

بررسی نقش اختلاط شاره‌های ماگمایی و جوی در کانه‌زایی کانسار چند فلزی شوراب (جنوب فردوس) با استفاده از شواهد ژئوشیمی ایزوتوپی و میکرو دماسنجی

بهزاد مهربانی، ابراهیم طالع فاضل*

گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۰/۱۳، نسخه نهایی: ۸۹/۵/۱۶)

چکیده: کانسار چندفلزی شوراب در ۷۷ کیلومتری جنوب شهرستان فردوس و در شمال زون ساختاری لوت قرار دارد. زمین‌شناسی منطقه شامل سنگ‌های رسوبی ژوراسیک از جمله شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک، سنگ‌آهک بادامو و سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های کم عمق آهکی - قلیایی ترشیری به‌عنوان سنگ‌میزبان کانی‌سازی گرمایی شامل آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت است. کانی‌سازی در این سنگ‌ها با دو روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق و شرقی - غربی در گسل‌ها و شکستگی‌ها شکل گرفته است. مهم‌ترین کانه‌های سولفیدی شامل گالن، اسفالریت، استینیت، کالکوپیریت و پیریت است که غالباً به‌صورت بافت شکافه‌پرکن، رگه‌ای و نواری دیده می‌شوند. به‌طور کلی، کانی‌سازی در منطقه طی دو مرحله شامل کانی‌سازی عناصر سولفیدی فلزات پایه (Pb>Zn>Cu) به‌همراه پیریت‌های نسل اول و مرحله دوم شامل مجموعه کانی‌های آنتیموان (استینیت، کالکواستینیت، تتراهدريت و بورنویت) همراه با مقادیر کم آرسنوپیریت و پیریت نسل دوم دیده می‌شود. بررسی‌های شاره‌های درگیر بر روی کوارتزهای همراه با کانی‌سازی و اسفالریت‌ها نشان‌دهنده ی دمای همگن شدن بین ۱۱۴ تا ۲۷۵°C و شوری ۴/۲ تا ۱۷/۷ درصد وزنی نمک طعام است. ژئوشیمی ایزوتوپی اکسیژن (نسبت به SMOW) بین ۱۲/۵ تا ۱۴/۸ ‰ (با میانگین ۱۳/۶ ‰) قرار می‌گیرد که به‌نظر می‌رسد شاره‌ی کانه‌ساز حاصل اختلاط شاره‌های جوی و ماگمایی در منطقه است. بنابر این بررسی به‌نظر می‌رسد اختلاط، سردشدگی و واکنش آب-سنگ از مهم‌ترین عوامل موثر در تشکیل کانسار چندفلزی شوراب هستند.

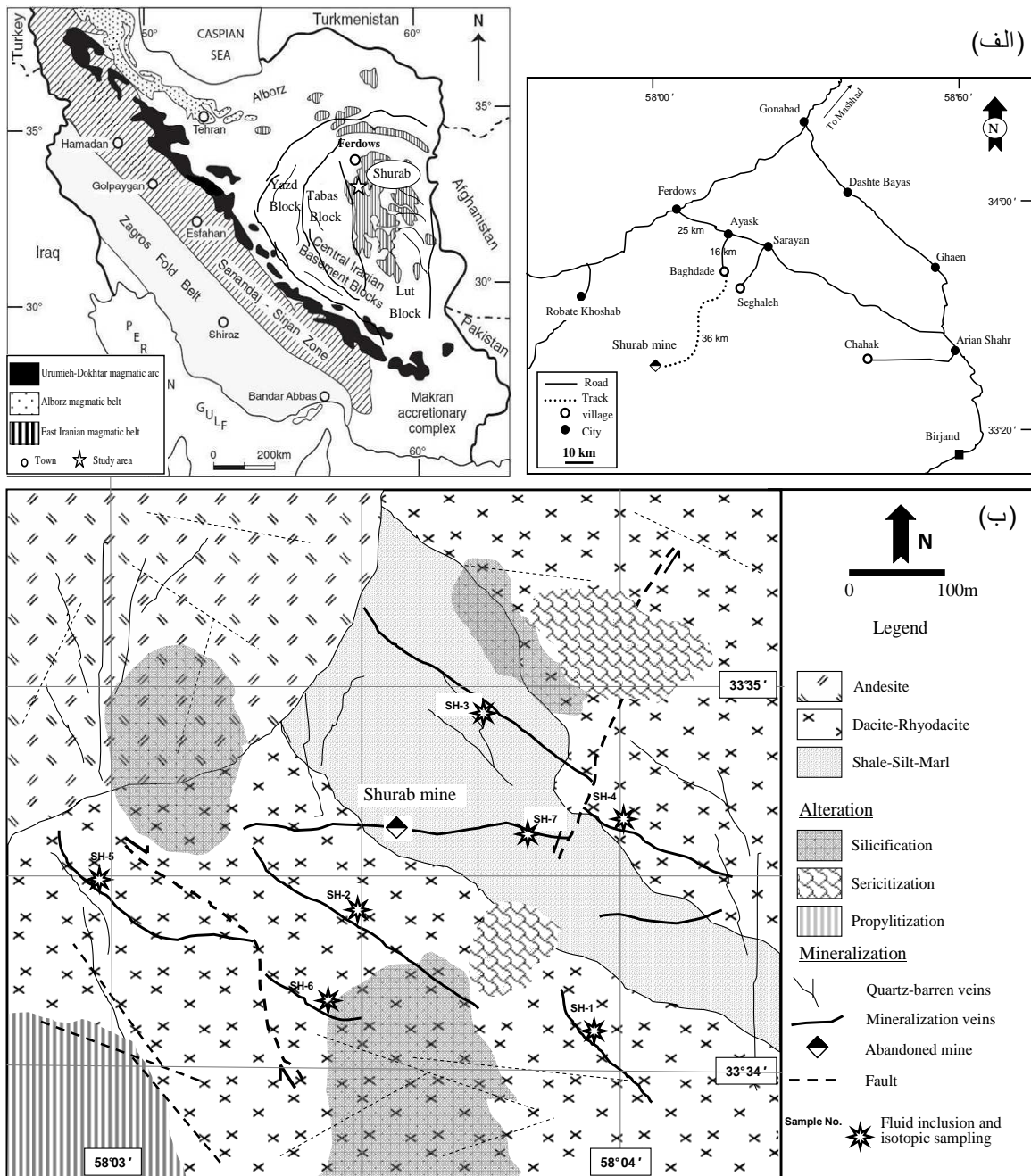
واژه‌های کلیدی: کانی‌سازی چندفلزی؛ شاره‌های درگیر؛ ژئوشیمی ایزوتوپی؛ آمیزش؛ شوراب.

مقدمه

طول میانگین ۹۰ تا ۱۳۰ متر و استخراج مجموع ۸۵۰ متر مغزه‌ی حفاری در منطقه‌ی مورد بررسی کرده است که نمونه‌برداری از آنها انجام گرفته است. با توجه به بررسی‌های انجام‌شده، منطقه‌ی معدنی دارای دودسته رگه‌ی اصلی یکی با روند شرقی - غربی و دیگری با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی است که بخش عمده‌ای از کارهای قدیمی بر روی رگه‌ی اول انجام گرفته و دارای ۲۰۰ متر طول و ۳۰ متر عرض است. در این گستره، ماده‌ی معدنی به‌صورت رگه‌های چندفلزی و برشی در مرز داسیت، شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک دیده می‌شوند.

منطقه‌ی معدنی شوراب در شرق ایران با مختصات ۳۳° ۰۳' ۵۸" طول شرقی و ۳۳° ۳۴' ۳۳" عرض شمالی در ۷۷ کیلومتری جنوب شهرستان فردوس قرار دارد. این منطقه بخش کوچکی از گوشه‌ی شمال‌شرقی ایالت ساختاری لوت است (شکل ۱). این منطقه از سال ۱۳۱۷ با استفاده از تونل و گزنگ‌ها به‌صورت دنباله‌ی رگه‌ی مورد استخراج سطحی و از سال ۱۳۶۲ از سوی سازمان زمین‌شناسی کشور مورد پی‌جویی‌های چکشی قرار گرفته است [۱]. شرکت تحقیقات و کاربرد مواد معدنی ایران در سال‌های اخیر (۱۳۸۵)، اقدام به حفاری مغزه‌گیری تعداد ۱۰ گمانه با

* نویسنده مسئول، تلفن -نمبر: ۸۸۳۰۹۲۹۳ (۰۲۱)، پست الکترونیکی: fazel_tale@yahoo.com



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه‌ی معدنی شوراب در نقشه‌ی ساختاری ایران [۳] و راه‌های دسترسی به منطقه و (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه [۲].

شاره‌ی کانه‌ساز است که بر مبنای شواهد کانی‌شناسی، بافت، شاره‌های درگیر و ایزوتوپی اکسیژن انجام گرفته است.

روش بررسی

به‌منظور بررسی چگونگی کانی‌سازی در منطقه، پس از بررسی‌های دفتری و کارهای انجام‌گرفته قبلی [۴-۷]، این نهشته در مقیاس ۱:۵۰۰۰ به گستردگی حدود ۱٫۵ کیلومتر

بخش دوم رگه‌ی معدنی نیز در ۲۰۰ متری شمال بخش نخست قرار دارد که کانی‌سازی به طول ۱۰۰ متر و عرض ۲۰ متر با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی بوده و درون داسیت‌های خرد شده و به‌شدت دگرسان ترشیری تشکیل شده است (شکل ۱). میزان کانسار نهشته با احتساب طول، میانگین پهنا و عمق رگه‌ها حدود ۱۵ هزار تن برآورد زده می‌شود [۲]. هدف این پژوهش، بررسی چگونگی تشکیل، شرایطدمایی و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی

منطقه‌ی شوراب، در کنترل شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه است که در کل به دو صورت شامل (۱) گسل‌های شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و (۲) گسل‌های شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شرقی-غربی در منطقه دیده می‌شوند.

بحث و بررسی

پراکندگی دگرسانی‌ها

به‌طور کلی چهار نوع دگرسانی شامل پروپلیتیک، سیریسیتیک، آرژیلیک و سیلیسیک در منطقه تشخیص داده شدند که از نظم خاصی برخوردار نبوده و دگرسانی‌های سیلیسیک و سیریسیتیک در پیرامون رگه‌های کانه‌دار از اهمیت بالایی برخوردارند. مهم‌ترین کانی‌های پروپلیتیک دگرسان در منطقه، آلبیت و اپیدوت‌اند که در آندزیت‌ها و تراکیت‌های منطقه قابل مشاهده‌اند. دگرسانی آرژیلیک با افزایش کاتولینیت به‌جای پلاژیوکلاز و مونت‌موریونیت به‌جای آمفیبول و پلاژیوکلاز به‌ویژه در آندزیت‌های منطقه شناخته می‌شود که در بررسی‌های XRD قابل شناسایی‌اند. سیلیسی شدن به‌ویژه در اطراف رگه و رگچه‌های کوارتز-استینیت و به‌ندرت سنگ‌های داسیت و ریوداسیت میزبان کانی‌سازی تشکیل شده است. همچنین سیریسیتی شدن در منطقه از چشم‌گیر پدیده‌ی دگرسانی است که در نتیجه افزایش یون K^+ در اثر کلریتی شدن بیوتیت‌ها به‌وجود آمده و غالباً باعث ایجاد هاله‌ی دگرسانی در پیرامون فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شده است (شکل ۱).

کانی‌شناسی رگه‌ها و توالی پاراژنزی

کانی‌سازی در منطقه در راستای گسلی به طول حدود ۱۰۰ متر با روند تقریبی شرقی-غربی با شیب ۴۰ تا ۷۰ درجه به‌سمت جنوب تشکیل شده است که با چند گسل عرضی تقریباً شمالی-جنوبی قطع شده است. در تمامی رگه‌های مورد بررسی کوارتز و کلسیت به‌عنوان فراوان‌ترین کانی باطله و پس از آن به‌ترتیب گالن، اسفالریت، استینیت و کالکوپیریت به‌عنوان مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی (بین ۲۰ تا ۳۰ درصد رگه) فراوان‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی رگه‌ها هستند. استینیت بیشتر به‌صورت آزاد به‌همراه دیگر کانی‌های سولفیدی آنتیموان‌دار از جمله کالکواستینیت و سولفوسالت‌های چار وجهی و بورنونیت مشاهده می‌شود که به‌صورت بافت شکاف‌پرن و در موارد نادری به‌صورت پراکنده و ادخال در کانه گالن دیده می‌شود که وجود ماکل "crumpled" از ویژگی‌های شاخص آن است (شکل ۲الف). در تجزیه‌های EPMA صورت‌گرفته بر روی کالکواستینیت‌ها، وجود عناصر نقره (۴/۵۱٪)، روی (۵/۳۵٪)، آرسنیک (۲/۳۷٪) و طلا (۲ppb) در

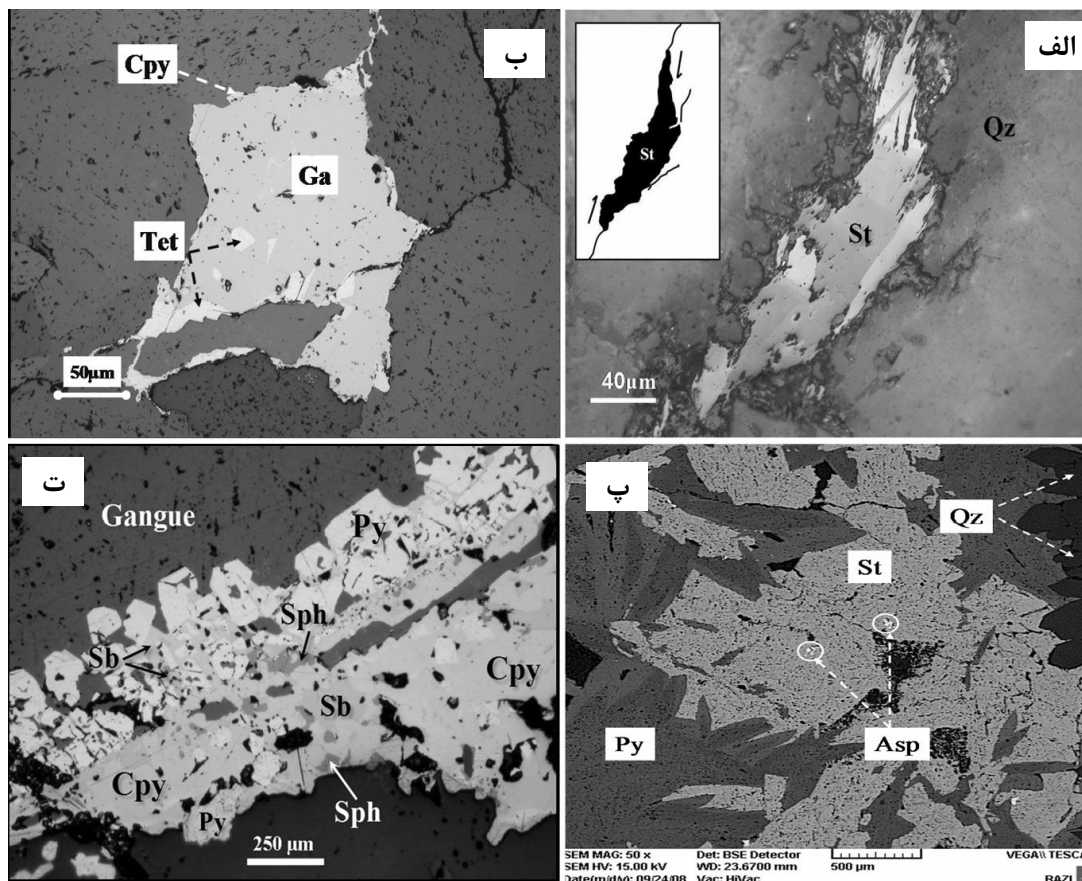
مربع مورد بررسی قرار گرفت که طی آن حدود ۶۰ مقطع نازک، صیقلی و نازک-صیقلی برای بررسی‌های میکروسکوپی، SEM و EPMA از رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری تهیه شدند. تجزیه به روش SEM با استفاده از طیف EDS و ولتاژ ۱۵ کیلوولت در مرکز متالورژی رازی ایران و تجزیه نقطه‌ای به روش EPMA با دستگاه مدل CAMECA SX100 با ولتاژ ۲۰ کیلوولت و جریان ۲۰ نانوامپر در دانشگاه آکیتای ژاپن انجام گرفت. بررسی‌های شاره‌های درگیر نیز روی ۸ نمونه مقطع دوبر صیقل از رگه کوارتزی همراه با کانه‌سازی و اسفالریت در دانشگاه تربیت معلم تهران با استفاده از دستگاه Linkam THM600 و بررسی‌های ایزوتوپی اکسیژن بر روی ۷ نمونه کانی کوارتز از بخش‌های مختلف رگه در دانشگاه آکیتای ژاپن انجام شد.

زمین‌شناسی منطقه‌ی معدنی

بر اساس بررسی‌های که تاکنون در منطقه شوراب انجام گرفت [۵،۴،۲]، می‌توان گفت که به‌طور کلی دو واحد سنگ‌شناسی، شامل سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک و سنگ‌های آذرین آتشفشانی و شبه آتشفشانی آهکی-قلیایی به سن ترشیری در منطقه دیده می‌شوند. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شامل تناوبی از شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های کرم‌رنگ ژوراسیک سازند شمشک بوده که بخش اصلی معدن بر روی این واحد سنگ‌چینه‌ای قرار گرفته است (شکل ۱). روی این سازند، نهشته‌های آهکی بادامو با مرز مشخصی قرار دارد که بیشتر در شمال و شمال‌شرق معدن به چشم می‌خورد. پس از آن سازند بغمشاه با ترکیب شیل‌های مارنی تا ماسه‌ای ریز دانه در برخی مناطق بر روی آهک بادامو قرار گرفته است که در بخش‌های بالاتر خود به ماسه‌سنگ‌های آهکی تبدیل می‌شود. پس از رسوبگذاری سازندهای یاد شده، طی سنوزوئیک حرکت‌های کوهزایی وابسته به فاز پیرنه به‌همراه فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ی ائوسن-الیگوسن در منطقه موجب شکل‌گیری حجم زیادی از سنگ‌های آتشفشانی و شبه آتشفشانی شده است [۶] که بر اساس شواهد صحرائی و بررسی‌های پیشین طی دو مرحله شامل آتشفشان قدیمی (ترشیری) با تشکیل ریولیت، داسیت و ایگنمبریت با ماهیت پرآلومین (سری آهکی-قلیایی و آتشفشان) و ولکانیسم جوان (نتوژن-کواترن) از نوع بازالتی و آندزیتی با ماهیت قلیایی در منطقه بوده است. به عقیده‌ی [۸] پیدایش کانسارهای سرب، روی، مس، طلا و قلع ناحیه‌ی لوت را می‌توان به آتشفشان جوان منطقه نسبت داد. کانی‌سازی در

همراه با پیریت‌های خودشکل و سوزنی نسل دوم (با مقادیر بالای آرسنیک) به صورت ذرات ریز دانه (۲۰-۱۰ میکرون) به وسیله SEM شناسایی شدند که ترکیب آن‌ها از حاشیه به مرکز ثابت بوده و به صورت ادخال در استینیت مشاهده شدند (شکل ۲). بر اساس بررسی‌های انجام شده، کانی‌سازی در رگه‌ها به طور کلی طی دو مرحله، شامل مرحله اول (کانی‌سازی فلزات پایه $Pb > Zn > Cu$) و مرحله دوم (کانی‌سازی استینیت، کالکواستینیت، بورنونیت، تتراهدریت-تنانتیت و آرسنوپیریت) است که مرحله پس از کانی‌سازی نیز با حضور کلسیت‌های ثانویه، مالاکیت، اکسیدهای آهن و منگنز به صورت پراکنده در سنگ میزبان دیده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳).

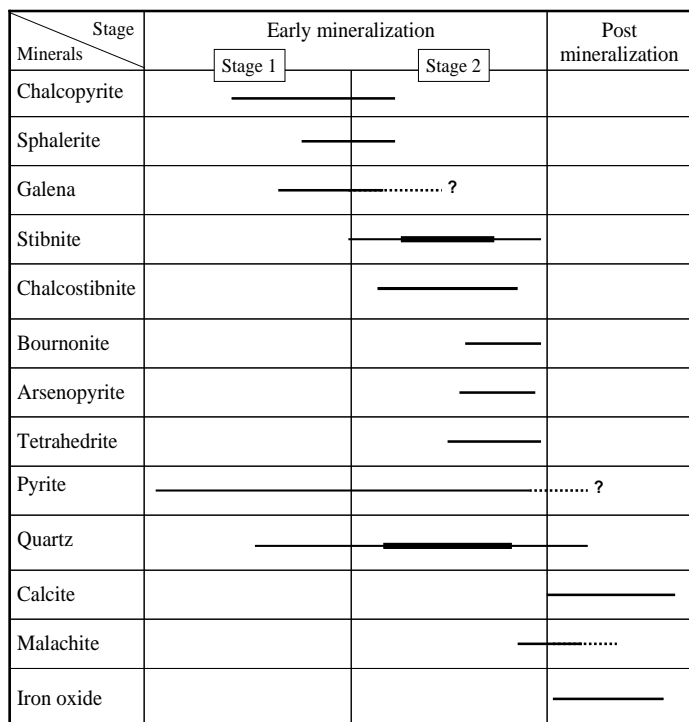
ساختار آن تشخیص داده شده است که از ویژگی‌های خاص کالکواستینیت در منطقه‌ی شوراب است (جدول ۱) [۵]. مجموعه تتراهدریت-تنانتیت غالباً به صورت ادخال‌های بسیار ریز به صورت پراکنده در کانه‌ی گالن دیده می‌شود که در ترکیب خود دارای ۱۰/۳۱ تا ۱۳/۵۴٪ آهن، ۳/۶۵ تا ۵/۶۵٪ روی، ۰/۹۳ تا ۱/۸۳٪ آرسنیک و ۲/۳۲ تا ۴/۱۵٪ نقره است (جدول ۱ و شکل ۲). اسفالریت بیشتر به صورت ذرات پراکنده به همراه کالکوپیریت، گالن، استینیت و پیریت‌های فرومبوئیدال نسل اول مشاهده می‌شود و ترکیب آن (با استفاده از EPMA) غالباً به سمت ورتزیت ($\text{Wurtzite} = \text{ZnS}$) گرایش دارد. به نظر می‌رسد تشکیل اسفالریت در منطقه در دمای پایین صورت گرفته که وجود مقادیر پایین Fe در ترکیب شیمیایی آن تأییدی بر این ادعاست [۹]. آرسنوپیریت‌ها



شکل ۲ (الف) تصویر میکروسکوپی از کانی‌سازی استینیت (St) با بافت شکافه‌پرکن در کانی میزبان کوارتز (Qz)، (ب) کانه‌زایی گالن (Ga) حاوی ادخال‌های تتراهدریت (Tet) و ذرات کالکوپیریت (Cpy) در حاشیه، (پ) تصویر BSE از رگه کانه‌دار حاوی استینیت (St) و ذرات آرسنوپیریت (Asp) در مرکز، کوارتز (Qz) و پیریت‌های نسل دوم (Py) با مقادیر بالای آرسنیک در حاشیه‌ی رگه و (ت) تصویر میکروسکوپی از بافت نواری "crustified" با حضور پیریت‌های خودشکل نسل اول (Py) در اطراف و کانه‌های کالکوپیریت (Cpy) و اسفالریت (Sph) در مرکز که رگه و رگچه‌های استینیت (Sb) در مرحله دوم کانی‌سازی کانه‌های مرحله قبل را به صورت بافت پرکننده‌ی فضای خالی قطع کرده‌اند.

جدول ۱ درصد داده‌های تجزیه‌ی دستگاهی EPMA کانی‌های مختلف، شامل (۱) آرسنوپیریت، (۲) تتراهدريت، (۳) پیریت، (۴) گالن، (۵) اسفالریت، (۶) کالکواستینیت، (۷) کالکوپیریت، (۸) استینیت و (۹) بورنونیت (n: تعداد نقاط آنالیز و n.d: مقادیر ثبت نشده)

Mineral element	۱ (n=۳)	۲ (n=۳)	۳ (n=۴)	۴ (n=۵)	۵ (n=۴)	۶ (n=۳)	۷ (n=۷)	۸ (n=۵)	۹ (n=۲)
Cu	۰٫۰۶	۳۸٫۹۰	۰٫۵۸	n.d	۱٫۳۵	۳۴٫۴۹	۳۴٫۵۵	۰٫۰۱	۱۲٫۳۳
Fe	۳۳٫۴۱	۱۰٫۱۷	۴۵٫۵۴	۰٫۰۱	۱٫۶۱	۳٫۴۹	۲۹٫۶۲	n.d	۵٫۵۰
Mn	n.d	۰٫۰۳	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
As	۴۴٫۰۳	۱٫۵۶	۰٫۰۲	n.d	۰٫۲۶	۲٫۳۷	۰٫۰۲	n.d	۰٫۷۴
Ag	n.d	۴٫۱۵	n.d	n.d	n.d	۴٫۵۱	۰٫۲۱	۰٫۱۲	n.d
Sb	۰٫۰۱	۶٫۶۵	n.d	۰٫۱۳	۰٫۰۲	۱۶٫۹۴	n.d	۷۰٫۴۰	۱۴٫۸۷
Zn	n.d	۵٫۶۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۵۹٫۹۵	۵٫۳۵	۰٫۰۲	n.d	n.d
Pb	۰٫۱۳	۰٫۰۴	n.d	۸۵٫۴۵	۱٫۴۲	۰٫۱۰	۰٫۲۲	n.d	۳۵٫۳۸
Hg	n.d	۰٫۲۴	۰٫۱۸	n.d	n.d	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۱۳	n.d
Cd	n.d	n.d	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴
Bi	۰٫۰۳	۰٫۲۹	۰٫۵۶	n.d	۰٫۱۳	n.d	۰٫۱۱	۰٫۰۹	n.d
Au	n.d	n.d	۰٫۰۵	n.d	n.d	۰٫۰۲	n.d	n.d	۰٫۰۱
Te	n.d	n.d	n.d	۰٫۹۵	n.d	n.d	۰٫۰۳	n.d	n.d
S	۲۱٫۶۵	۳۱٫۶۵	۵۳٫۱۵	۱۳٫۵۵	۳۴٫۳۶	۲۵٫۸۸	۳۵٫۱۶	۲۸٫۸۳	۲۷٫۹۳
Total	۱۰۰٫۳۲	۹۹٫۲۸	۱۰۰٫۰۴	۱۰۰٫۱۹	۹۹٫۱۳	۱۰۰٫۳۳	۱۰۰٫۰۳	۹۹٫۶۱	۹۹٫۷۷



شکل ۳ توالی پاراژنزی کانسار چند فلزی شوراب.

هستند که یکی بین ۳ تا ۷ درصد و دیگری بین ۱۰ تا ۱۵ درصد نمک طعام است (شکل ۴). بیشترین فراوانی دمای نقطه‌ی اوتکتیک نیز در داده‌های حاصل از شاره‌های درگیر بین ۱۹٫۳- تا 24.5°C - به‌دست آمد که بنابر [۱۴] معادل ترکیب شاره‌ی $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ است (جدول ۲).

ژئوشیمی ایزوتوپی اکسیژن

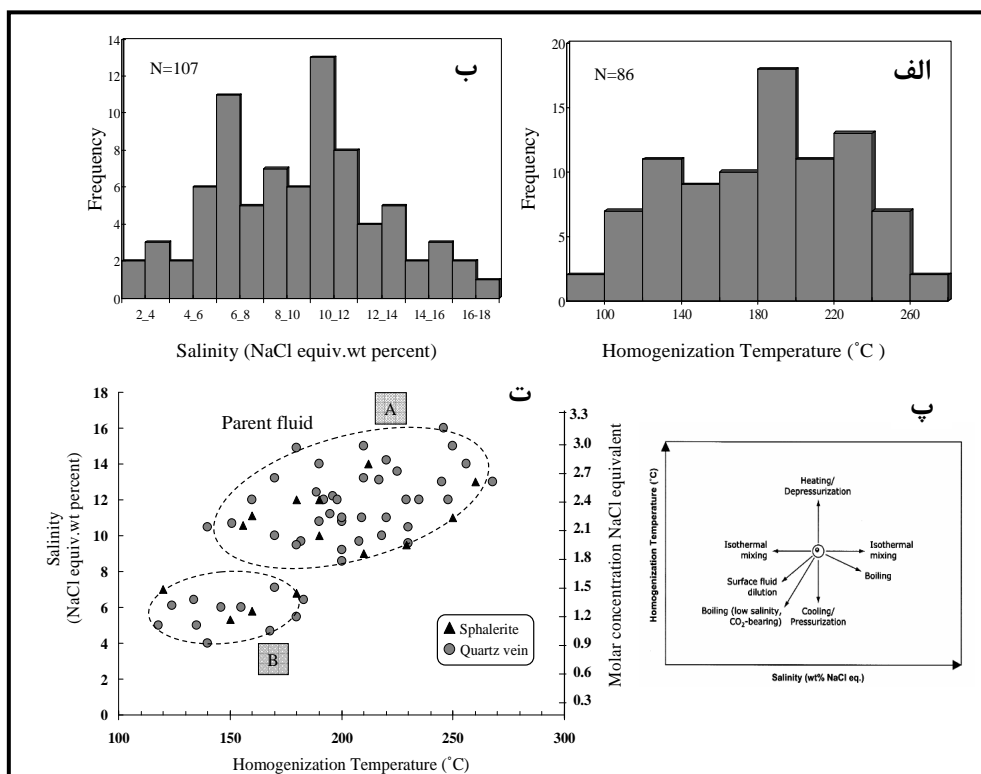
بررسی‌های ایزوتوپی کانسار شوراب روی رگه‌های کوارتز- استیبنیت با استفاده از روش [۱۵] آماده‌سازی شد و طی آن تعداد ۷ نمونه کوارتز از بخش‌های مختلف رگه برداشت شدند (شکل ۱) و در دانشگاه آکیتای ژاپن با دقت $(1\sigma) \pm 0.1\%$ مورد بررسی قرار گرفتند که مقادیر ایزوتوپی اکسیژن به‌شرح جدول (۳) به‌دست آمد. با توجه به بررسی‌های میکرودماسنجی انجام شده، میانگین دمای تشکیل کانسار 200°C محاسبه شد که با توجه به این دما و داده‌های به‌دست آمده از $\delta^{18}\text{O}_{\text{Quartz}}$ بنابر رابطه‌ی [۱۵] فاکتور جدایش (α) از رابطه ۱ به‌دست آمد.

پتروگرافی شاره‌های درگیر

از بررسی‌های پتروگرافی شاره‌های درگیر اولیه (P) به شکل‌های استوانه‌ای، دوکی‌شکل، بیضوی و بی‌شکل با اندازه‌ی متوسط ۱۰ تا ۲۰ میکرون که بر اساس تقسیم‌بندی‌های [۱۱، ۱۰] انجام شد معلوم شد که آن شاره‌ها از نوع مایع + بخار + بخار (L + V)، بخار + مایع (V + L) و فاز مایع (L) هستند و تقریباً هیچ‌گونه فاز جامد و گاز مستقلاً مشاهده نشد. فعالیت‌های زمین ساختی پس از تشکیل شاره‌های درگیر اولیه، موجب تشکیل حجم زیادی از شاره‌های ثانویه (S) و ثانویه کاذب (PS) با ابعاد زیر ۵ میکرون شده است.

میکرودماسنجی

بر اساس بررسی‌های میکرودماسنجی انجام‌شده، دامنه‌ی تغییرات دمای همگن‌شدن شاره‌ها (T_{total}) بین 114°C تا 275°C بوده و دمای ذوب آخرین قطعه یخ ثبت‌شده (T_{mice}) از 12°C تا 2°C - به‌دست آمد که بر این اساس، شوری محاسبه‌شده با رابطه‌ی [۱۳] بین ۱۷٫۷-۴٫۲ درصد معادل نمک طعام به‌دست آمد. داده‌های به‌دست‌آمده، حاکی از وجود حداقل دو دسته شوری در شاره‌ها



شکل ۴ بررسی‌های میکرودماسنجی شاره‌های درگیر کانسار چند فلزی شوراب شامل (الف) نمودار ستونی دمای همگن‌شدن شاره‌ها با میانگین دمای 200°C ، (ب) نمودار ستونی شوری شاره‌های درگیر دارای دو گستره یکی بین ۳ تا ۷ درصد و دیگری بین ۱۰ تا ۱۵ درصد معادل نمک طعام، (پ) و (ت) نمودار شوری-دمای همگن‌شدن شاره، که نشان‌دهنده‌ی وجود دو نوع شاره (A, B) با شوری و دمای متفاوت است که احتمالاً بنابر نمودار تعیین روند فیزیکوشیمیایی شاره توسط [۱۲]، دستخوش فرآیند رقیق‌شدگی و اختلاط شده‌اند.

جدول ۲ داده‌های میکرودماسنجی شاره‌های درگیر بررسی شده (n: تعداد نمونه‌ها، $T_{m_{ice}}$: دمای ذوب نهایی یخ، $T_{h_{total}}$: دمای همگن شدن شاره، L: فاز مایع و V: فاز بخار)

Sample	Host mineral	Type	$T_{h_{total}}$ (°C)	n	$T_{m_{ice}}$ (°C)	n	NaCl wt.% eq.
87-SH-1	Quartz	L+V	۱۲۳-۱۸۶	۵	-۷٫۴ تا -۲٫۷	۴	۱۱٫۰ تا ۴٫۳
	Quartz	L+V	۱۵۷-۱۹۳	۴	-۶٫۴ تا -۲٫۱	۳	۹٫۷ تا ۳٫۵
87-SH-2	Quartz	L	۱۷۶-۲۲۳	۳	-۸٫۲ تا -۴٫۵	۳	۱۲٫۰ تا ۷٫۱
	Quartz	L	۱۷۱-۲۳۴	۴	-----	--	-----
	Quartz	L+V	۲۱۹-۲۴۸	۶	-۹٫۵ تا -۲٫۳	۵	۱۳٫۴ تا ۵٫۲
87-SH-3	Quartz	L+V	۲۳۹-۲۵۰	۶	-۹٫۳ تا -۵٫۵	۵	۱۳٫۲ تا ۸٫۵
	Sphalerite	L+V	۱۷۵-۲۷۵	۷	-۶٫۴ تا -۲٫۳	۶	۹٫۷ تا ۳٫۸
	Sphalerite	L	۱۱۰-۱۸۲	۴	-----	--	-----
87-SH-4	Quartz	L+V	۲۲۲-۲۷۷	۶	-۱۲٫۲ تا -۸٫۳	۴	۱۶٫۱ تا ۱۲٫۰
	Quartz	L	۱۸۰-۲۵۷	۴	-----	--	-----
	Quartz	L+V	۱۵۶-۲۴۷	۸	-۹٫۱ تا -۳٫۶	۵	۱۳٫۰ تا ۵٫۸
87-SH-5	Sphalerite	L+V	۱۴۷-۱۹۵	۵	-۷٫۳ تا -۲٫۱	۵	۱۰٫۸ تا ۳٫۵
	Sphalerite	L+V	۱۲۶-۲۳۴	۴	-۹٫۷ تا -۴٫۳	۴	۱۳٫۱ تا ۶٫۸
	Sphalerite	L	۱۳۳-۲۵۰	۶	-----	--	-----
87-SH-6	Quartz	L+V	۱۹۶-۲۴۵	۶	-۱۳٫۷ تا -۷٫۶	۵	۱۷٫۵ تا ۱۱٫۲
	Quartz	L+V	۱۱۵-۲۱۱	۵	-۴٫۸ تا -۲٫۴	۵	۷٫۴ تا ۴٫۰
	Quartz	L+V	۱۷۹-۲۳۰	۴	-۱۳٫۲ تا -۹٫۷	۴	۱۷٫۱ تا ۱۳٫۷

جدول ۳ محاسبه‌ی داده‌های ایزوتوپی اکسیژن شاره‌ی ($\delta^{18}O_{fluid}$) بر اساس داده‌های ایزوتوپی اکسیژن کوارتز ($\delta^{18}O_{quartz}$) و میانگین دمای همگن شدن شاره‌های درگیر.

Sample No.	$\delta^{18}O_{quartz}$ (‰)	$\delta^{18}O_{fluid}$ (‰) (T=۲۰۰°C)	$\delta^{18}O_{fluid}$ (‰)
ST-QZ-۱۵	۱۳٫۵	۳٫۲	۴٫۵
ST-QZ-۲۷	۱۴٫۸	۴٫۰	۳٫۳
ST-QZ-۵۵	۱۴٫۳	۴٫۳	۴٫۳
ST-QZ-۵۳	۱۴٫۶	۴٫۵	۲٫۷
ST-QZ-۷۶	۱۲٫۵	۲٫۹	۲٫۵
ST-QZ-۹۸	۱۲٫۹	۳٫۰	۲٫۳
ST-QZ-۸۸	۱۳٫۴	۳٫۱	۳٫۲

$$\left. \begin{aligned} \alpha &= 1000 + \delta q / 1000 + \delta w \\ \delta q \text{ (mean)} &= 13.6 \% \end{aligned} \right\} \longrightarrow \delta w \approx 1 \quad (2)$$

با توجه به این محاسبات، چنین به نظر می‌رسد که مقدار محاسبه‌شده از میانگین آب‌های جوی (کمتر از صفر پرمیل) بیشتر و از مقادیر آب‌های ماگمایی (بین ۵ تا ۱۰‰) کمتر است و تقریباً در میان این دو قرار می‌گیرد [۱۵]. بنابراین چنین به نظر می‌رسد که

$$T = 200 + 273 + 25 \longrightarrow T = 498 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (1)$$

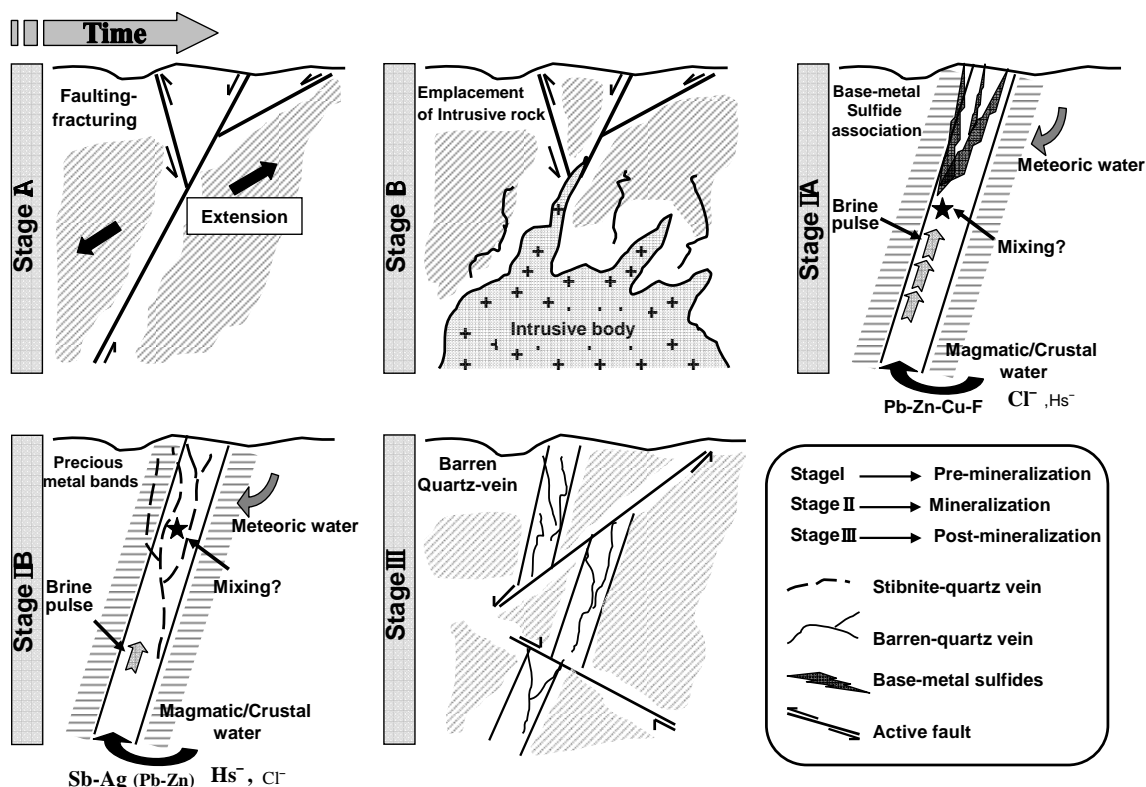
$10^3 L n \alpha = 3.38 (10^6 / T^2) - 3.40 \longrightarrow \alpha = 1.0102$
 با به دست آوردن فاکتور جدایش در دمای 200°C و محاسبه‌ی میانگین ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}O_{quartz}$)، بنابر رابطه‌ی ۲ می‌توان مقدار ایزوتوپ شاره‌ی کانه‌ساز یا $\delta^{18}O_{fluid}$ را به تقریب محاسبه کرد [۱۶].

کانه‌سازی در این سیستم‌ها، فرآیند جوشش، واکنش‌های شاره‌ی سولفیدی با سنگ میزبان و آمیزش شاره‌هاست. با توجه به اینکه طی آزمایش‌های میکرودماسنجی کانسار شوراب، تقریباً هیچ شاره‌ی به فاز بخار تبدیل نشد و نیز هیچ‌گونه شواهد صحرایی از قبیل بافت حفره‌ای، شانه‌ای و غیره در کوارتزهای منطقه مشاهده نشد، می‌توان چنین استنباط کرد که پدیده‌ی جوشش در منطقه رخ نداده [۱۹] و احتمالاً مهمترین ساز و کار تشکیل همزمانی استیبنیت، کالکواستینیت، سولفوسالت‌ها و مجموعه‌ی گالن، اسفالریت و کالکوپیریت در منطقه، آمیزش شاره‌های ماگمایی حاوی عناصر فلزی پایه با شوری و دمای بالا با شاره‌های آنتیموان‌دار با شوری و دمای پایین و در نتیجه رخداد فرآیند [سردایش] در فضای ناپیوسته‌ی سنگ‌های اطراف و مرز گسل‌ها و شکستگی‌ها است. با توجه به وجود مقادیر پایین مس و بالابودن نسبی مقادیر سرب، روی و نقره در رگه‌های مورد بررسی می‌توان گفت احتمالاً نسبت آب به سنگ یا W/R در زمان تشکیل ذخیره پایین و ترکیب ایزوتوپی شاره‌ی کانه‌ساز سبک بوده و به آب‌های جوی آمیخته با ماگما نزدیک بوده است (شکل ۵) [۲۰].

آمیزش آب‌های جوی و ماگمایی طی تشکیل کانسار شوراب صورت گرفت که این آمیختگی سبب غنی‌شدن شاره‌ی کانه‌ساز از مقدار O^{18} شده است. با توجه به داده‌های جدول (۳) و به‌عقیده‌ی [۱۶، ۱۵] اختلاف ناشی از مقادیر ایزوتوپ اکسیژن شاری ($\delta^{18}O_{fluid}$) و کوارتز ($\delta^{18}O_{Qtz}$)، حاکی از نفوذ توده‌های کم عمق با ترکیب حدواسط تا فلسیک از جنس آندزیت تا داسیت-ریوداسیت و به دنبال آن تعادل شاره‌ی ماگمایی در منطقه بوده است.

ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی شاره‌ی کانه‌ساز

در بسیاری از ذخایر معدنی به‌خصوص ذخایر ورا گرمایی، پورفیری، ماسیوسولفید و ذخایر طلای نوع کوهزایی، فرایندهای فیزیکوشیمیایی مانند آمیزش، جدایش فازها، رقیق‌شدن در اثر آب‌های جوی، پدیده‌ی جوشش و [سردایش]، مهمترین سازوکارهایی هستند که در نهایت سبب ته‌نشینی و تمرکز اقتصادی ذخایر معدنی می‌شوند [۱۷]. بنابر بررسی‌های [۱۸] در شاره‌های ورا گرمایی با ماهیت خنثی، آنتیموان به‌صورت $H_2Sb_2S_4$ به‌همراه لیگندهای بی‌سولفیدی در دمای کمتر از $300^\circ C$ و شوری پایین (۲ تا ۱۰ درصد معادل نمک طعام) انتقال می‌یابد مهمترین ساز و کار



شکل ۵ طرح واره‌ای از بازسازی چگونگی تشکیل و مراحل کانی‌سازی کانسار چند فلزی شوراب بر اساس شواهد ایزوتوپی، میکرودماسنجی شاره‌های درگیر و توالی پاراژنری کانی‌ها در منطقه، با استفاده از مدل ارائه‌شده توسط [۲۱].

برداشت

کانی‌سازی در کانسار چند فلزی شوراب به‌طور کلی زیر کنترل دو سیستم گسلی بوده که کانه‌زایی رگه‌ای در این سیستم گسلس شکل گرفته است. آنتیموان به‌دلیل تحرک بالای خود از سوی گرمایی‌های صعودکننده به‌سمت بالا از درون سنگ میزبان داسیتی و ریوداسیتی و نیز سنگ دیواره‌ی شیلی شسته شده و در اثر چرخه‌های گرمایی پس از ماگماتیسیم به‌صورت متناوب وارد فضاهای ناپیوسته سنگ‌های پیرامون شده است که وجود بافت شکافه‌پرکن، رگه‌ای و نواری از شواهد بارز آن هستند. بر مبنای مشاهدات صحرائی و آزمایش‌های SEM و EPMA، کانی‌سازی در منطقه طی دو مرحله، شامل کانی‌سازی فلزات پایه گالن، اسفالریت، کالکوپریت (مرحله اول) و کانی‌سازی استینیت، کالکواستینیت، بورنونیت، تتراهدريت-تانانتیت و آرسنوپریت (مرحله دوم) صورت گرفته است. همچنین با توجه به آزمایش‌های میکرودماسنجی که داده‌های ژئوشیمی ایزوتوپی نیز آن را تأیید می‌کند، به‌نظر می‌رسد شاره‌ی کانه‌ساز در منطقه، شاره‌ای با خاستگاه ماگمایی بوده که در اثر فعالیت‌های آتشفشانی منطقه طی سنوزوئیک، دستخوش فرآیند همرفت شده و با شاره‌های جوی که با سنگ‌های رسوبی و آذرین منطقه در تبادل ایزوتوپی بوده، آمیخته و منجر به تشکیل دو سیستم کانی‌سازی در منطقه شده است.

مراجع

- [۱] بورنول ل.، "بررسی ژئوشیمی کانسار آنتیموان شوراب"، (۱۳۶۴) گزارش شماره ۱۱ سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۲۰ ص.
- [۲] طالع فاضل ا.، "بررسی ژئوشیمی، سیالات درگیر و ژنر کانسار پلی متال شوراب (جنوب فردوس)"، (۱۳۸۸) دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۸۰ ص.
- [3] Alavi M., "Tectonic map of the Middle East", (1991) Geological Survey of Iran, scale 1:5,000,000.
- [4] Lotfi M., "Geological and geochemical investigation on the volcanogenic Cu-Pb-Zn-Sb ore mineralization in the Shurab-Gale chah and northwest of Khur", Diss. Des. Doktor. Univ. Hamburg, (1982) 152 p.

- [۵] رحیمی ه.، "بررسی ژئوشیمیایی، دگرسانی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار آنتیموان شوراب (جنوب خراسان)"، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳) ۲۵۰ ص.
- [۶] لطفی م.، "خلاصه‌ای بر مطالعه فاز متالوژنی پیرنه‌ای در رابطه با سنگ‌های ولکانیک، ساب‌ولکانیک بخش شمالی پهنه لوت مرکزی"، چهارمین گردهمایی علوم زمین (۱۳۶۷).
- [۷] پیجویی طلا و آنتیموان در شوراب و حیدرآباد، وزارت صنایع و معادن، دانشگاه صنایع و معادن ایران، (۱۳۸۰) ۳۴۴ ص.
- [۸] آقانباتی ع.، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۳) ۵۸۶ ص.
- [9] Ramdohr P., "The ore minerals and their intergrowths", Pergamon Press, (1980) 1205 p.
- [10] Roedder E., "Fluid Inclusions", Reviews in Mineralogy 12. Mineralogical Society of America, (1984) 646 p.
- [11] Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H., "A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies", Blackie and Sons, (1985) 239 p.
- [12] Wilkinson J.J., "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits", Lithos 55 (2001) 229-272.
- [13] Hall D.I., Bodnar R.J., "Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O", Economic, Geology., 65 (1988) 123 p.
- [14] Bodnar R.J., "Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions". Geochimica et Cosmochimica Acta 57 (1995) 683-684.
- [15] Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K., "Oxygen isotope studies of the geothermal system at Wairakei, New Zealand", Geochimica et Cosmochimica Acta 39 (1972) 1179-1186.
- [16] Taylor H.P., "Oxygen and hydrogen isotope relationship in hydrothermal deposits", In: Barnes H.L. (ed), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed., (1979) 236-277.
- [17] Skinner B.J., "Hydrothermal mineral deposits, what we do and don't know", In: Barnes H.L. (ed), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd ed., Wiley, New York, (1997) 1-29.

Ore Deposits”, John Wiley and Sons, 3rd ed, (1997) 950 p.

[21] Camprubi A., Chomiak B.A., Canals A., Norman D.I., *Fluid sources for the La Guitarra epithermal deposit (Temascaltepec district, Mexico): Volatile and helium isotope analyses in fluid inclusions*”, *Chemical Geology* 231 (2006) 252-284.

[18] Williams-Jones A.E., Normand Ch., “*Controls of mineral parageneses in the system Fe-Sb-S-O*”, *Economic Geology* 92 (1997) 305-324.

[19] Hedenquist J.W., Arribas A.R., Gonzalez-Urien E., “*Exploration for epithermal gold deposits*”, In: Hagemann, S.G., Brown, P.E., (ed). *Economic Geology* 13 (2000) 245-277.

[20] Barnes H.L., “*Geochemistry of Hydrothermal*