C.D. A Mother Lode gold ore // Econ. Geol. **1930**. Vol. 25. P. 348–355.
49. Leitch C.H.B., Godwin C.I., Brown T.H., Taylor B.E. Geochemistry of mineralizing fluids in the Bralorne-Pioneer mesothermal gold vein deposit, British Columbia, Canada // Econ. Geol. **1991**. Vol. 86. P. 318–353.
50. Nesbitt B.E. The gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralization in the continental crust // Geology. **1988**. Vol. 16. P. 1044–1048.
51. Reed M.H. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits (H.L. Barnes, ed.). New York: John Wiley & Sons. **1997**. P. 303-365.
52. Rose G. Mineralogische-eognostische reise nach dem Ural // Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **1842**. Bd. 2. 539 s.
53. Schandl E.S., Gorton M.P. Hydrothermal alteration and CO₂ metasomatism (natural carbon sequestration) of komatiites in the south-western Abitibi greenstone belt // Canad. Mineral. **2012**. Vol. 50. P. 129-148.
54. Sillitoe R.H., Thompson J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic setting and difficulties of distinction from orogenic gold deposits // Resour. Geol. **1998**. Vol. 48. P. 237–250.
55. Spiridonov E., Yanakieva D. Modern mineralogy of gold: overview and new data // ArcheoSciences. Paris. **2009**. Vol. 33. P. 67-75.

ГИПОТЕРМАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦУМЕБ. НАМИБИЯ, ЮГО-ЗАПАДНАЯ АФРИКА

Э.М. Спиридонов, М.Н. Мурашко (СПбГУ),
Н.Н. Девнина (Горный музей, СПб), Н.Н. Коротаева, И.М. Куликова (ИМГРЭ)

Богатейшее вулканогенное колчеданно-полиметаллическое Ag-Zn-Cu-Pb месторождение Цумеб – крупнейшее скопление минералов германия и галлия [4,14]. Это месторождение со своеобразным геологическим строением, сложной историей формирования и необычным разнообразием минералов изучают целое столетие [32-34,31,27,24,1,36,35,22,37,14,2,4,18-20,15,28,30,23,21,25,11,5-8,13,17,29,38,12]. Тем не менее, его руды исследованы недостаточно. Более того, недавние горе-исследователи обнаружили сходство некоторых кварцито-песчаников из рудовмещающей толщи и основного типа рудоносных гидротермальных метасоматитов и, на этом убогом основании, стали рассматривать всё месторождение Цумеб как стратиформное [25 и др.]. Каким образом эти геологи объяснили изогнутую трубообразную форму рудного тела и брекчиевидный облик дорудных пород? Придумали поздевендский карст в доломитах (доломиты в отличие от известняков весьма трудно растворяются и почти никогда не карстуются) на глубину 1.5 км, нижняя часть полости которого почти перпендикулярна верхней части; затем эту предполагаемая полость была каким-то чудом засыпана обломками песчаников, а потом – всё это было пропитано низкотемпературными гидротермальными растворами. В западном научном сообществе эта точка зрения стало преобладающей, несмотря на то, что основу геологического понимания Цумеба заложены многолетними подземными исследованиями классика рудной геологии Ганса Шнейдерхёна [32-34, 14]. Попробуем разобраться с этой проблемой, а также осветить некоторые результаты изучения эндогенных руд глубоких горизонтов Цумеба, богатых минералами германия, из коллекций Горного музея Санкт-Петербурга и сборов М.Н. Мурашко непосредственно на месторождении.

Месторождение Цумеб панафриканского возраста (граница венда – кембрия) расположено возле горной цепи Отави на северо-востоке Намибии (юго-западная Африка). Оно залегает в дислоцированных морских отложениях венда – доломитах, углеродистых доломитах, известняках, ледниковых моренных отложениях – тиллитах и тиллоидах, углеродистых аргиллитах, аркозовых и иного состава алевропесчаниках, разбитых множеством разломов [32-34,27,25,29,38]. Круто падающее лентообразное рудное тело с массой апофиз, которые секут слоистость и мелкие складки второго-третьего порядка во

вмещающих доломитовых породах [32-34,27], сопряжено с дорудными вулканическими образованиями [36] (рис. 1). Из них более древнее трубообразное тело взрывных брекчий трахириодацитов, более молодые – рукавообразные и дайкообразные тела трахириодацитов. Вулканы интенсивно гидротермально изменены, превращены в полевошпатовые (калишпатовые) кварциты [34], «псевдоаплиты» [4 и др.], кварц-серицитовые (мусковитовые) метасоматиты с апатитом. Прилегающие доломиты дополнительно дислоцированы, гидротермально изменены, окремнены и перекристаллизованы.

Below: A cross section of the western ore body at Tsumeb as drawn by Hans Schneiderhöhn between 1914 and 1918 (SCHNEIDERHÖHN, 1929).

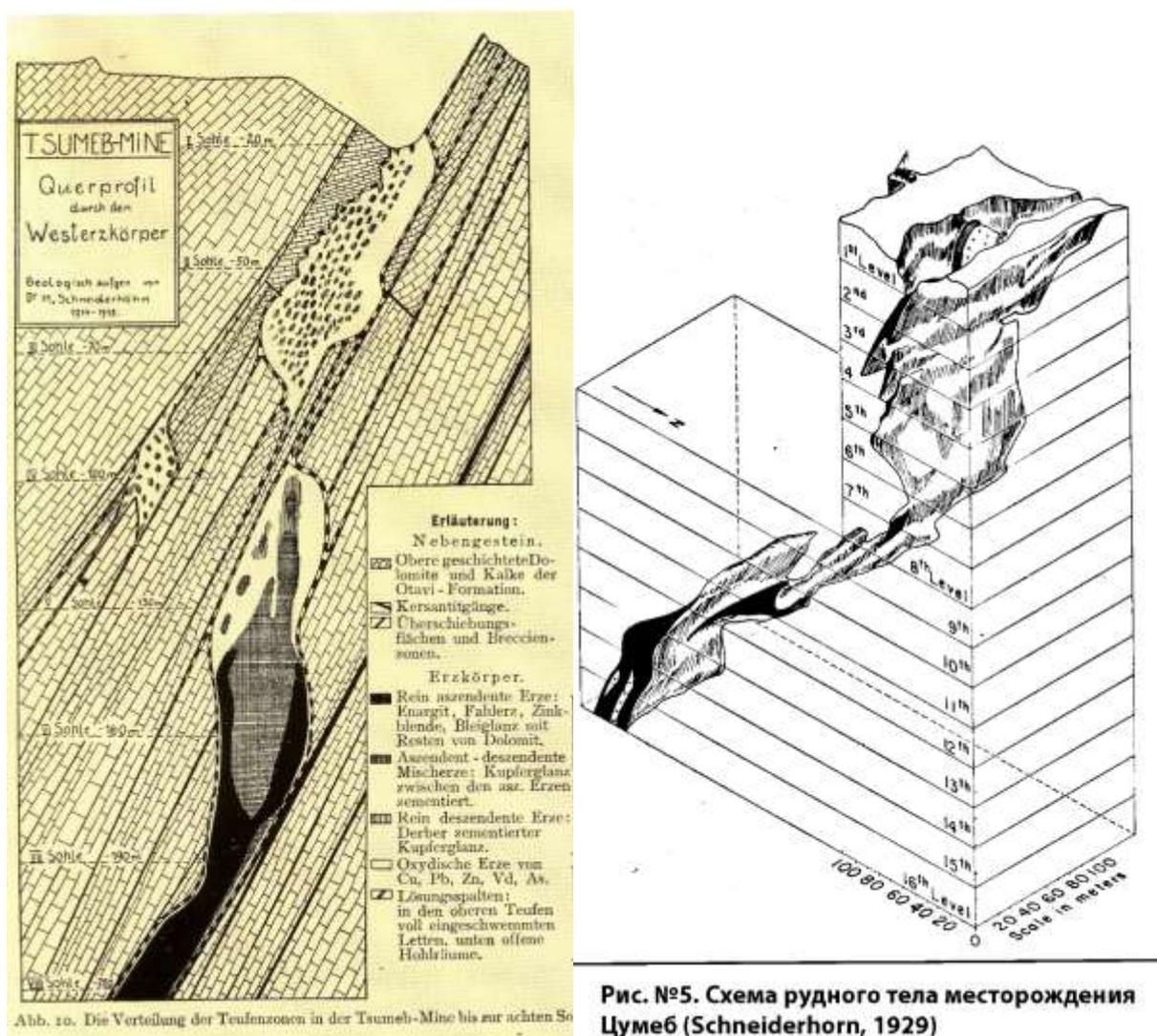


Рис. №5. Схема рудного тела месторождения Цумеб (Schneiderhorn, 1929)

Рисунок 1. Разрезы верхней части месторождения Цумеб по данным Г. Шнейдерхёна [33].

Послерудные магматические образования – это дайки, силлы и трубообразные тела долеритов и керсантитов [36]. Таким образом, по всей совокупности геологических и

минералогических данных – Цумеб – вулканогенное колчеданно-полиметаллическое месторождение, что впервые отметил П.Г. Зёнге [36]. Цумеб в определённой степени напоминает алтайские вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения [3].

Но! В обычных вулканогенных месторождениях развиты стандартные вторичные кварциты с андалузитом, гидроксил-фтортопазом, корундом, рутилом и фтормусковитом (это высокотемпературный тип вулканогенных кислотных метасоматитов, рис. 2), стандартные пиррофиллитовые вторичные кварциты с диаспором, алунином, зунитом (это среднетемпературный тип вулканогенных кислотных метасоматитов, рис. 2), стандартные дикиитовые (каолинитовые) вторичные аргиллизиты (это низкотемпературный тип вулканогенных кислотных метасоматитов (рис.2)). Соответственно, высокотемпературные вторичные кварциты сопровождается гипотермальной рудной минерализацией, среднетемпературные кварциты – мезотермальная рудная минерализация, аргиллизиты – эпиптермальная рудная минерализация.

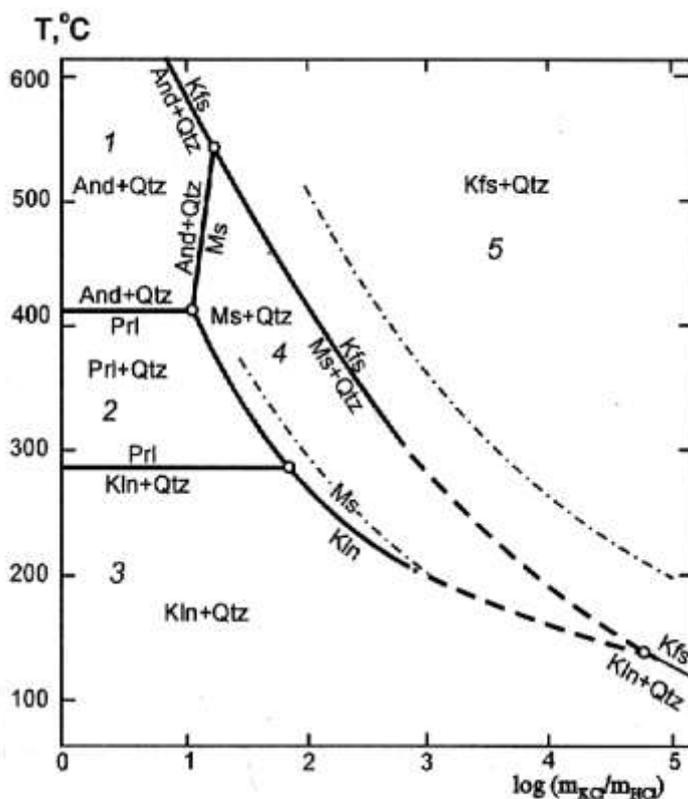


Рис. 5.5. Фазовые соотношения в системе $Al_2O_3-SiO_2-H_2O-KCl-HCl$ при $P=1$ кбар и избытке кварца [Зарайский и др., 1981]

Цифрами показаны поля, которым соответствуют по минеральному составу типовые зоны колоннок метасоматических фаций: 1, 2 и 3 – кварц-андалузитовая, кварц-пиррофиллитовая и кварц-каолинитовая фации вторичных кварцитов соответственно; 4 – кварц-мусковитовая фация грейзенов и кварц-серпичитовая фация вторичных кварцитов; 5 – кварц-калинитовые метасоматиты

Рисунок 2. Стандартные послемагматические кислотные метасоматиты по результатам экспериментального моделирования Г.П. Зарайского с соавторами (1981).

О том, что нормальные высокотемпературные вторичные кварциты были в Цумебе свидетельствует находка крупного кристалла топаза в его рудах (рис. 3), которые заместили вторичные кварциты.



Рисунок 3. Цумеб. Кристалл гидроксил-фтортопаза 70 мм в массе высокого халькозина [38].

Почему в Цумебе не сохранились нормальные вторичные кварциты с андалузитом и корундом, а развиты калишатовые кварциты, иначе так называемые «псевдоаплиты»? Ответ достаточно очевиден, - потому, что предрудные вулканиты – трахириолиты, весьма богаты калием. При их замещении вторичными кварцитами калий в большом количестве поступил в кислотные растворы, а в процессе рудоотложения, когда кислотность снизилась и соотношение в растворах K^+/H^+ сдвинулось в пользу калия, вместо андалузита, топаза и корунда – вырос калишпат. При высокой температуре для этого достаточен небольшой сдвиг K^+/H^+ (рис. 2).

По Гансу Шнейдерхёну, который много лет (1914-1918 г.г.) проводил подземное картирование рудной залежи Цумеба и долгое время исследовал его руды, Цумеб – это магматогенное гидротермальное месторождение замещения [14]. Руды Цумеба содержат массу реликтов замещённых доломитов, углеродистых доломитов, обрывки их складок, реликты гидротермально-изменённых кремнекислых вулканитов, реже иных пород.

Массивные сульфидные руды Цумеба на две трети состоят из галенита, сфалерита, халькозина, борнита, пирита, энаргита, халькопирита, теннантита. Жильные минералы в рудах – доломит, кварц, мусковит, апатит, кальцит, флогопит и иные. Особенностью руд

Цумеба является грандиозное количество минералов Ge. Размер скоплений германита достигал многих метров в поперечнике, вес – сотен тонн [34]. Иные минералы Ge - реньерит, бриартит, германоколусит, бруногейерит, германийсодержащие сульванит, станноидит, моусонит, станнин [27,35,4,18,19,30,23,11,5-8,17,36,12].

По нашим данным [9,12], гидротермально-метасоматические руды Цумеба включают гипотермальную, мезотермальную и эпитеермальную минерализации.

Гипотермальная минерализация возникла при температуре выше 400° С из растворов с солёностью 23-28 % экв. NaCl. Её образуют высокий халькозин, топаз (рис. 3), пирит, фторапатит, калишпат, кварц, флогопит, сложные сульфиды Ge, по составу близкие к германиту, но богатые W или Mo, – овамбоит $Cu_{20}(Cu,Fe)_6W_2(Ge,As)_6S_{32}$ и майкаинит $Cu_{20}(Cu,Fe)_6Mo_2(Ge,As)_6S_{32}$ [8], а так же высокотемпературный твёрдый раствор галлит – сфалерит - халькопирит, сложные сульфиды олова: станноидит и иные. В составе гипотермальной минерализации Цумеба распространены существенно медистый овамбоит - и вольфрамсодержащий майкаинит.

Медистый овамбоит $Cu_{20}(Cu_5Fe_{1-0}Zn_{0-1})_6W_2(Ge_{4-5}As_{2-1})_6S_{32}$ обычно слагает идиоморфные кристаллы в форме тетраэдра, октаэдра, кубооктаэдра и их комбинаций в матрице высокого халькозина с примесью кварца, апатита. Размер кристаллов от первых микрон до 1 мм, обычно 0.1-0.3 мм. Для них крайне характерно сложно зональное строение (рис. 4-6).

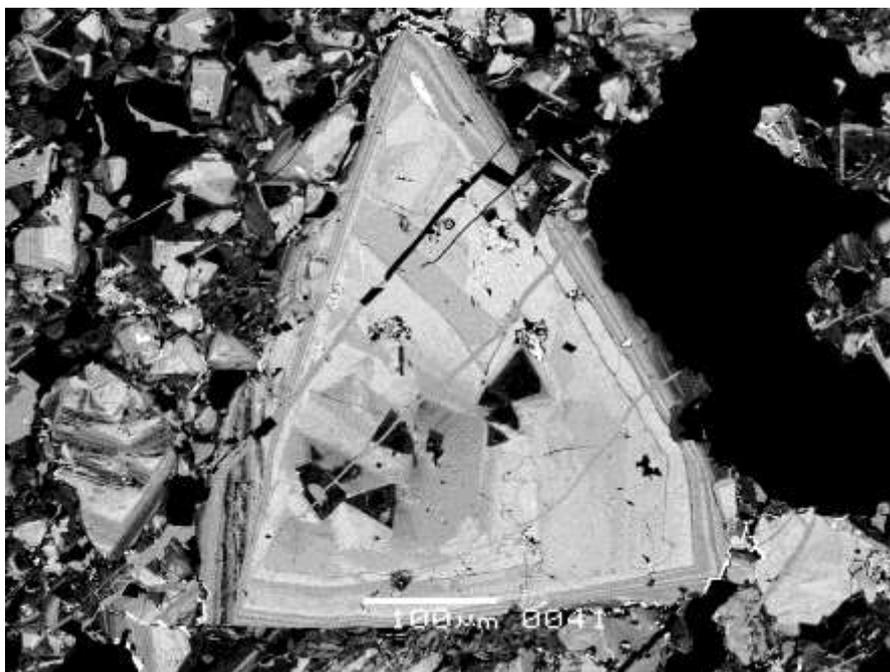


Рисунок 4. Цумеб. Гипотермальная минерализация. Агрегат сложно зональных кристаллов медистого овамбоита (светлые) в сростании с фторапатитом и кварцем (чёрные). В отражённых электронах.

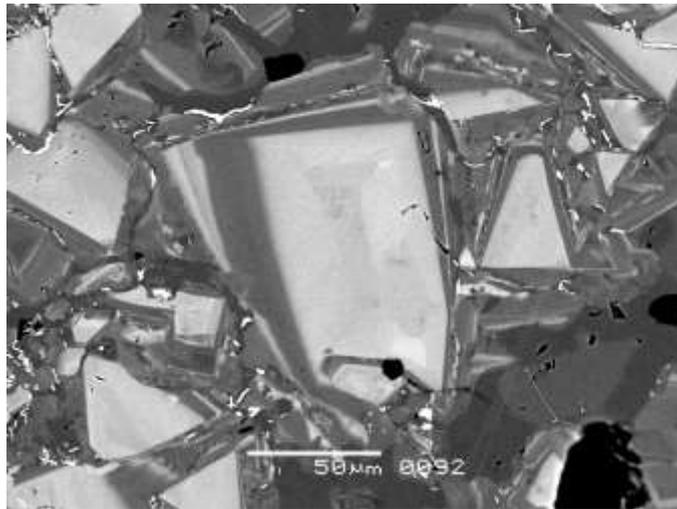


Рисунок 5. Цумеб. Гипотермальная минерализация. Агрегат сложно зональных кристаллов медистого овамбоита (светлые) в сростании с фторапатитом и кварцем (чёрные). Тёмно-серые зоны зональных кристаллов сложены молибден-содержащим медистым овамбоитом. В отражённых электронах.

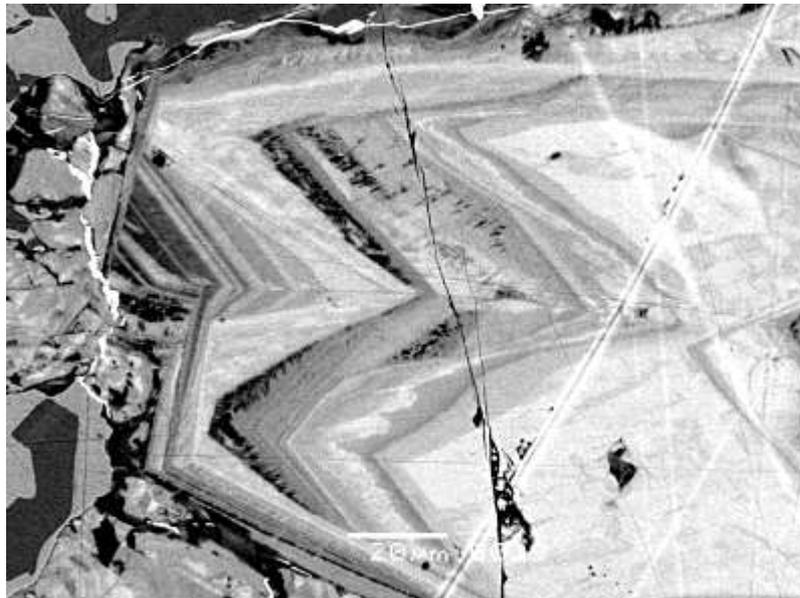


Рисунок 6. Цумеб. Гипотермальная минерализация. Агрегат сложно зональных кристаллов медистого овамбоита (светлые) в сростании с фторапатитом и кварцем (чёрные). Микропрожилок низкотемпературного тунгстенита (белый). В отражённых электронах.

Состав **овамбоита** (медистого) $\text{Cu}_{20}(\text{Cu}_{4.8-5.2}\text{Zn}_{0.6-0.7}\text{Fe}_{0.1-0.6})_6(\text{W}_{1.9-2.0}\text{Mo}_{0-0.1})_2$

$(\text{Ge}_{4.0-4.8}\text{As}_{1.1-2.0}\text{Ga}_{0.05-0.5})_6\text{S}_{31.9-32.1}$. Овамбоит внешних зон кристаллов содержит до 1.5 масс. % галлия (рис. 8, правый). Состав **Мо-содержащего овамбоита** (медистого)

$\text{Cu}_{20}(\text{Cu}_{5.5}\text{Zn}_{0.6}\text{Fe}_{0.1})_6.2(\text{W}_{0.9}\text{Mo}_{0.3}\text{Fe}_{0.8})_2(\text{Ge}_{4.4}\text{As}_{1.3}\text{Ga}_{0.2})_5.9\text{S}_{31.9}$.

Медистый майкаинит $\text{Cu}_{20}(\text{Cu}_{4.5}\text{Fe}_{2-1})_6(\text{Mo}_{1-2}\text{W}_{1-0})_2(\text{Ge}_4\text{As}_2)_6\text{S}_{32}$ слагает ядра зональных кристаллов майкаинит – овамбоит, отдельные зоны роста в них и их внешние зоны (рис. 7).

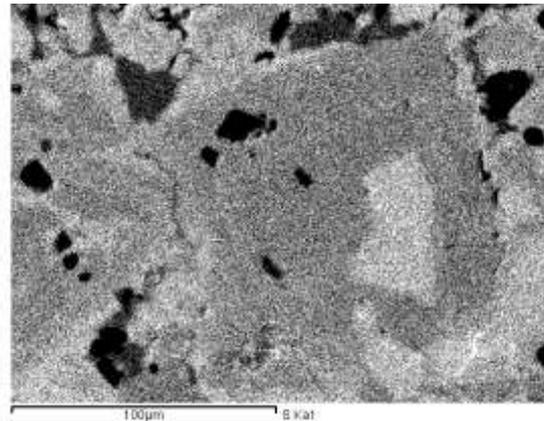
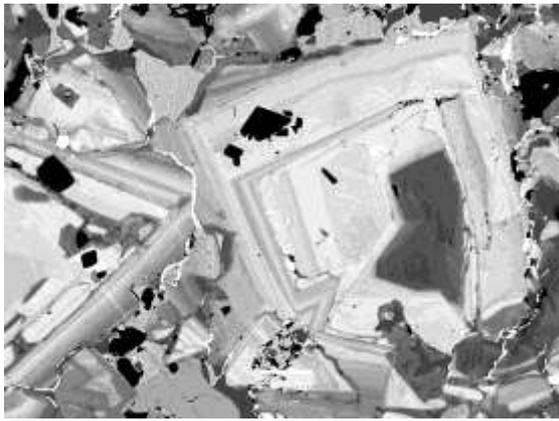


Рисунок 7. Цумеб. Гипотермальная минерализация. Агрегат сложно зональных кристаллов медистого майкаинита (тёмное на левом снимке, светлые – на правом) – медистого овамбоита. Микропрожилки низкотемпературного тунгстенита (белый). Слева - в отражённых электронах. Справа – в характеристическом рентгеновском излучении молибдена.

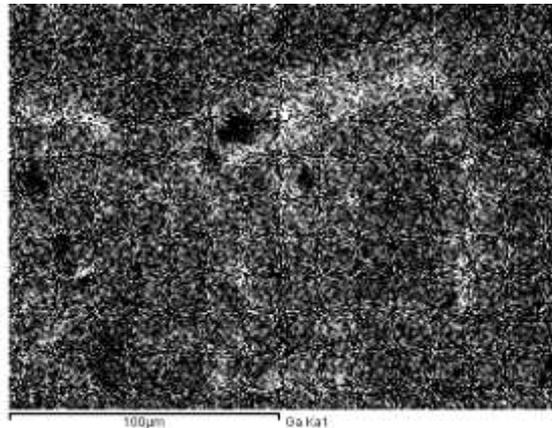
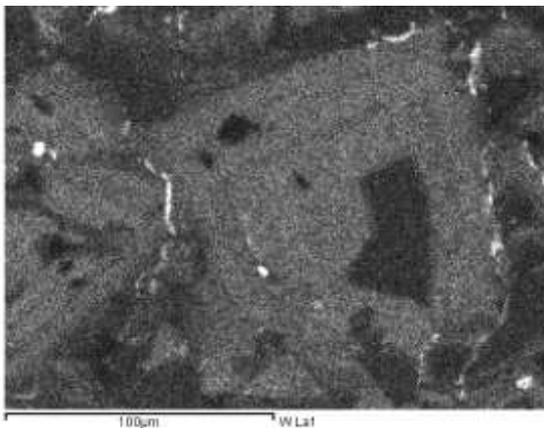


Рисунок 8. Цумеб. Гипотермальная минерализация. Тот же агрегат, что и на рис. 7. Слева – в характеристическом рентгеновском излучении вольфрама, чётко видно, что основной объём кристаллов составляет овамбоит. Яркие - поздние прожилки тунгстенита. Справа – в характеристическом рентгеновском излучении галлия – отчётливо выделяются внешние зоны кристаллов овамбоита, обогащённые галлием.

Состав **W** – содержащего майкаинита (медистого)



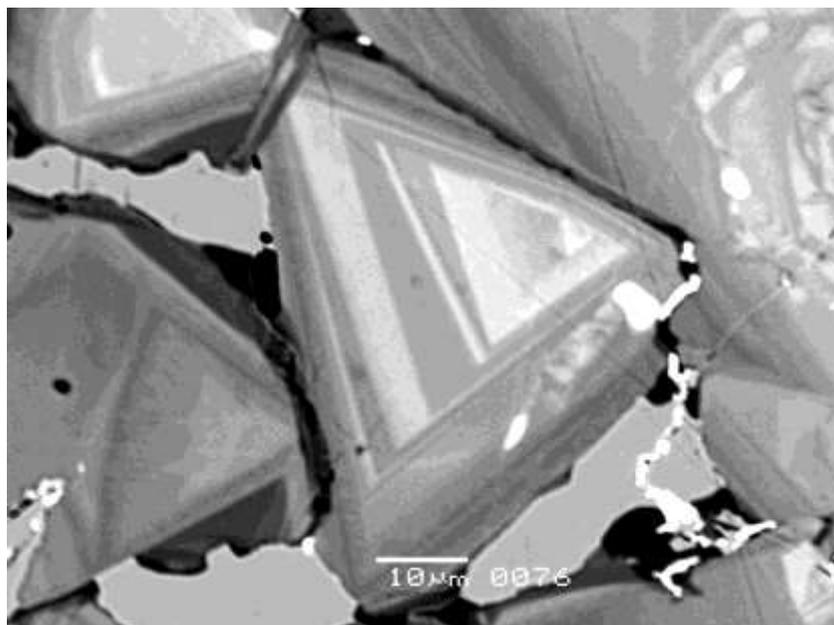


Рисунок 9. Цумеб. Гипотермальная минерализация. Агрегат сложно зональных кристаллов медистого овамбоита (светлые) с внешними зонами, сложенными вольфрамитом майкаинитом (тёмно-серые) в сростании с высоким халькозином (ровный светло-серый) фторапатитом и кварцем (чёрные). Микропрожилки низкотемпературного тунгстенита (белый). В отражённых электронах.

Иной типичный минерал гипотермальной минерализации Цумеба – высокотемпературный твёрдый раствор галлит – сфалерит – халькопирит, реконструированный по продуктам распада твёрдого раствора.

Твёрдый раствор галлит CuGaS_2 – сфалерит ZnS – кубический халькопирит $(\text{Cu,Fe})\text{S}$. Состав высокотемпературного твёрдого раствора – протофазы $(\text{Zn}_{0.62}\text{Cu}_{0.19}\text{Ga}_{0.17}\text{Fe}_{0.01}\text{Cd}_{0.01})_1\text{S} = 63\% \text{ ZnS} + 35\% \text{ CuGaS}_2 + 2\% \text{ CuFeS}_2$, то есть примерно на 2/3 состоит из вещества сфалерита и на 1/3 – из вещества галлита; примесь вещества кубического халькопирита и хоулиита – не велика. Высокотемпературный твёрдый раствор испытал полиморфное превращение и двухступенчатый распад твёрдого раствора – на матрицу сфалерита и ламеллы галлита – ранние более толстые, поздние – мелкие и тонкие, а в дальнейшем собирательную перекристаллизацию продуктов распада (рис. 10). Такие образования широко распространены в рудах Цумеба. Составляя заметную часть его мезотермальной минерализации. В дальнейшем и эти образования в значительной степени были превращены в обособленные выделения сфалерита и галлита без следов структур распада, – типичные для эпитепидальной минерализации Цумеба.

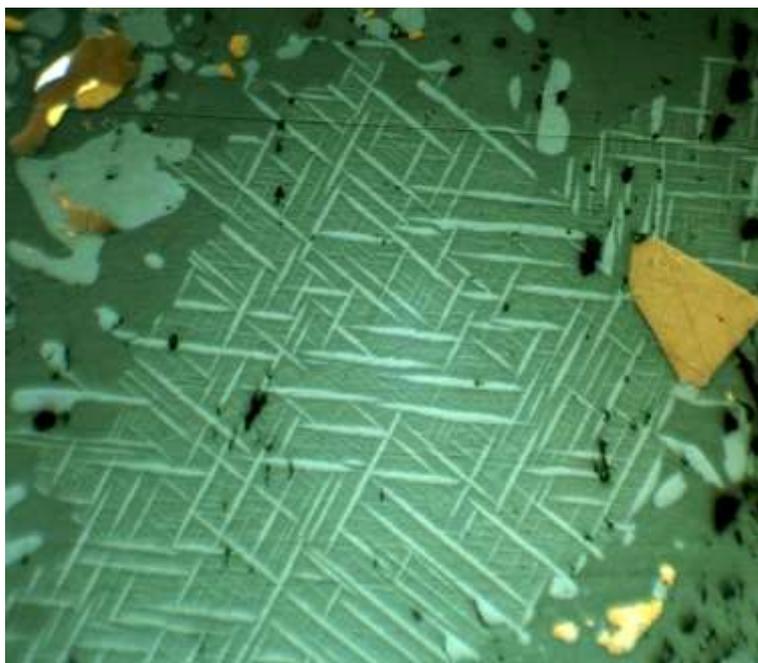


Рисунок 10. Цумеб. Гипотермальная минерализация. Кристалл высокотемпературного твёрдого раствора сфалерит – галлит испытал распад на матрицу сфалерита с двумя системами ламеллей распада галлита – более толстые ранние, более тонкие и мелкие – поздние. Во внешней зоне структуры распада перекристаллизованы и превратились в зернистые срастания галлита (более светлые) в матрице сфалерита. Здесь же более поздние вроски реньерита (желтоватый до коричневатого) и галенита (белый). В отражённом свете при 1 николе. Колл. М.Н. Мурашко, фото Э.М. Спиридонова.

Таким образом, для гипотермальной минерализации гигантского вулканогенного колчеданно-полиметаллического месторождения Цумеб типоморфны сложные сульфиды $\text{Cu}(\text{Zn}, \text{Fe}) - \text{Ge}(\text{As}, \text{Ga}) - \text{W} - \text{Mo}$: минералы ряда овамбоит – молибден-содержащий овамбоит – вольфрамсодержащий майкаинит, а также твёрдые растворы сфалерит – галлит. Гипогенная минерализация Цумеба возникла при замещении апотрахириолитовых топаз-содержащих вторичных кварцитов, которые в процессе рудоотложения были превращены в полевошпатовые (калишпатовые) кварциты = «псевдоаплиты» Ганса Шнейдерхёга и Пауля Рамдора.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

1. Болдырев А.К., Бетехтин А.Г., Годлевский М.Н., Григорьев Д.П., Киселёв А.И., Левицкий О.Д., Разумовский Н.К., Смирнов А.А., Соболев В.С., Успенский Н.М., Черных В.В., Шафрановский И.И. Курс минералогии. М.-Л.: ОНТИ. 1936. 1056 с.

2. *Волынский И.С., Логинова Л.А.* Сравнительная количественная характеристика оптических постоянных некоторых «розовых» сульфидов // Тр. ИМГРЭ. 1961. Вып. 6. С. 72-85.
3. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая) (ред. Г.Ф. Яковлев). М.: изд. МГУ. **1978**. 231 с.
4. *Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. М.: ИЛ. **1962**. 1132 с.
5. *Спиридонов Э.М.* Особенности состава блёклых руд в ассоциации с сульфосолями германия // Докл. АН СССР. **1987**. Т. 294. № 5. С. 1197-1199.
6. *Спиридонов Э.М.* О составе германита // Докл. АН СССР. **1987**. Т. 295. С. 477-481.
7. *Спиридонов Э.М.* Новые сульфидные минеральные фазы Ge-Mo-W колчеданно-полиметаллического месторождения Цумеб (Намибия) // Геология рудных месторождений. **1994**. Т. 36. № 4. С. 370-376.
8. *Спиридонов Э.М.* Майкаинит $Cu_{20}(Fe,Cu)_6Mo_2Ge_6S_{32}$ и овамбоит $Cu_{20}(Fe,Cu,Zn)_6W_2Ge_6S_{32}$ - новые минералы колчеданно-полиметаллических руд // Докл. РАН. **2003**. Т. 393. № 6. С. 1-4.
9. *Спиридонов Э.М.* Вулканогенные эпитеpmальные, мезотермальные, гипотермальные (ксенотермальные) месторождения золота и их минерально-геохимические особенности. В кн.: Вулканизм и геодинамика. Т. 2. Петропавловск-Камчатский. **2009**. С. 814-817.
10. *Спиридонов Э.М., Качаловская В.М., Бадалов А.С.* Разновидности колусита. О ванадиевом и ванадиево-мышьяковистом “германите” // Вестн. МГУ. Сер. геол. **1986**. № 3. С. 60-69.
11. *Спиридонов Э.М., Качаловская В.М., Ковачев В.В.* Германоколусит $Cu_{26}V_2(Ge,As)_6S_{32}$ - новый минерал // Вестн. МГУ. Геология. **1992**. № 6. С. 50-54.
12. *Спиридонов Э.М., Мурашко М.Н.* Генетическая минералогия Ge, Ga, W, Mo, V, Sn эндогенных руд колчеданно-полиметаллического месторождения Цумеб, Намибия. В кн.: Современная минералогия: от теории к практике. СПб.: **2010**. С. 277-279.
13. Чвилёва Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М., Агроскин А.С., Папаян Г.В., Виноградова Р.А., Лебедева С.И., Завьялов Е.Н., Филимонова А.А., Петров В.К., Раутиан Л.П., Свешникова О.Л. Справочник-определитель рудных минералов в отражённом свете. М.: Недра. **1988**. 505 с.
14. *Шнейдерхён Г.* Месторождения полезных ископаемых. М.: ИЛ. **1958**. 501 с.
15. *Bartelke W.* Die erzlagestätte von Tsumeb (Südwestafrika) und ihre mineralien // Der Aufschluss. **1976**. Bd. 27. S. 393-439.
16. *Gait R.I., Mandarino J.A.* Polytypes of tungstenite // Canad. Mineral. **1970**. Vol. 10. P. 729-731.
17. *Gebhard G.* Tsumeb, a unique mineral locality. Grossenseifen: GG Publishing. **1999**. 328 s.
18. *Geier B.H., Ottemann I.* New primary vanadium-, germanium-, gallium-, and tin-minerals from the Pb-Zn-Cu deposit Tsumeb, South West Africa // Mineral. Deposita. **1970**. Vol. 5. P. 29-40.
19. *Geier B.H., Ottemann I.* Briartit, das dritte Germaniumsulfid-Mineral aus der Erzlagerstätte Tsumeb // Neues. Jahrb. Mineral. Abh. **1972**. Bd. 118. S. 97-109.
20. *Geier B.H., Ottemann I.* Über Betehtinit von Tsumeb // Neues Jahrb. Mineral. Monatsch. **1973**. Bd. 9. S. 416-426.
21. *Haynes A.* A geochemical model for sulphide paragenesis and zoning in the Cu-Fe-As-S system Tsumeb, South West Africa, Namibia // Chem. Geol. **1984/1985**. Bd. 47. S. 183-190.
22. *Hurlbut C.S.* The wurtzite – greenockite series // Amer. Mineral. **1957**. Vol. 42. P. 184-190.
23. *Keller P.* Tsumeb // Lapis. **1984**. Bd. 9. N 7/8. S. 13-23, 52-63.
24. *Lindgren W.* Mineral deposits. 4th ed. N.Y.: McGraw-Hill Book Company, Inc. **1933**. 930 p.

25. *Lombaard A.E., Güttel A., Innes J., Krüger T.L.* The Tsumeb lead-copper-zinc-silver deposit, South West Afrika, Namibia. In: Mineral Deposits of Southern Africa. **1986**. P. 1761-1787.
26. *Moh G.H., Udubasa G.* Molybdenite – tungstenite solid solution series and phase relations in the Mo – W –S system // Chem. Geol. **1976**. Bd. 35. S. 327-335.
27. *Moritz H.* Die sulfidische erze der Tsumeb-mine vom ausgehenden bis zur XVI Sohle (-460 m) // Neues Jahrb. Mineral. Abh. **1933**. Bd. 67. S. 118-153.
28. *Ottemann I., Nuber B., Geier B.H.* A germanium and zinc bearing variety of mawsonite from the Tsumeb deposit // Chem. Erde. **1977**. Bd. 36. S. 110-137.
29. *Passchier C.W., Trouw R., Ribeiro A., Paciullo F.* Tectonic evolution of the southern Kaoko belt, Namibia // J/ African Earth Sci. **2002**. Vol. 35. P. 61-75.
30. *Pinch W.W., Wilson W.E.* TSUMEB! The world's greatest mineral locality // Mineral. Record. **1977**. Vol. 8. N 3. 128 p.
31. *Pufahl O.* «Germanite», ein germanium mineral und erz von Tsumeb, Süd-West Afrika // Metall. und Erz. **1922**. Bd. 19. S. 324-325.
32. *Schneiderhöhn H.* Die erzlagerstätten das Otaviberslandes, Deutsch-Südwest-Afrika // Metall und Erz. **1920**. Bd. 17. S. 203-302.
33. *Schneiderhöhn H.* Das Otavibersland und seine Erzlagerstätten // Zeitschrift für praktische Geology. **1929**. Bd. 37. S. 87-116.
34. *Schneiderhöhn H.* Zur erforschungsgeschichte der erze der Tsumeb-Mine und der geologischen verhältnisse des Otaviberslands, SW-Afrika // Neues Jahrb. Mineral. Mitt. **1958**. Bd. 6. S. 125-136.
35. *Sclar C.B., Geier B.H.* The paragenetic relationships of germanite and renierite from Tsumeb, South West Africa // Econ. Geol. **1957**. Vol. 52. P. 612-631.
36. *Söhnge P.G.* The Tsumeb story, pipe-like, massive-sulphide ore body appears to fill volcanic pipe in depth // Mining World. **1952**. Vol. 14. № 6. P. 22-24.
37. *Strunz H., Geier B.H., Seeliger E.* Gallit, CuGaS₂, das erste selbständige gallium - mineral und seine verbreitung in den erzen der Tsumeb und Kipushi mine // Neues Jahrb. Mineral. Monat. **1958**. S. 241-264.
38. *von Bezing L., Bode R., Jahn S.* Namibia. Minerals and localities. Bode Verlag GmbH: Haltern, Germany. **2007**. 856 p.