

کانه‌زایی، زمین شیمی عناصر خاکی کمیاب و ایزوتوپ‌های پایدار کربن - اکسیژن در کانسار طلای یگانلی، جنوب معدن زرشوران، میدان معدنی تکاب

بژمان ظفری ظفر آباد^۱، ابراهیم طالع فاضل^۲، مهرداد براتی^۲ و عباس اروچی^۲

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۳کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۷/۰۸

چکیده

کانسار طلای یگانلی به عنوان یکی از اندیس‌های مهم منطقه تکاب در جنوب کانسار زرشوران و فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شهرستان تکاب واقع شده است. از دیدگاه ساختاری، این ذخیره در حد فاصل پهنه سندج - سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد. منطقه مورد مطالعه از سه واحد سنگ‌چینه‌نگاری نئو پروتروزوئیک - کامبرین بالایی شامل، شیسیت و سرپنتینیت واحد ایمان‌خان، آهک و دولومیت واحد چالداغ و شیل و سیلتستون‌های سیاه واحد زرشوران، تشکیل شده است. کانی‌سازی بصورت رگه‌ای، افشان و برشی با راستای شمال - شمال‌خاوری به وسعت ۵ کیلومترمربع در میزبان شیل زرشوران و سنگ آهک چالداغ رخ داده است. پیریت، اسفالریت، سولفید آرسنیک، سینبار و سولفوسالت نقره مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی در منطقه هستند که اغلب با کانی‌های باطله فلوریت، کوارتز، کربنات، باریت و ژاسپروئید همراه می‌باشند. براساس شواهد زمین‌شیمی REE، بالا بودن مقادیر عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در فلوریت‌ها نشان‌دهنده تشکیل آنها در مراحل پایانی کانی‌سازی و ته‌نشست آنها از سیال گرمایی در مدت زمان کوتاه است. با توجه به حضور سنگ میزبان‌های آهکی و سیلتی در منطقه می‌توان انتقال REE توسط سیال در شرایط pH پایین را انتظار داشت. مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار کربن است. با توجه به حضور سنگ میزبان آهکی کانسار یگانلی حاکی از منشأ گرفتن سنگ میزبان منطقه از کربنات دریایی بوده که فرایند کربنات‌زدایی نیز در آنها رخ داده است. $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ و $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ در سنگ میزبان آهکی کانسار یگانلی حاکی از منشأ گرفتن سنگ میزبان منطقه از کربنات دریایی بوده که فرایند کربنات‌زدایی نیز در آنها رخ داده است.

کلیدواژه‌ها: زمین‌شیمی REE، ایزوتوپ پایدار کربن - اکسیژن، کانسار یگانلی، تکاب.

***نویسنده مسئول:** ابراهیم طالع فاضل

E-mail: tale.fazel@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

توزیع ذخایر طلا در تمام دوران‌های زمین‌شناسی گزارش شده، با این تفاوت که نسبت پراکندگی و عیار- تناژ آنها در زمان‌های مختلف از شدت یکسانی برخوردار نیست. سه دوره زمانی اصلی شامل آرکئن، پروتروزوئیک و فانروزوئیک برای رخداد ذخایر طلا معرفی شده است (Frimmel, 2008; Jensen and Barton, 2000). مهم‌ترین ذخایر طلای آرکئن شامل کانسارهای پلاسری و ذخایر سولفید توده‌ای با میزبان آتشفشانی بوده که به طور گسترده در کمرندهای گرانیتوئیدی-گرین‌استون دنیا تشکیل شده است (Griffin et al., 2013). ذخایر طلای پروتروزوئیک اغلب در کمرندهای خطی مرتبط با رخساره‌های شیسیت‌سبز در ساختارهای نیمه‌عمیق گزارش شده‌اند (Groves et al., 2003). ذخایر فانروزوئیک طلا با سنگ میزبانی از توالی‌های رسوبی دریایی در حاشیه فرورانش صفحات قاره‌ای و یا در پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند (Robert et al., 2007). کانسار زرشوران در ارتباط با فعالیت‌های رسوبی-گرمایی ناحیه‌ای تکاب شکل گرفته و از لحاظ ساختاری در حد فاصل بین پهنه سندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. بر اساس اکتشافات تفصیلی اخیر عیار آستانه ۰/۳ گرم در تن (معادل ۲۳ میلیون تن ذخیره احتمالی) و عیار حد ۴/۲۴ گرم در تن، معادل تناژ حدود ۹۸ تن طلا برای کانسار زرشوران برآورد شده است (مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۹۲).

کانسار طلای یگانلی با سنگ میزبان رسوبی در مختصات $36^{\circ}43'4''$ عرض شمالی و $47^{\circ}08'2''$ طول‌خاوری در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شهرستان تکاب واقع شده است. بر اساس گزارش‌های پی‌جویی مهندسین مشاور کاوشگران (۱۳۹۲) در محدوده کانسار زرشوران، تعداد ۶ اندیس/ذخیره طلا در یال‌های خاوری و باختری تاقدیس ایمان‌خان شناسایی و تعیین محدوده اکتشافی شده است. اندیس‌های ذکر شده شامل، کانسار چالداغ، اندیس خاوری، کانسار یگانلی ۱ و ۲ و اندیس‌های قینرجه ۱ و ۲ هستند. در این میان، کانسارهای طلای چالداغ و یگانلی پرمعيارترین آتومالی‌های معرفی شده در محدوده کانسار زرشوران هستند

۲- زمین‌شناسی

میدان معدنی تکاب در چهار گوش $1:250000$ تکاب (علوی‌نایینی و عمیدی، ۱۳۸۹) و ورقه $1:100000$ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۶) قرار دارد و بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران توسط نبوی (۱۳۵۵)، بخشی از زون البرز-آذربایجان است. منطقه زرشوران که کانسار مورد مطالعه در مجاورت آن قرار گرفته در بخش باختری گسل رانده تکاب جای گرفته است. از لحاظ چینه‌نگاری منطقه زرشوران یک حوزه دگرگونی پركامبرين بوده که توسط واحدهای کربناتی و شیل‌های اواخر پركامبرين و پس از آن دولومیت و سنگ آهک کامبرین - اردوویسین پوشیده شده است. پس از آن واحدهای سنگی کنگلومرا، مارن، توف و ماسه سنگ با سن ترشیری بر روی سنگ‌های قدیمی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های ولکانیکی میوسن اغلب شامل آندزیت و ریولیت هستند که با سازندهای الیگومیوسن دارای ناپیوستگی هستند. وضعیت توپوگرافی منطقه زرشوران و تکاب اغلب متأثر از وجود واحدهای جوان تراورتن با سن کواترنری است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۶) (شکل ۱).

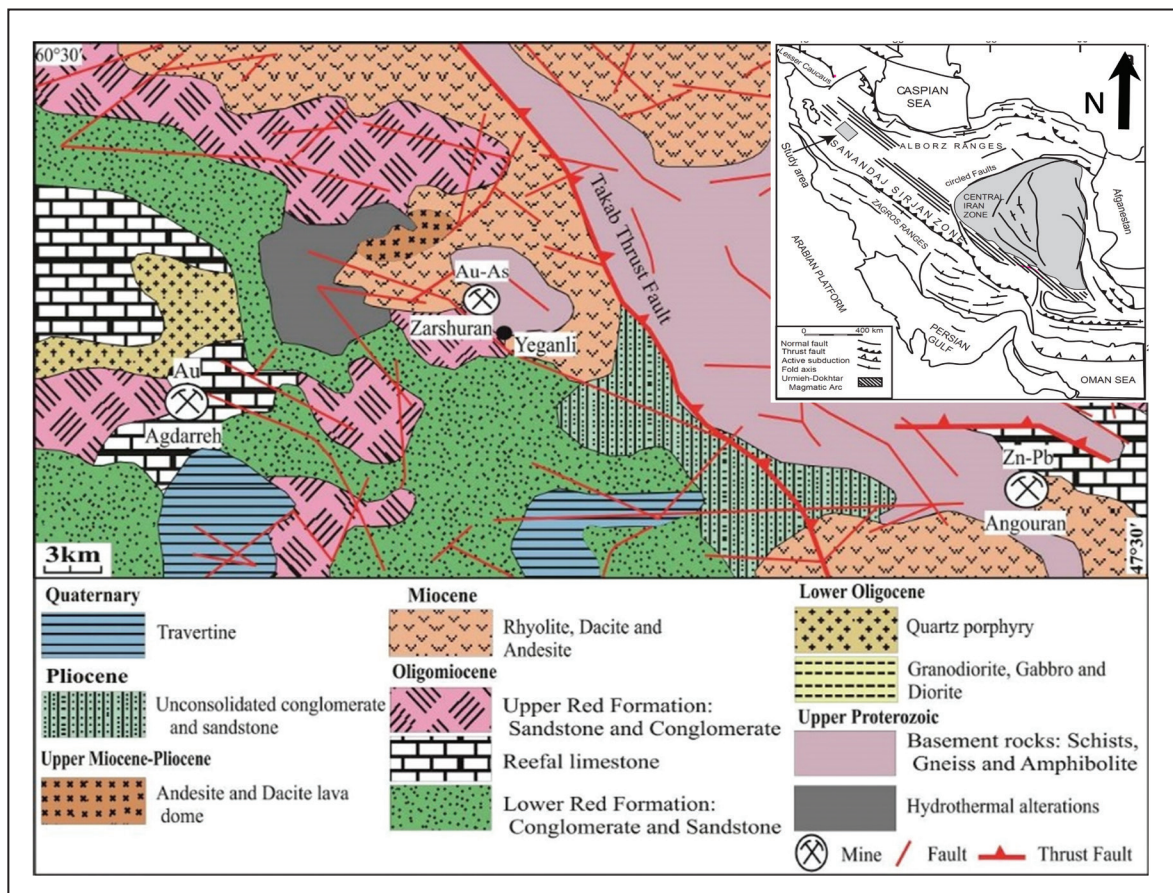
پی‌سنگ پركامبرين پسين، رخنمون غالب منطقه یگانلی را تشکیل می‌دهد

هستند. در منطقه مورد مطالعه دو گروه اصلی گسلی شامل گسل‌های شمال‌باختری و گسل‌های جنوب‌باختری، رخمون دارند.

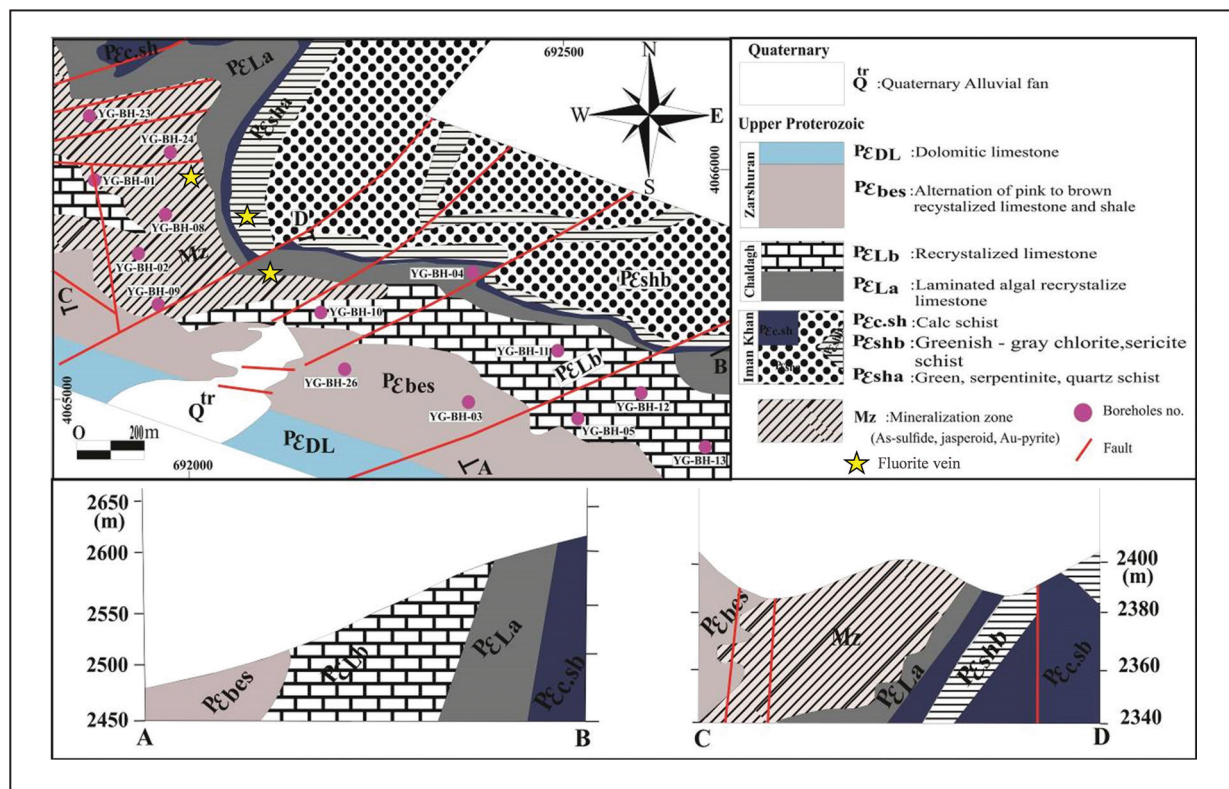
۳- روش مطالعه

مطالعات پتروگرافی با استفاده از ۵۰ مقطع نازک و نازک-صیقلی توسط میکروسکوپ نوری پلاریزان زایس مدل Axioplan2 انجام شد. پس از مطالعات کانی‌شناسی و انتخاب نمونه‌های مناسب، ۱۴ نمونه از رنگ‌های مختلف فلوریت برای تعیین عناصر خاکی کمیاب (REE)، توسط فناوری طیف‌سنج جرمی جفت‌شده پلاسمای القایی (ICP-MS) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، مورد تجزیه قرار گرفت. علاوه بر این، ۱۱ نمونه از واحدهای سنگی کوارتزپورفیری (۲ نمونه)، سیلستون (۴ نمونه) و سنگ آهک (۵ نمونه) با هدف دستیابی به عناصر خاکی کمیاب و مقایسه با ترکیب فلوریت‌ها، با همان روش در شرکت مطالعات مواد معدنی زرآرما تجزیه شدند. حد تشخیص تجزیه‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۱ ppm بوده و خطای تجزیه برای عناصر کمتر از ۱ ppm است. به منظور تکمیل مطالعات میکروسکوپی از تصاویر الکترون پس پراکنده (BSE) استفاده شد. همچنین برای تعیین منشأ سنگ میزان کربنات، تعداد ۵ نمونه سنگ آهک برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار کربن ($\delta^{13}C$) نسبت به استاندارد PDB و اکسیژن ($\delta^{18}O$) نسبت به استاندارد SMOW، به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه فلوریدا (آمریکا)، ارسال شد. دقت تجزیه برای ایزوتوپ‌های $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ برابر ± 0.2 پرمیل، گزارش شده است.

و از سنگ‌های دگرگونه شیست، گنیس و آمفیبولیت تشکیل شده که با یک دگرشیبی مشخص توسط لایه‌های قرمز الیگوموسن پوشیده می‌شوند. در برخی نقاط توالی مذکور زیر تراورتن‌های کواترن قرار گرفته است. همچنین این کانسار در بخش باختری گسل رورانه قینرجه-چهارطاق (موسوم به گسل تکاب) و در محل راندگی بلوک انگوران بر روی حوضه تکاب (یا شیرمرد) واقع شده است. کانسار یگانلی از سه واحد زمین‌شناسی مجزا به نام‌های واحد ایمان‌خان، واحد چالداغ و واحد زرشوران تشکیل شده است (صمیمی‌نمین، ۱۳۷۰؛ Mehrabi et al., 1999) (شکل ۲). واحد شیست ایمان‌خان با سن نئوپروتروزوئیک فوقانی قدیمی‌ترین واحد موجود در منطقه است. این توالی به سمت بخش‌های فوقانی و واحدهای جوانتر، شامل واحد کربناته چالداغ است که سن نئوپروتروزوئیک فوقانی تا کامبرین زیرین را داشته و مرز فوقانی این واحد در اغلب نقاط گسلی بوده و به واحد شیل زرشوران ختم می‌شود که سن معادل کامبرین زیرین را دارد و سنگ میزبان اصلی دگرسانی گرمایی و کانی‌سازی طلا می‌باشد. واحد شیل زرشوران در مواردی دچار دگرگونی درجه ضعیف شده و از شیست‌های متناوب خاکستری و تیره رنگ و میان لایه‌های آهکی همراه با بخش ماسه‌سنگی تشکیل شده است. کانسار طلای یگانلی به عنوان یکی از مهمترین و پرمیاری‌ترین اندیس‌های طلا در یال باختری تاقدیس ایمان‌خان قرار دارد. این تاقدیس دارای ۷ کیلومتر طول و ۲ کیلومتر عرض، با یک راستای NW-SE، شیب ۳۵-۵۰ درجه به سمت جنوب‌باختر و ۴۵-۷۰ درجه شمالی است. توالی سنگ‌های جوان‌تر کامبرین- اردوویسین به سمت قسمت جنوبی تاقدیس دارای رخمون



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده تکاب-تخت‌سلیمان و نمایش معادن اصلی انگوران (روی و سرب)، زرشوران (طلا و آرسنیک) و آق دره (طلا) در اطراف گسل اصلی تکاب (با تغییرات از Ghorbani, 2000).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ساده شده از کانسار یگانگی همراه با نیم رخ های عرضی A-B و C-D با راستای شمال خاوری-جنوب باختری (با تغییرات از مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۹۲). در این شکل موقعیت گمانه ها و پهنه کانه زایی (Mz) نشان داده شده است.

۴- کانه زایی

محتوای آرسنیک بیش از ۲ درصد وزنی در منطقه یگانگی شناسایی شد. پیریت اغلب همراه با باطله کوارتز و کمتر همراه با فلوریت، کلسیت و باریت رخ داده است.

۵-۲. اسفالریت

از دیگر سولفیدهای فراوان بعد از پیریت است. رخداد اسفالریت با بافت افشان در منطقه یگانگی به دو صورت شامل: ۱) اسفالریت بی شکل (ابعاد $< 1 \text{ mm}$) و ۲) به صورت درهم رشتی و ادخال در میزبان پیریت (ابعاد $5-2 \text{ }\mu\text{m}$) مشاهده شده است (شکل ۴- الف). اسفالریت ها اغلب همراه باطله های باریت، کلسیت و فلوریت مشاهده شد.

۵-۳. سولفیدهای آرسنیک (رالگار و اورپیمنت)

در کانسار یگانگی اغلب به صورت رگه-رگچه ای، عدسی شکل و پرکننده حفرات در میزبان شیل های سیاه ژاسپروئیدی مشاهده می شود. در نمونه های میکروسکوپی نوعی منطقه بندی نوسانی در اورپیمنت مشاهده شد (شکل های ۴- ت و ج). همچنین رالگار نیز با فراوانی کمتر از ۵ درصد حجمی، به صورت بلورهای بی شکل همراه با اورپیمنت مشاهده شد که می توان به وسیله شدت بازتابش پایین، رنگ خاکستری و بازتابش داخلی قرمز، از اورپیمنت تفکیک کرد.

۵-۴. طلا

در ذخایر مختلف می تواند به سه شکل محلول جامد نامرئی (Au^+), نانوذرات آزاد (Au^0) و یا همراه کانه های سولفیدی (Au^- و Au^{3+}), تشکیل شود (Palenik et al., 2004; Simon et al., 1999). در کانسار یگانگی طلا به صورت آزاد مشاهده نشد و طی مطالعات ریز کوالکترونی در میزبان کانه سولفیدی سینابار به صورت محلول جامد مشاهده شد.

کانه زایی طلا در منطقه یگانگی در سنگ میزبان های شیل و سیلتستون سیاه واحد زرشوران و سنگ آهک واحد چالداغ با راستای عمومی شمال-شمال خاوری به وسعت تقریبی ۵ کیلومترمربع، رخ داده است. کانی سازی در این منطقه از جنبه های مختلفی مشابه ذخایر طلای پراکنده در سنگ های رسوبی (Sediment-hosted disseminated gold deposits)، است. کانه زایی با ژئومتری افشان، رگه رگچه ای، فضا پرکن و برشی با کانه های فلزی پیریت، سولفید آرسنیک (اورپیمنت و رالگار)، اسفالریت و سینابار، شناخته می شود. کانی های باطله نیز شامل کوارتز، فلوریت، باریت، کلسیت، دولومیت، میکا، کلریت و کانی های کمیاب آپاتیت، زیرکن و مونازیت، هستند. کانه زایی رگه-رگچه ای که بخش عمده کانه زایی طلا همراه آن است با کانه های اصلی رالگار و اورپیمنت اغلب در سنگ میزبان واحد سیلتستون و شیل سیاه واحد زرشوران رخ داده است (شکل ۳). علاوه بر این، بخشی از کانه زایی پیریت و پیریت آرسنیک دار نیز در سنگ میزبان کربناته واحد چالداغ تشکیل شده که از تمرکز طلای کمتری برخوردار است (مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۹۲).

۵- کانی شناسی و بافت و ساخت

۵-۱. پیریت

با بافت افشان از فراوان ترین کانه های سولفیدی در کانسار یگانگی است. براساس شواهد میکروسکوپی و تجزیه های ریز کوالکترونی سه نسل از پیریت شامل: ۱) پیریت فراموئیدال (Py1) (ابعاد متغیر $10-1 \text{ }\mu\text{m}$), ۲) پیریت خوش وجه (Py2) (ابعاد متغیر $300-50 \text{ }\mu\text{m}$) و ۳) پیریت بی شکل تا نیمه شکل دار (Py3) (ابعاد $< 50 \text{ }\mu\text{m}$), در کانسار یگانگی تشخیص داده شد (شکل های ۴- الف و ب). طبق شواهد تجزیه کانی شناسی، پیریت آرسنیک دار نیز با ترکیب $\text{S}_2(\text{Fe}, \text{As})$ و

۵-۵. سینابار

از کانی‌های فرعی در کانسار یگانگی است که اغلب به صورت اذخال‌های بی‌شکل و ابعاد کوچکتر از ۲ میلی‌متر همراه با تجمعات بلوری کوارتز و دگرسانی آرتلیک مشاهده شد (شکل ۴-۴ پ). در کانسار یگانگی کانه سینابار به عنوان مهمترین میزبان طلا شناخته می‌شود.

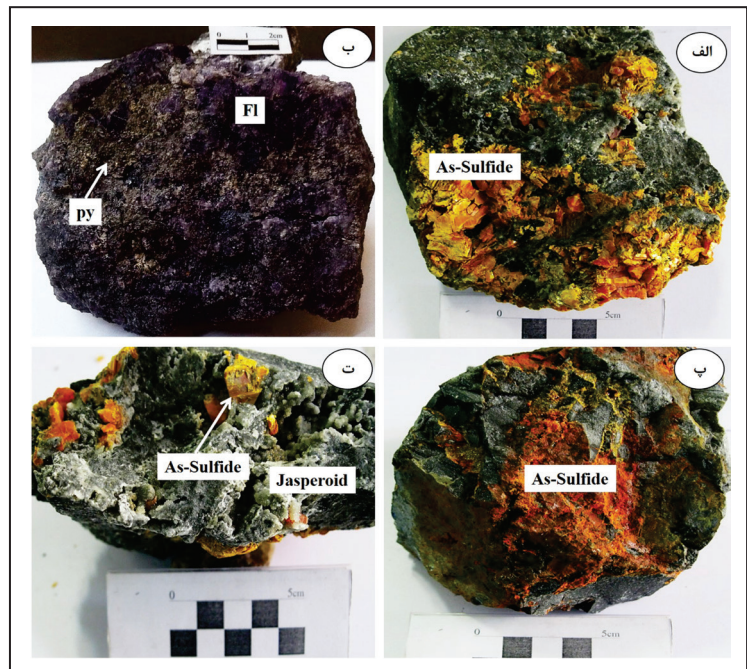
۵-۶. سولفوسالت نقره

از کانی‌های کیمیا در کانسار یگانگی است که به صورت افشان و ابعاد متغیر ۱۰ تا ۵۰ میکرون در میزبان کوارتزهای ژاسپروئیدی مشاهده شد (شکل ۴-ث). این

کانی توسط فناوری ریزکاوالکترونی در کانسار یگانگی شناسایی شد.

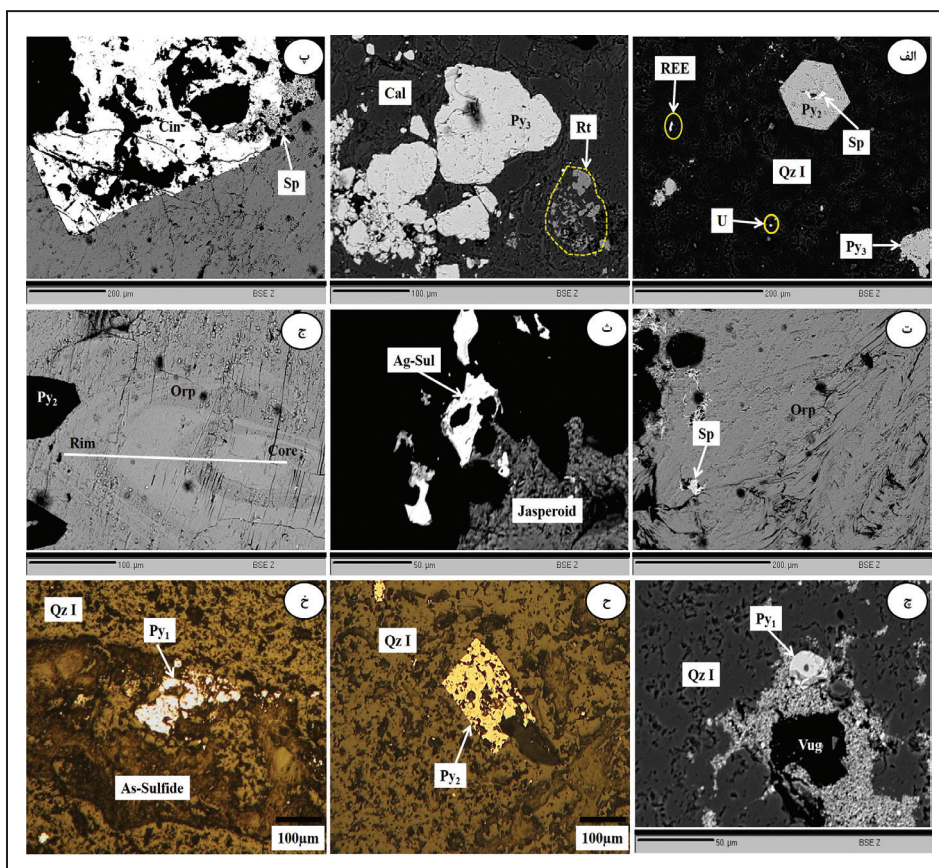
۵-۷. فلوریت

به عنوان باطله اصلی در کانسار یگانگی و به صورت رگه‌هایی با ضخامت متغیر ۰/۵ تا ۲ متر در شکستگی‌های فرعی با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و شیب ۴۵ درجه به سمت NNE در میزبان سنگ‌های کربناتی تشکیل شده است. فلوریت در نمونه دستی به صورت بلورهای خوش‌وجه تا تجمعات بی‌شکل توده‌ای در چهار طیف رنگی بنفش تیره و روشن، بی‌رنگ و سفید مشاهده شد.



شکل ۳- تصاویر نمونه دستی از کانسنگ طلا دار کانسار یگانگی شامل: الف) سولفید آرسنیک در میزبان سیلستون؛ ب) کانسنگ فلوریت- پیریت؛ پ) رخداد رالگار به صورت رگه‌ای در سیلستون؛ ت) رخداد سولفید آرسنیک به همراه ژاسپروئید. حروف اختصاری شامل: Py= پیریت، Fl= فلوریت.

شکل ۴- تصاویر میکروسکوپ نوری بازتابی و الکترونی از کانه‌زایی در منطقه یگانگی شامل: الف) پیریت‌های خوش‌وجه Py2 همراه با اذخال اسفالریت؛ ب) بلورهای پیریت Py3 همراه با تجمعات روتیل؛ پ) سینابار همراه با تجمعات بلوری اسفالریت؛ ت) اذخال‌های اسفالریت درون اورپیمنت؛ ث) سولفوسالت‌های نقره همراه با ژاسپروئید؛ ج) سولفیدهای آرسنیک دارای منطقه‌بندی که در مرکز بلور رالگار و به سمت حاشیه اورپیمنت همراه با پیریت Py2؛ چ) پیریت فرامبوئیدال Py1 در زمینه کوارتز؛ ح) تصویر میکروسکوپ نور بازتابی از پیریت نسل دوم در زمینه کوارتز؛ خ) تصویر میکروسکوپ نور بازتابی از پیریت فرامبوئیدال Py1 همراه با سولفید آرسنیک. حروف اختصاری شامل: Py= پیریت، As-Sulfide= سولفید آرسنیک، Sp= اسفالریت، Rt= روتیل، Cin= سینابار، U= اورانیم، Cal= کلسیت، REE= عناصر خاکی کیمیا، Qz= کوارتز، Rlg= رالگار و Vug= حفره. تصاویر الف تا ج توسط الکترون پس پراکنده (BSE)، تهیه شده است.



۵-۸. کوارتز

در مطالعات میکروسکوپی بلورهای کوارتز در ابعاد ریزبلور (کمتر از ۰/۱ mm)، متوسط بلور (۰/۳-۰/۷ mm) و درشت بلور (۰/۳-۰/۷ mm) مشاهده شد (شکل های ۴-۵ چ تا ح). کوارتز با بافت های رگه ای و حفره پرکن (با خاموشی موجی و مرزهای دنداندار و شعاعی) مشخص می شود. در اطراف رگه های کوارتز، تمرکز بالایی از کانه های سولفیدی مشاهده شد.

۵-۹. کلسیت

در مطالعات میکروسکوپی کلسیت با ابعاد درشت تا متوسط بلور و در مواردی به شکل رگه ای در زمینه سنگ میزبان مشاهده شد. در سنگ آهک های منطقه یگانگی در امتداد شکستگی ها و اطراف زون های کانه زایی فلوریت-سولفید، نوعی فرآیند کربنات زدایی انجام شده که نتیجه آن تشکیل کربنات های سست و پودری هستند که به دگرسانی کلسیت زدایی یا Decalcification موسوم است.

۵-۱۰. باریت و آراگونیت

در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی رخداد باریت به صورت تجمعات بلوری کشیده و شعاعی اغلب در حفرات خالی سنگ میزبان سیلستون مشاهده شد. باریت اغلب همراه با سولفوسالت نقره، ژاسپروئید و کلسیت رگه ای مشاهده می شود.

آراگونیت نیز همانند باریت با بلورهای کشیده و شعاعی به صورت پرکننده فضای خالی سنگ میزبان سیلستون مشاهده شد.

۵-۱۱. ژاسپروئید

در مطالعات میکروسکوپی به رنگ خاکستری و ابعاد بسیار ریزبلو دیده می شود. در محدوده یگانگی تجمعات ژاسپروئیدی را می توان به صورت پراکنده و خصوصاً در حواشی توده های کوارتزپورفیری و نیز زون کانی سازی مشاهده کرد. در محلول های گرمایی که در نزدیکی سطح زمین شروع به جوشیدن می نمایند، به دلیل کاهش سریع دما و بخار آب، محلول از سیلیس اشباع می شود و در نتیجه آمورف های سیلیس که اصطلاحاً ژاسپروئید نامیده می شوند، تشکیل می شود (Hofstra and Cline, 2000).

۶- مراحل رخداد کانسار

طبق شواهد کانه نگاری و ریزکاوالکترونی مجموعه کانی های مشاهده شده در کانسار یگانگی در سه مرحله دیاژنتیک، گرمایی و پس از کانه زایی، شکل گرفته اند (شکل ۵).

Minerals	Diagenetic stage	Hydrothermal stages			Post-Ore stage
		Early	Middle	Late	
Fe-carbonate					
Pyrite	Py1	Py2	Py3		
As-minerals					
Sphalerite					
Cinnabar					
Ag-Sulphosalt					
Invisible gold					
Quartz					
Fluorite			DPF	LPF-WF-CF	
Jasperoid					
Aragonite					
Barite					
Calcite veins					
Organic Meterials					
Muscovite/Illite					
Kaolinite					
Fe-Oxide					

شکل ۵- توالی پاراژنتیک کانسار یگانگی. حروف اختصاری شامل: Py= پیریت، DPF= فلوریت بنفش تیره، LPF= فلوریت بنفش روشن، WF= فلوریت سفید، CF= فلوریت بی رنگ.

۶-۱. مرحله دیازتیک

در این مرحله کوارتزهای نسل اول (Quartz I) و پیریت‌های فرامونیدال (Py1) در میزبان سنگ‌های کربنات آهن دار همراه با مواد آلی (organic matters)، تشکیل شده‌اند. مرحله گرمایی: مرحله اصلی کانه‌زایی که شامل سه زیرمرحله اولیه، میانی و پایانی است.

– **زیرمرحله اولیه:** کانی‌های غالب در این مرحله شامل پیریت‌های خوش‌وجه (Py2) و اسفالریت همراه با کوارتز و ادامه‌رخدادهای مواد آلی و ایلیت از سیال گرمایی است.

– **زیرمرحله میانی:** مرحله اصلی کانی‌سازی سولفیدی شامل پیریت‌های بی‌شکل- نیمه‌شکل دار (Py3)، سولفیدهای آرسنیک، سینابار، طلای نامرئی در میزبان سینابار، به همراه باطله فلوریت بنفش تیره (DPF) و ادامه رخدادهای کوارتز، مواد آلی و مسکویت است.

– **زیرمرحله پایانی:** در این مرحله سولفوسالت نقره همراه باطله‌های فلوریت بنفش روشن (LPF)، سفید (WF) و بی‌رنگ (CF) و ژاسپروئید، کلسیت رگه‌ای، آراگونیت، باریت و کائولینیت تشکیل شده است.

۶-۲. مرحله پس از کانه‌زایی

در این مرحله کانی‌سازی سوپرژن اکسید آهن تشکیل شد. توالی پاراژنتیک کانسار یگانی به‌طور شماتیک در شکل ۵ نشان داده شده است.

۷- بتروگرافی و زمین‌شیمی REE

۷-۱. سیلستون

در کانسار یگانی واحد میزبان سیلستون از کانی‌های کوارتز ریز تا متوسط بلور، ژاسپروئید و موسکویت‌های پراکنده تشکیل شده است (شکل‌های ۶-الف تا پ). بر اساس تجزیه‌های زمین‌شیمیایی، مجموع عناصر خاکی

کمیاب در واحد سیلستون بین ۵/۷ تا ۱۰۷/۳۶ ppm (میانگین ۴۷/۹۹ ppm)، بدست آمد. نسبت‌های La/Ho و La/Lu معیارهای مناسبی برای تفریق LREE از HREE هستند. بر این اساس، میانگین نسبت La/Ho برابر ۱/۱۶ و La/Lu برابر ۱/۳۵ بدست آمد. همچنین، تغییرات نسبت Eu/Eu* بین ۱/۸۹ تا ۳۶/۸۰ (میانگین ۱۱/۳۶) و Ce/Ce* بین ۰/۶۰ تا ۰/۸۱ (میانگین ۰/۷۲) در سیلستون‌های کانسار یگانی مشاهده شده است (جدول ۱).

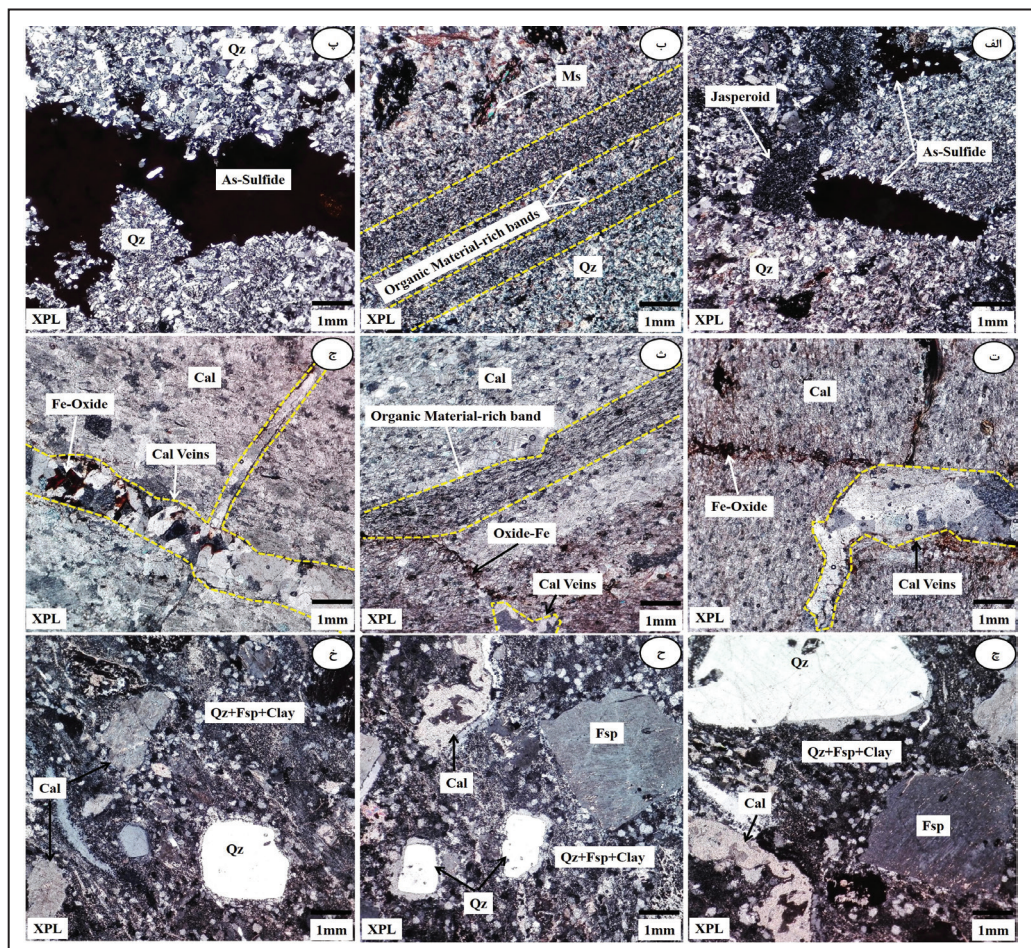
۷-۲. سنگ آهک

ترکیب این واحد در منطقه یگانی شامل کلسیت ریزبلور و کلسیت‌های درشت بلور ثانویه با ماهیت حفره پرکن است (شکل‌های ۶-ت تا ج). رگچه‌های کلسیتی در کانسارهای نوع کارلین اغلب بعد از کربنات‌زدایی و ایجاد تخلخل در سنگ میزبان توسط پر شدن فضاهای خالی ایجاد می‌شوند. مجموع عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های سنگ آهک بین ۱۱/۲ تا ۱۴/۷ ppm (میانگین ۱۲/۶۶ ppm) و میانگین نسبت‌های La/Ho و La/Lu به ترتیب برابر ۰/۶۲ و ۱/۱۰ بدست آمد. همچنین، تغییرات نسبت‌های Eu/Eu* در واحد سنگ آهک بین ۲/۵۳ تا ۱۷/۳۴ (میانگین ۹/۶۱) و Ce/Ce* بین ۰/۳۹ تا ۱/۰۱ (میانگین ۰/۶۵) به دست آمده است (جدول ۱).

۷-۳. کوارتز پورفیری

از دیدگاه پتروگرافی شامل بلورهای درشت کوارتز، آلکالی فلدسپار و موسکویت و زمینه ریزدانه کوارتز+آلکالی فلدسپار است (شکل‌های ۶-چ تا خ). مجموع عناصر خاکی در نمونه‌های واحد کوارتز پورفیری بین ۸۱/۷۸ تا ۲۱۱/۰۹ ppm (میانگین ۱۴۶/۴۳ ppm) است. نسبت‌های La/Ho و La/Lu به ترتیب برابر با ۰/۴ و ۱/۱۱ و نسبت Eu/Eu* برابر ۱/۱۲ تا ۲/۴۸ (میانگین ۱/۹۸) و Ce/Ce* برابر ۰/۸۲ تا ۰/۹۷ (میانگین ۰/۸۹)، بدست آمد که در جدول ۱ نشان داده شده است.

شکل ۶- تصاویر پتروگرافی از سنگ میزبان کانسار یگانی. الف) تشکیل سولفیدهای آرسنیک در زمینه کوارتز و ژاسپروئیدها؛ ب) سنگ‌میزبان سیلستون همراه با نوارهای ماده آلی؛ پ) کوارتزهای ریز تا متوسط بلور و نفوذ سولفیدهای آرسنیک در آن؛ ت و ج) بافت رگه‌ای کلسیت تأخیری در میزبان سنگ آهک؛ ث) نوارهای حاوی ماده آلی در میزبان واحد کوارتز پورفیری متشکل از درشت بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار. زمینه کلسیت+کوارتز+آلکالی فلدسپار. حروف اختصاری شامل (Qz=کوارتز، Fsp=فلدسپار، Cal=کلسیت، Fe-oxide=اکسید آهن، Cal-veins=رگه‌های کلسیت، As-sulfide=سولفید آرسنیک، Jasperoid=ژاسپر، material-rich band=نوارهای حاوی مواد آلی). کلیه تصاویر در نور عبوری متقاطع (XPL) است.



جدول ۱- مقادیر عناصر خاکی کمیاب (بر حسب ppm) و نسبت‌های عنصری آنها از سنگ میزبان‌های مختلف کانسار یگانگی.

Sample no.	YG115	YG78	YG35	YG36	YG02	YG49	YG30	YG31	YG32	YG33	YG34
Rock type	QP	QP	Silt	Silt	Silt	Silt	Lim	Lim	Lim	Lim	Lim
La	17.00	38.00	8.00	23.00	14.0	3.00	2.60	3.30	2.60	1.50	4.20
Ce	34.00	79.00	11.00	39.00	22.0	1.00	5.20	3.20	2.30	3.30	2.00
Pr	3.86	13.15	1.53	6.66	2.79	0.05	0.54	0.65	0.67	0.43	0.34
Nd	3.03	9.94	0.56	4.49	1.12	0.02	0.36	0.43	0.47	0.34	0.65
Sm	13.50	48.9	4.10	25.700	8.90	0.50	2.30	3.30	4.30	2.20	5.30
Eu	0.67	0.78	0.18	0.64	0.19	0.10	0.42	0.33	0.12	0.65	0.31
Gd	2.48	6.55	0.43	3.45	0.72	0.05	0.54	0.32	0.65	0.56	0.44
Tb	0.44	0.85	0.12	0.45	0.12	0.10	0.09	0.06	0.07	0.05	0.06
Dy	2.57	5.53	0.68	2.31	0.67	0.24	0.42	0.34	0.65	0.65	0.33
Ho	1.21	2.31	0.15	0.45	0.24	0.18	0.10	0.21	0.08	0.21	0.11
Er	1.31	3.02	0.27	0.69	0.25	0.05	0.21	0.27	0.43	0.32	0.28
Tm	0.22	0.41	0.05	0.06	0.05	0.08	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05
Yb	1.30	2.30	0.30	0.40	0.30	0.20	0.24	0.32	0.21	0.18	0.22
Lu	0.19	0.35	0.10	0.10	0.10	0.10	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03
ΣREE	81.78	211.09	27.47	107.41	51.45	5.67	13.11	12.79	12.64	10.48	14.32
Eu/Eu*	2.84	1.12	4.27	1.89	2.46	36.80	11.09	10.35	2.53	17.34	6.75
Ce/Ce*	0.97	0.82	0.73	0.73	0.81	0.60	1.01	0.50	0.40	0.95	0.39
La/Lu	1.01	1.22	0.90	2.59	1.58	0.34	0.98	1.86	0.73	0.34	1.58
La/Ho	0.36	0.43	1.38	1.32	1.51	0.43	0.67	0.41	0.84	0.19	0.99

Lim: limestone, Silt: siltstone, QP: quartz porphyry

۷-۴. فلوراسیار

تعداد ۵ نمونه از سنگ میزبان آهکی کانسار یگانگی اندازه‌گیری شد. نتایج تجزیه‌های ایزوتوپ کربن و اکسیژن در جدول ۳ نمایش داده شده است. مقادیر $\delta^{13}C_{V-PDB}$ از ۱/۱۸ تا ۵/۱۱ ‰ و مقادیر $\delta^{18}O_{V-PDB}$ از ۱۴/۳۹- تا ۶/۰۱- ‰ در نمونه‌های آهکی منطقه متغیر است (جدول ۳).

۹- بحث

۹-۱. زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب

الگوهای REE به‌نچار شده به شیل قبل آرکئن استرالیا (Post Archaean Australian Shale) توسط McLennan (1989) در نمونه‌های فلوریت و سنگ‌های میزبان در جزئیات دارای تفاوت‌های هستند، اما روندهای کلی مشابهی به نمایش گذاشته که می‌توان بیانگر همبستگی زایشی آنها باشد. ویژگی برجسته دیگر الگوهای REE به‌نچار شده آن است که نمونه‌های واحد کوارتزپورفیری دارای بیشترین مقادیر REE می‌باشند و منحنی‌های آنها بالاتر از نمونه‌های سیلتستون، سنگ‌آهک و فلوریت قرار می‌گیرد. نسبت La/Lu معیاری برای تفکیک LREE از HREE به شمار می‌رود. با توجه به نسبت La/Lu و الگوی توزیع REE نوعی غنی‌شدگی در محتوای LREE سنگ میزبان سیلتستون مشاهده می‌شود (شکل ۸). طبق مطالعات غنی‌شدگی نسبی در موقعیت LREE ناشی از مهاجرت REE در شرایط متوسط دما و pH پایین رخ داده است. این موضوع با توجه به دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال (متوسط $250^{\circ}C$ توسط Mehrabi et al., 1999) سازگار بوده و همچنین با توجه به حضور سنگ میزبان‌های آهکی و سیلتستون در منطقه نیز می‌توان انتقال REE توسط سیال در شرایط pH پایین را انتظار داشت. همان گونه که در الگوهای REE در شکل ۸ نشان داده شده، مقدار عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در فلوریت‌ها و سنگ میزبان آهکی تاحدوی

فلوریت به صورت رگ‌های با ضخامت متغیر بین ۰/۵ تا ۲ متر در شکستگی‌های محلی با راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و شیب ۴۵ درجه به سمت NNE در میزبان سنگ‌های کربناتی، تشکیل شده است. فلوریت‌های منطقه یگانگی به صورت بلورهای خوش‌وجه تا تجمعات بی‌شکل توده‌ای در چهار طیف رنگی بنفش تیره و روشن، بی‌رنگ و سفید مشاهده شد (شکل ۷). نتایج تجزیه زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب از این فلوریت‌ها در جدول ۲ نشان داده شده است. همان گونه که مشاهده می‌شود، مجموع مقادیر عناصر خاکی کمیاب (ΣREE) در فلوریت‌ها بین ۳ تا ۹/۸۲ ppm (میانگین ۵/۷۸ ppm) متغیر است که این میزان در فلوریت‌های بنفش (میانگین ۸/۳۷ ppm) به ترتیب بیشتر از فلوریت‌های بنفش روشن (میانگین ۵ ppm)، بی‌رنگ (میانگین ۴/۲۸ ppm) و سفید (میانگین ۳/۷۳ ppm)، است. نسبت La/Ho در فلوریت‌های بنفش تیره، بنفش روشن، بی‌رنگ و سفید به ترتیب برابر ۲/۴۶، ۲/۳۰، ۱/۶۷ و ۱/۰۷ و نسبت La/Lu برابر ۰/۲۲، ۰/۳۱، ۰/۲۰ و ۰/۱۳ به دست آمد (جدول ۲). افزون بر این، تغییرات نسبت Eu/Eu* در فلوریت‌های بنفش تیره بین ۱/۵۳ تا ۲/۷۵ (میانگین ۲/۳۰)، بنفش روشن بین ۱/۳۲ تا ۱/۹۷ (میانگین ۱/۷۲)، بی‌رنگ بین ۱/۳۰ تا ۲/۶۶ (میانگین ۲/۲۱) و سفید بین ۱/۵۰ تا ۲/۴۷ (میانگین ۲/۰) و نسبت Ce/Ce* در فلوریت‌های بنفش تیره بین ۱/۰۱ تا ۲/۱۶ (میانگین ۱/۶۰)، بنفش روشن بین ۰/۷۲ تا ۱/۹۰ (میانگین ۱/۰۶)، بی‌رنگ بین ۰/۶۷ تا ۰/۸۴ (میانگین ۰/۷۷) و سفید بین ۱/۰۳ تا ۱/۶۱ (میانگین ۱/۲۹)، به دست آمده است (جدول ۲).

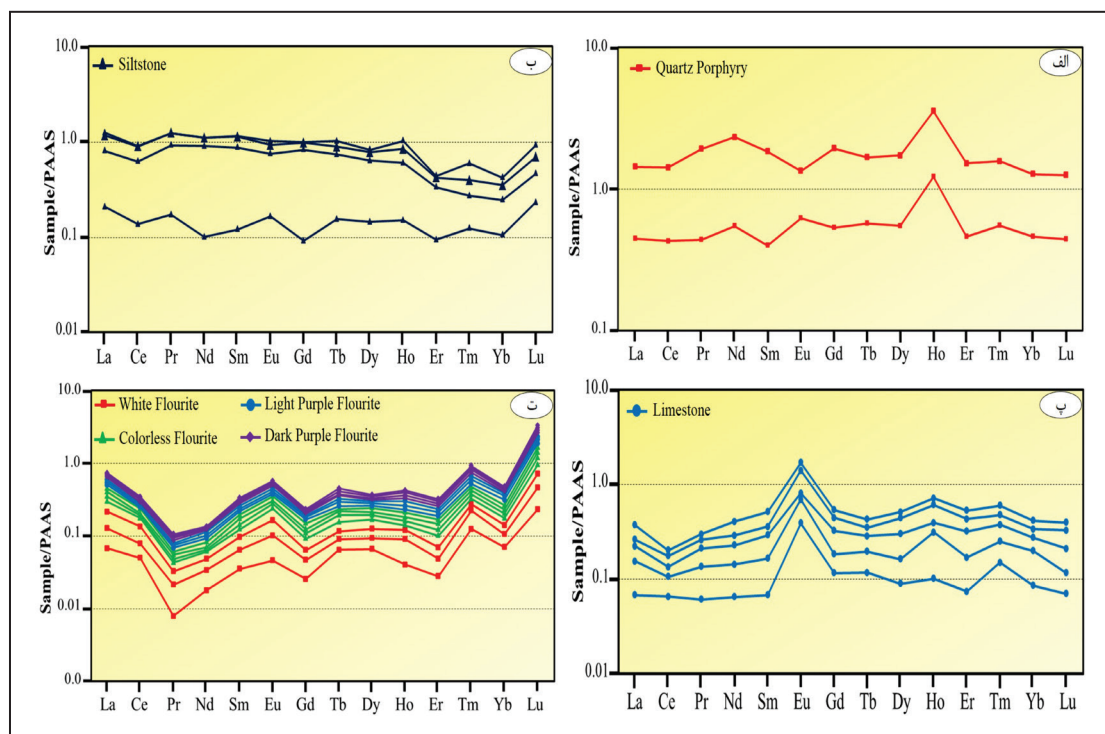
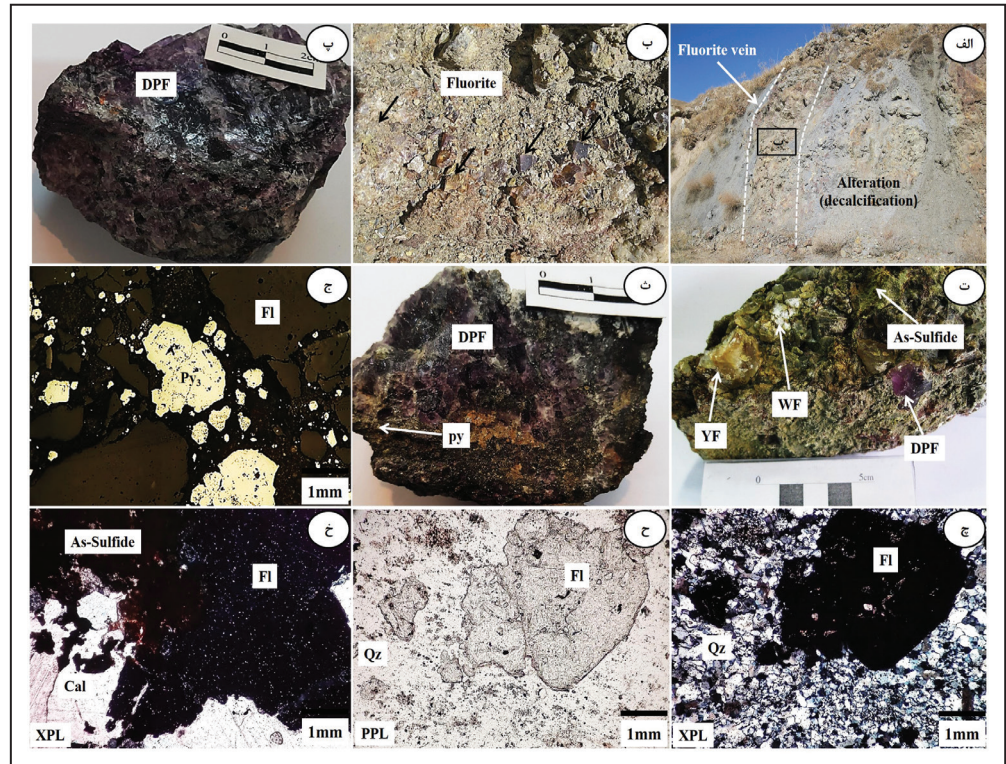
۸- ایزوتوپ‌های پایدار کربن - اکسیژن

مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن (O)، کربن (C) و گوگرد (S) اهمیت فراوانی در شناسایی منشأ، شرایط تشکیل کانسار و ترکیب سیال کانه‌دار دارد (Hoefs, 2015). به همین منظور، نسبت‌های ایزوتوپی $^{18}O/^{16}O$ و $^{13}C/^{12}C$ در

فلوریت‌ها نسبت به واحدهای سنگی کوارتزپورفیری، سیلتستون و سنگ آهک با توجه به غنی‌شدگی در موقعیت Eu و تهی‌شدگی نسبی در LREE حاکی از آنست که تشکیل فلوریت‌های منطقه بیشترین شباهت را با سنگ میزبان آهکی دارد (شکل ۸). علاوه بر آن، مقادیر عناصر خاکی کمیاب کل (ΣREE) در نمونه‌های فلوریت بیشترین شباهت را با مقادیر ΣREE در نمونه‌های سنگ آهک میزبان فلوریت دارد.

بیشتر از مقدار عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) است. بالا بودن مقدار HREE نشان دهنده‌ی تشکیل فلوریت در مراحل پایانی کانی‌سازی است. فلوریت‌های مرحله تأخیری غنی از HREE هستند (Möller et al., 1976; Hill et al., 2000). این نتیجه به نوبه خود بیانگر آن است که ته‌نشست فلوریت در کانسار یگانگی در مدت زمان نسبتاً کوتاهی اتفاق افتاده است. الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب در

شکل ۷- تصاویر کانی‌سازی فلوریت در منطقه یگانگی شامل: الف) رگه فلوریت همراه با دگرسانی کلسیت‌زدایی؛ ب) تصویر بزرگ شده شکل الف و نمایش بلورهای خوش‌وجه فلوریت؛ پ) تصویر نمونه دستی فلوریت بنفش تیره؛ ت) هم‌رشدی فلوریت‌های بنفش تیره، سفید و زرد؛ ث) نمونه دستی فلوریت‌های نسل اول همراه با پیریت؛ ج) تصویر میکروسکوپ نور بازتابی از رخداد پیریت‌های Py₃ در فضای خالی فلوریت‌های بنفش تیره (DPF)؛ چ و ح) تصویر میکروسکوپی فلوریت‌های بنفش تیره (DPF) در نور عبوری متقاطع و عادی؛ خ) رخداد فلوریت و کانی همراه کلسیت و سولفید آرسنیک در نور عبوری متقاطع. حروف اختصاری شامل (Qz=کوارتز، Cal=کلسیت، Fl=فلوریت، DPF=فلوریت بنفش تیره، YF=فلوریت زرد، WF=فلوریت سفید، Py=پیریت و As-Sulfide=سولفید آرسنیک).



شکل ۸- نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب کانسنگ فلوریت و سنگ میزبان‌های سیلتستون، سنگ آهک و کوارتزپورفیری در کانسار یگانگی (به‌نهار شده نسبت به شیل قبل آرکن استرالیا PAAS با استفاده از داده‌های McLennan, 1989).

جدول ۲- مقادیر عناصر خاکی کمیاب (بر حسب ppm) و نسبت‌های عنصری آنها از فلوریت‌های مختلف کانسار یگانلی.

Sample no.	YG72	YG42	YG41	YG73	YG70	YG34	YG71	YG71	YG42	YG34	YG71	YG38	YG39	YG40
Color	DPF	DPF	DPF	DPF	LPF	LPF	LPF	CF	CF	CF	CF	WF	WF	WF
La	2.60	2.30	3.40	3.10	2.00	2.10	1.85	2.00	1.50	1.90	1.80	1.30	1.20	1.00
Ce	4.00	2.30	4.50	3.30	1.20	1.10	2.50	1.20	1.00	0.9	1.20	2.10	1.30	1.00
Pr	0.07	0.12	0.10	0.09	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05
Nd	0.10	0.09	0.08	0.07	0.02	0.03	0.07	0.06	0.05	0.07	0.04	0.03	0.02	0.02
Sm	1.20	1.00	1.10	0.90	0.70	1.00	0.80	0.80	0.60	0.8	0.80	0.60	0.60	0.50
Eu	0.05	0.06	0.07	0.08	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03
Gd	0.12	0.10	0.08	0.13	0.08	0.07	0.12	0.09	0.07	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04
Tb	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03
Dy	0.31	0.13	0.15	0.20	0.12	0.09	0.14	0.08	0.10	0.09	0.08	0.07	0.09	0.08
Ho	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02
Er	0.08	0.06	0.06	0.09	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
Tm	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Yb	0.20	0.10	0.10	0.10	0.08	0.07	0.10	0.14	0.12	0.08	0.06	0.08	0.07	0.05
Lu	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10
ΣREE	8.97	6.47	9.82	8.23	4.52	4.78	5.90	4.69	3.79	4.22	4.42	4.56	3.64	3.00
Eu/Eu*	1.53	2.21	2.75	2.72	1.97	1.32	1.88	1.30	2.27	2.60	2.66	2.02	1.50	2.47
Ce/Ce*	2.16	1.01	1.78	1.44	0.88	0.72	1.90	0.74	0.84	0.67	0.84	1.61	1.22	1.03
La/Yb	0.96	1.70	2.51	2.29	1.85	2.21	1.37	1.05	0.92	1.75	2.21	1.20	1.27	1.48
Tb/Yb	0.92	0.73	0.73	1.10	1.37	1.05	0.37	0.52	0.92	0.92	1.83	0.46	1.57	2.20
Tb/La	0.95	0.43	0.29	0.48	0.74	0.47	0.27	0.50	0.99	0.52	0.83	0.38	1.24	1.49
La/Lu	0.29	0.26	0.35	0.35	0.23	0.24	0.21	0.23	0.17	0.21	0.18	0.15	0.14	0.11
La/Ho	1.68	1.19	2.94	4.02	2.59	2.72	1.60	2.59	1.30	1.23	1.55	1.12	0.78	1.30

WF: white fluorite, CF: colorless fluorite, LPF: light purple fluorite, DPF: dark purple fluorite

جدول ۳- ترکیب ایزوتوپ‌های کربن- اکسیژن از سنگ آهک میزبان کانه‌زایی در کانسار یگانلی.

Sample no.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$^{*}\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} (\text{‰})$
YG-01	5.11	-13.19	17.31
YG-02	1.28	-14.39	16.07
YG-03	2.57	-6.01	24.71
YG-04	4.95	-13.08	17.42
YG-05	1.18	-13.92	16.55

$$^{*}\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.03091 (\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}) + 30.91 \text{ (Friedman and O'Neil, 1977)}$$

است. از طرف دیگر نمونه‌هایی که ناهنجاری Eu منفی نشان می‌دهند بیانگر پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در سیال هستند (Constantopolous, 1988) که این موضوع در خصوص فلوریت‌های روشن در کانسار یگانلی صدق می‌کند. توضیح دیگری که برای وجود ناهنجاری منفی در نمونه‌های کوارتزپورفیری و سیلتستون ارائه شده، به دلیل احیای ترموشیمیایی Eu^{3+} به Eu^{2+} در دماهای بالا (بیش از 200°C) است (Schwinn and Markl, 2005). همچنین می‌توان گفت نمونه‌های فلوریت و سنگ آهک که دارای ناهنجاری Eu مثبت‌اند، احتمالاً در دماهای کمتر از 200°C متبلور شده‌اند.

منبع تأمین‌کننده فلور (F) برای کانی‌سازی فلوریت در منطقه یگانلی به طور دقیق مشخص نیست. با توجه به شباهت روند کلی الگوهای REE فلوریت و سنگ میزبان‌های کوارتزپورفیری، سیلتستون، سنگ آهک (نسبت LREE بیشتر از HREE) در شکل ۸ نشان می‌دهد که مقدار مجموع عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های فلوریت کمتر از این مقدار در نمونه‌های کوارتزپورفیری و سیلتستون

نسبت‌های $(\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_N / \sqrt{(\text{La}_N * \text{Pr}_N) \text{ Ce/Ce}^*})$ و $(\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_N / \sqrt{(\text{Sm}_N * \text{Gd}_N) \text{ Eu/Eu}^*})$ که نشان‌دهنده بزرگی ناهنجاری‌های Eu و Ce می‌باشند، در جداول ۱ و ۲ آورده شده است. ناهنجاری‌های Ce و Eu می‌توانند شاخص‌های مفیدی برای تفسیر فوگاسیته اکسیژن و همچنین دمای سیال گرمایی باشند (Constantopolous, 1988; Palmer and Williams-Jones, 1996; Williams-Jones et al., 2000). با توجه به شکل ۸ نمونه‌های سیلتستون، سنگ آهک (به جز یک نمونه) و فلوریت دارای ناهنجاری منفی Ce هستند. این ناهنجاری‌های منفی Ce بیانگر فوگاسیته‌ی اکسیژن بالا در منبع سیالات گرمایی بوده که باعث اکسیداسیون Ce^{3+} و عدم تحرک Ce^{4+} شده است (Constantopolous, 1988). عنصر Eu در نمونه فلوریت و سنگ آهک دارای ناهنجاری مثبت و در نمونه‌های کوارتزپورفیری و سیلتستون تعداد ۴ نمونه دارای ناهنجاری Eu منفی و تعداد ۲ نمونه دارای ناهنجاری Eu مثبت هستند. این ناهنجاری‌های مثبت نیز بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در سیال گرمایی

در مقابل Tb/La نشان می‌دهند و لذا از لحاظ خاستگاه همگی در یک محیط رسوبی- گرمابی تشکیل شده‌اند. همانطور که قبلاً اشاره شد، ΣREE در فلوریت‌های بنفش تیره (میانگین ۸/۳۷ ppm) به ترتیب بیشتر از فلوریت‌های بنفش روشن (میانگین ۵ ppm)، بی‌رنگ (میانگین ۴/۲۸ ppm) و سفید (میانگین ۳/۷۳ ppm) است. همچنین نسبت‌های La/Ho و La/Lu به ترتیب در فلوریت‌های بنفش تیره، بیشتر از فلوریت‌های بنفش روشن، بی‌رنگ و سفید است (جدول ۲). بر این اساس طبق مطالعات Sasmaz and Yavuz (2007) به نظر می‌رسد فلوریت‌های روشن در شرایط دما پایین و نسبت پایین فوگاسیته گاز اکسیژن (fO_2) تشکیل شده‌اند و احتمال تأثیر گرفتن فلوریت‌های با رنگ روشن از فرایند سردشدگی و اختلاط با آب‌های جوی کم دما طی مراحل پایانی کانه‌زایی وجود دارد. تشکیل سولفوسالت‌های نقره همزمان با فلوریت‌های بی‌رنگ و سفید در مراحل گرمابی پایانی از شواهد دیگر کاهش دمای ذخیره است.

۹-۳. منشأ کربنات‌ها

ترکیبات ایزوتوپی اکسیژن (O) و کربن (C) از واحد سنگ آهک کانسار یگانی، یک رابطه نزدیک میان فرایند کربنات‌زدایی و سنگ‌های کربناته می‌زبان را نشان می‌دهد (شکل ۱۰). مقادیر بدست آمده از $\delta^{13}C_{V-PDB}$ برای تعیین منشأ کربنات‌ها از محیط‌های مختلف شامل سنگ‌های آذرین و ماگمایی (۳۰- تا ۳-‰)، CO_2 اتمسفر (۱۱- تا ۷-‰)، پوسته قاره‌ای (۷- تا ۵-‰) و گوشته (۵- تا ۱۰-‰) گزارش شده است (Faure, 1977; Hoefs, 2015). همچنین مقادیر بالای $\delta^{13}C$ (۱۰- تا ۲/۶-‰) بیشترین شباهت را با منشأ رسوبات کربنات دریایی نشان می‌دهد (Clark and Fritz, 1997; Hoefs, 2015). به علاوه طبق مطالعات Hoefs (2015)، مقادیر بالای $\delta^{13}C$ (بیشتر از ۲/۶-‰) و نسبت مستقیم بین $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ و $\delta^{13}C_{V-PDB}$ ، تشکیل کربن توسط رسوبات کربناته را نشان می‌دهد. در کانسار یگانی، مقادیر $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ و $\delta^{13}C_{V-PDB}$ نزدیک به ترکیب کربنات‌های دریایی بوده و روند نمونه‌ها بیشتر با فرایند کربنات‌زدایی هماهنگ است. مقادیر $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ و $\delta^{13}C_{V-PDB}$ نمونه‌ها یک روند تقریباً موازی با محور $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ نشان می‌دهد که این روند گویای منشأ گرفتن کربنات از کربنات‌زدایی سنگ‌های می‌زبان است (Guo et al., 2018; Lorrain et al., 2003).

۱۰- نتیجه‌گیری

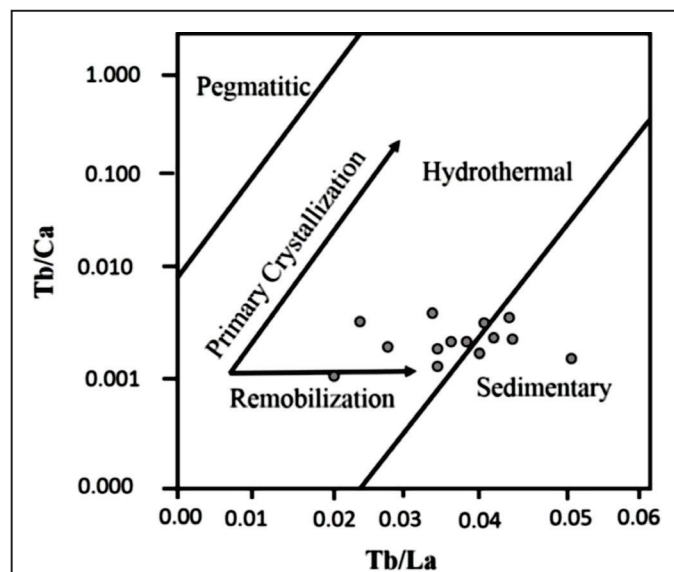
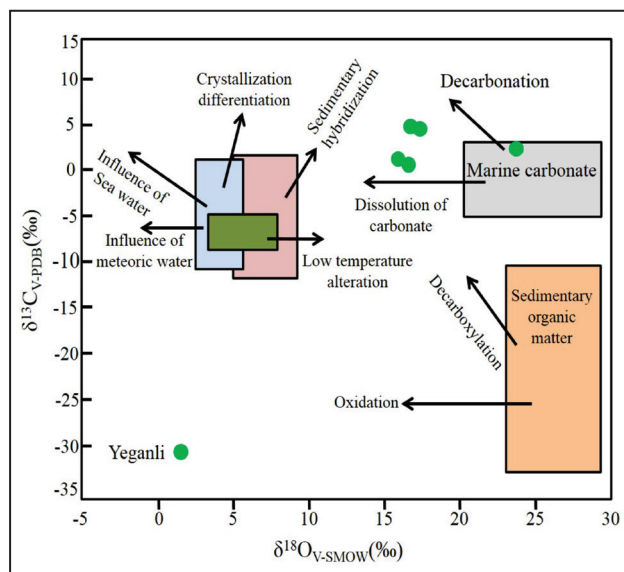
کانسار طلای یگانی با راستای شمال-شمال‌خاوری و وسعت تقریبی ۵ کیلومتر مربع در سنگ میزبان‌های شیل و سیلتستون سیاه واحد زرشوران و سنگ آهک واحد چالداغ، رخ داده است. کانی‌سازی سولفیدی در این کانسار با بافت‌های رگه‌ای، افشان و برشی همراه مجموعه کانی‌های پیریت، اسفالریت، سولفید آرسنیک، سینابار و سولفوسالت نقره همراه کانی‌های باطله فلوریت، کوارتز، کلسیت، باریت و ژاسپروئید تشکیل شده است. کانی‌سازی رگه‌ای فلوریت با راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور در میزبان سنگ آهک و آهک دولومیتی با رنگ‌های بنفش تیره، بنفش روشن، سفید و بی‌رنگ تشکیل شده که ΣREE در فلوریت‌های بنفش تیره (میانگین ۸/۳۷ ppm) به ترتیب بیشتر از فلوریت‌های بنفش روشن (میانگین ۵ ppm)، بی‌رنگ (میانگین ۴/۲۸ ppm) و سفید (میانگین ۳/۷۳ ppm) است. فلوریت‌های کانسار یگانی با یک روند موازی Tb/La و یک نسبت ثابت Ta/Ca در محیط گرمابی و رسوبی قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده رخداد تبلور ثانویه در هنگام تشکیل است. با توجه به مراحل رخداد کانه‌زایی، بنظر می‌رسد فلوریت‌های روشن در شرایط دما پایین و نسبت پایین فشار اکسیژن (fO_2) تشکیل شده‌اند و احتمال تشکیل این فلوریت‌ها از فرایندهای سردشدگی و اختلاط با آب‌های جوی کم دما طی مراحل پایانی کانه‌زایی وجود دارد. در کانسار یگانی، مقادیر $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ و $\delta^{13}C_{V-PDB}$ واحد کربنات می‌زبان کانه‌زایی نزدیک به ترکیب کربنات‌های دریایی قرار می‌گیرد که روند نمونه‌ها بیشتر با فرایند کربنات‌زدایی در منطقه هماهنگ است.

است. مقدار ΣREE نمونه‌های فلوریت با ΣREE نمونه‌های سنگ آهک دارای الگوی رفتاری مشابه هستند که احتمال منشأ گرفتن REE‌ها و فلونور از ترکیب این سنگ وجود دارد. فلونور تحرک بیشتری نسبت به REE دارد و بنابراین احتمالاً به آسانی به وسیله محلول‌های گرمابی از آهک شسته شده و سپس به صورت رگه‌ای در شکاف‌های سنگ آهک یا به صورت جانشینی در میزبان سنگ آهک ته‌نشین شده است (Constantopolous, 1988; Sasmaz et al., 2005). همانطور که در ادامه بحث آمده است، سنگ میزبان آهکی کانسار یگانی از کربنات‌های دریایی و فرایند کربنات‌زدایی سنگ میزبان تشکیل شده که این فرایند کربنات‌زدایی، آهن لازم برای تشکیل سولفیدهای آهن نظیر پیریت را فراهم می‌سازد و معمولاً در کانسارهای نوع کارلین، تشکیل طلا با مرحله کربنات‌زدایی و سولفیداسیون همراه است (Hofstra and Cline, 2000). فلوریت هم‌زمان با کانه‌زایی طلا و فرایند کربنات‌زدایی دیده نمی‌شود و تاکنون ارتباط بین تشکیل فلوریت و کانه‌زایی طلا در کانسارهای طلا نامشخص باقی‌مانده است (Williams-Jones et al., 2000). به نظر می‌رسد فلوریت حاصل یک رخداد گرمابی درجه حرارت پایین در مراحل پایانی کانه‌زایی باشد.

۹-۲. خاستگاه فلوریت‌ها

یکی از مناسب‌ترین روش‌ها به منظور دستیابی به خصوصیات فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل و تعیین خاستگاه ژنتیکی فلوریت‌ها، استفاده از الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب در آنها است (Schwinn and Markl, 2005). این الگو در سیالات گرمابی حاوی یون فلور (F^-) تحت تأثیر دو سازوکار جذب سطحی و تشکیل کمپلکس رخ می‌دهد که در آن با افزایش pH و کاهش دما از شرایط جذب سطحی کاسته شده و کمپلکس‌زایی غالب می‌شود (Bau and Dulski, 1995). در شرایط رخداد جذب سطحی (pH پایین و دمای بالا) مقادیر LREE در سیال حاوی فلوریت افزایش می‌یابد، در حالی که در شرایط کمپلکس‌زایی نوعی تهی‌شدگی در LREE مشاهده شده و طی آن مجموعه HREE پیوند قوی‌تری با یون F^- ایجاد می‌کند (Li and Zhou, 2018). همانطور که اشاره شد، مجموع REE در فلوریت‌های یگانی از ۳ تا ۹/۸۲ متغیر است که این محتوای نسبتاً پایین را مرتبط با شرایط تشکیل فلوریت در محیط‌های رسوبی در نظر می‌گیرند (Sasmaz et al., 2005; Sánchez et al., 2010). عناصر Tb و La به شدت بوسیله فلوریت تفکیک می‌شوند و نمودار نسبت‌های Tb/Ca در مقابل Tb/La (شکل ۹)، به منظور تشخیص محیط تشکیل و درجه‌ی تفریق فلوریت‌های آذرین، رسوبی و گرمابی مورد استفاده قرار گرفته است (Möller et al., 1976; Möller, 2001). در نتیجه تفاوت پایداری کمپلکس‌های عناصر خاکی کمیاب، فلوریت اولیه غنی از La و فقیر از Tb شدند (نسبت Tb/La کمتر). با پیشرفت تبلور، غلظت فلونور در سیال به سرعت کاهش یافته که منجر به تجزیه TbF^{2+} و دیگر کمپلکس‌های فلونوری عناصر خاکی کمیاب می‌شود. از آنجا که بیشتر La قبلاً جذب شده است، فلوریت تأخیری نسبتاً غنی از Tb شده و این فلوریت نسبت Tb/La بیشتری خواهد داشت.

نسبت Tb/Ca یک شاخص محیطی است. محتوای عناصر خاکی کمیاب فلوریت با تغییر غلظت کلسیم که تابعی از محیط تشکیل است، تغییر می‌کند. بالاترین نسبت‌های Tb/Ca در فلوریت‌های پگماتیتهی گزارش شده است. پایین‌ترین نسبت‌ها در فلوریت با منشأ رسوبی یافت می‌گردد، زیرا در این محیط مقدار عناصر خاکی کمیاب به مقدار این عناصر در آب دریا نزدیک است. فلوریت گرمابی با غلظت‌های عناصر خاکی کمیاب متوسط، نسبت‌های Tb/Ca متوسط را دارا می‌باشند (Möller et al., 1976). طبق شکل ۹ فلوریت‌های کانسار یگانی با یک روند موازی Tb/La و یک نسبت ثابت Ta/Ca در محیط گرمابی و رسوبی قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده رخداد تبلور ثانویه در هنگام تشکیل است. در طول تحرک مجدد فلوریت، همه HREEs در محلول باقی می‌مانند و عناصر متحرک (مانند La) با فاز جامد به تبادل یونی می‌پردازند (Möller et al., 1976). لازم به ذکر است که کلیه فلوریت‌های کانسار یگانی صرفنظر از تنوع رنگی از لحاظ شیمیایی روند مشابهی را در نمودار دوتایی Tb/Ca



شکل ۱۰- نمودار مقادیر $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ در مقابل $\delta^{13}C_{V-PDB}$ از سنگ میزبان کربناتی کانسار یگانلی. در این نمودار نمایش محیط‌های مختلف زمین‌شناسی منشأ کربنات‌ها و موقعیت نمونه‌های کانسار یگانلی نشان داده شده است. محدوده‌ها بر اساس Taylor and McLennan (1985) و Hoefs (2015) تعیین شده است. (ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های یگانلی در شکل به صورت دایره‌های سبز رنگ نمایش داده شده است).

شکل ۹- نمودار دوتایی نسبت‌های Tb/Ca در برابر Tb/La (Möller et al., 1976) و موقعیت فلوریت‌های کانسار طلای یگانلی در آن. همان گونه که مشاهده می‌شود فلوریت‌های منطقه یگانلی در نتیجه تحرک مجدد از سیال گرمایی تشکیل شده است.

کتابکاری

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۶- بر گره زمین‌شناسی تخت سلیمان در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
صمیمی‌نمین، م.، ۱۳۷۰- اکتشاف مقدماتی و اولیه در کانسار زرشوران، مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۰ ص.
علوی نایینی، م. و عمیدی، م.، ۱۳۸۹- چهار گوش زمین‌شناسی تکاب در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۹۲- گزارش پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی در اطراف معدن طلای زرشوران، ۴۹۹ ص.
نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیاچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

References

- Bau, M. and Dulski, P., 1995- Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviors in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contrib Mineral Petrol*, 119, 213–223. DOI: 10.1007/ BF00307282
Clark, I. D. and Fritz, P., 1997- *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, New York, pp. 1–328. DOI: 10.1201/9781482242911/
Constantopolous, J., 1988- Fluid inclusions and rare earth element geochemistry of fluorite from south-central Idaho. *Econ Geol*, 83, 626–636. DOI: 10.2113/gsecongeo.83.3.626
Faure, G., 1977- *Principles of Isotope Geology*, 2nd edition. John Wiley and Sons, New York, pp. 1–589. DOI: 5648561
Friedman, L. and O'Neil, J. R., 1977- Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.* 440-KK. DOI: 10.3133/pp440KK
Frimmel, H. E., 2008- Earth's continental crustal gold endowment. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 45–55. DOI: 10.1016/j.epsl.2007.11.022
Ghorbani, M., 2000- Petrological study of Cenozoic-Quaternary magmatic rocks and metallogeny of Takab area. Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, 430 p.
Griffin, W. L., Begg, G. C. and O'Reilly, S. Y., 2013- Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nature Geoscience*, 6, 905–910. DOI: 10.1130/B30253.1
Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Robert, F. and Hart C. J. R., 2003- Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Econ Geol*, 98, 1–29. DOI: 10.1144/080-764901-0016/
Guo, L., Hou, L., Liu, S. and Nie, F., 2018- Rare earth elements geochemistry and C–O isotope characteristics of hydrothermal calcites: implications for fluid-rock reaction and ore-forming processes in the Phapon gold deposit, NW Laos. *Minerals* 8, 2–22. DOI: 10.3390/min8100438.

- Hill, G. T., Andrew, R. C. and Philip, R. K., 2000- Geochemistry of southwestern New Mexico fluorite occurrences: implications for precious metals exploration in fluorite-bearing systems. *Jour of Geochem Expl*, 68, 1–20. DOI: 10.22071/gsj.2018.88934.1146.
- Hoefs, J., 2015- Stable Isotope Geochemistry, 7th edition. Springer, Heidelberg, pp. 1–285.
- Hofstra, A. H. and Cline, J. S., 2000- Characteristics and models for Carlin type gold deposits. *Reviews in Econ Geol*, 13, 163–220. DOI: 10.1016/0375-6742(76)90042-X.
- Jensen, E. P. and Barton, M. D., 2000- Gold deposits related to alkaline magmatism, in *Society of Economic Geologists Reviews in Econ Geol*, 13, 279–314. DOI: 10.11302007/fld010(04).
- Li, X.C. and Zhou, M. F., 2018- The nature and origin of hydrothermal REE mineralization in the Sin Quyen deposit, northwestern Vietnam. *Econ Geol*, 113, 645–673. DOI: 10.1007/s001263-00914-019-.
- Lorrain, A., Savoye, N., Chauvaud, L., Paulet, Y. M. and Naulet, N., 2003- Decarbonation and preservation method for the analysis of organic C and N contents and stable isotope ratios of low-carbonated suspended particulate material. *Anal Chim Acta*, 491, 125–133. DOI: 10.1016/S00038-00815(03)2670-
- McLennan, S. M., 1989- Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Ed. by B.R. Lipin & G.A. McKay, *Miner. SOC. Am. Short Course*, 21, 169–200. DOI: 10.4236/gep.2016.46006.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cann, J. R., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Miner Deposita*, 34, 673–696. DOI: 10.22071/gsj.2017.53971.
- Möller, P., 2001- The behavior of REE and Y in water-rock interactions. *Water Rock Interact*, 1–2, 989–992. DOI: 10.1134/S1819714016060026.
- Möller, P., Parekh, P. and Schneider, J., 1976- The application of Tb/Ca–Tb/La abundance ratios to problems of fluor spar genesis. *Miner Deposita*, 11, 111–116. DOI: 10.1007/BF00203098.
- Möller, P., Parekh, P. P. and Schneider, H. J., 1976- The application of Tb/Ca–Tb/La abundance ratios to problems of fluor spar genesis. *Miner Deposita*, 11, 111–116. DOI: 10.1007/BF00203098.
- Palenik, C. S., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S. E., Wang, L. M. and Ewing, R. C., 2004- Invisible gold revealed: direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *American Mineralogist*, 89, 1359–1366. DOI: 10.1016/j.rgg.2010.12.014.
- Palmer, D. A. S. and Williams–Jones, A. E., 1996- Genesis of the carbonate-hosted fluorite deposit at Amba Dongar, India: evidence from fluid inclusions, stable isotopes and whole rock–mineral geochemistry. *Econ Geol*, 91, 934–950. DOI: 10.1016/s0899.
- Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B. T., Dobak, P. J., McEwan, C. J., Rowe, R. R. and Zhou, X., 2007- Models and exploration methods for major gold deposit types. In “*Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*” edited by B. Milkereit, 2007, 691–711. DOI: 10.1071/EG11036.
- Sánchez, V., Cardellach, E., Corbella, M., Vindel, E., Martín-Crespo, T. and Boyce, A. J., 2010- Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data. *Ore Geol Rev*, 37, 87–100. DOI: 10.1134/S0016702916090056.
- Sasmaz, A. and Yavuz, F., 2007- REE geochemistry and fluid-inclusion studies of fluorite deposits from the Yaylagözü area (Yıldızeli-Sivas) in Central Turkey. *N. Jb. Miner. Abh*, 183, 215–226. DOI: 10.11270077/2007/7757-0077/.
- Sasmaz, A., Yavuz, F., Sagioglu, A. and Akgul, B., 2005- Geochemical patterns of the Akdagmadeni (Yozgat, Central Turkey) fluorite deposits and implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 469–479. DOI: 10.1134/S0016702915010061.
- Schwinn, G. and Markl, G., 2005- REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chem Geol*, 216, 225–248. DOI: 10.10075-31733-319-3-978/
- Simon, G., Huang, H., Penner-Hahn, J. E., Kesler, S. E. and Kao, L., 1999- Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite. *American Mineralogist* 84, 1071–1079. DOI: 10.2138/am-1999809-7-.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: It's composition and evolution. Oxford, Blackwell Scientific, 32p. DOI: 10.1002/gj.3350210116
- Williams–Jones, A. E., Samson, I. M. and Olivo G. R., 2000- The genesis of hydrothermal fluorite–REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Econ Geol*, 95, 327–342. DOI: 10.2113/gsecongeo.95.2.327.

Mineralization, REE geochemistry, and C-O stable isotopes of the Yeganli gold deposit, southern Zarshuran mine, Takab orefield

P. Zafari¹, E. Tale Fazel^{2*}, M. Barati² and A. Oroji³

¹M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

³M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Received: 2019 March 19

Accepted: 2019 September 30

Abstract

The Yeganli gold deposit is one of the important indices of the Takab orefield is located in the southern Zarshuran deposit and 42 km north of Takab Province. Based on structural subdivision of Iran, this deposit is situated between the Sanandaj-Sirjan zone and Uremia-Dokhtar magmatic arc. Study area is composed of three Neoproterozoic lithostratigraphic units, including, schist and serpentinite (Iman-Khan unit), limestone and dolomite (Chaldagh unit) and black shale and siltstone (Zarshuran unit). Mineralization occurs as vein-type, disseminated and breccia with a NNE-trending and 5 km² thickness in the Zarshuran shale and Chaldagh limestone host rocks. Pyrite, sphalerite, arsenic sulfide, cinnabar and Ag-sulfosalt are the most important sulfide minerals in the area, which often occurs with fluorite, quartz, carbonate, barite and jasperoids gangue minerals. Rare earth element (REE) geochemistry evidences shows that HREE enrichment in fluorites indicates their formation in the late stages of mineralization and their deposition by hydrothermal fluid over a relatively short period of time. Due to the presence of calcareous and siltstone host rocks in the area, REE can be expected to be carried out by the hydrothermal fluid under low pH conditions. The values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ isotopes in the limestone host rock of the Yeganli deposit indicate the origin of the host rock of the marine carbonate, which was affected by decarbonation process.

Keywords: REE geochemistry, C-O stable isotope, Yeganli deposit, Takab.

For Persian Version see pages 111 to 122

*Corresponding author: E. Tale Fazel; E-mail: tale.fazel@gmail.com