



مطالعات کانه‌سازی و ژئوشیمی اندیس مس کالچویه (جنوب‌غرب نائین)

هنگامه حسینی‌دینانی^{۱*}، هاشم باقری^۲، رضا شمسی‌پور دهکردی^۳

(۱) کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی از دانشگاه اصفهان

(۲ و ۳) عضو هیأت علمی دانشگاه اصفهان

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۸/۱۵، پذیرش: ۱۳۹۱/۱/۲۱

چکیده

اندیس کالچویه در جنوب‌غرب نائین و در نوار ولکانوپلوتونیک ارومیه- دختر واقع شده است. کانه‌سازی عمدتاً در واحدهای پیروکسن آندزیت و تراکی آندزیت منطقه به دو صورت پراکنده در متن سنگ تا فاصله چند سانتی‌متری از رگه و نیز به صورت رگه‌ای- رگه‌چه‌ای رخ داده است. به منظور انجام مطالعات کانه‌نگاری، دگرسانی، سیالات درگیر و ژئوشیمی، دو رگه کانه‌زایی شده B و A انتخاب و نمونه‌برداری در امتداد آنها و سنگهای پیرامون انجام شد. تنها انواع دگرسانیهای مشاهده شده در منطقه، دگرسانیهای پروپلیتیک و سیلیسی و کانه‌های فلزی مشاهده شده در رگه‌ها، کالکوپیریت، گالن، پیریت، مگنتیت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت، مالاکیت، آزوریت، سروزیت و کوپریت هستند. در مطالعات سیالات درگیر، مقدار شوری و دمای همگن شدن سیال به ترتیب در رگه A و B در محدوده‌ی ۰/۳۸ تا ۴/۲۳ و ۰/۱۶۶ تا ۹/۱۸۸ درصد وزنی معادل نمک طعام و ۲۵۲-۱۷۵ و ۳۲۴-۲۵۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. مقایسه الگوهای به دست آمده از تغییرات عناصر کمیاب، شیب منفی نمونه‌ها را نشان می‌دهد که از ویژگیهای ماگماهای کالک‌آلکان است و نسبت بیشتر از یک La/Y شرایط خنثی-قلیایی را برای سیال نشان می‌دهد. با در نظر گرفتن این شواهد، جهت حرکت محلولهای کانه‌ساز از رگه B به رگه A و مرکز تقریبی کانه‌سازی نزدیک به رگه B شناخته شد و کانسار را می‌توان در گروه اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین جای داد.

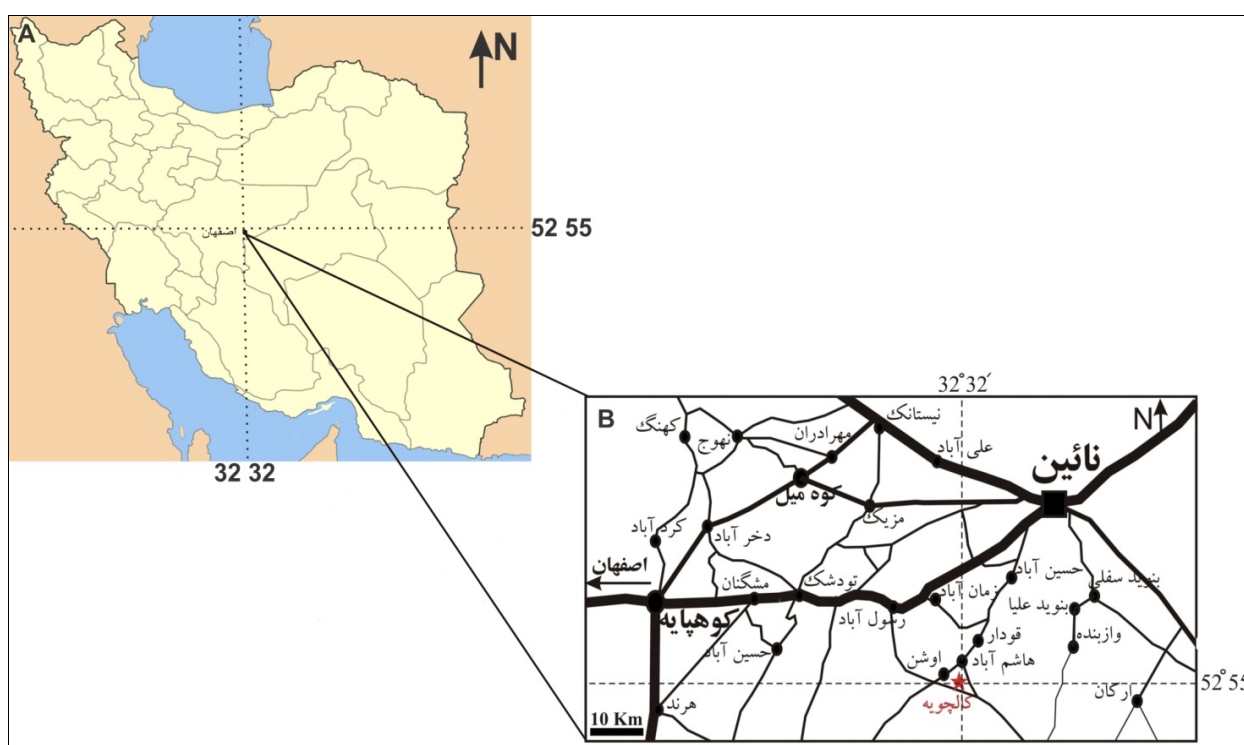
واژه‌های کلیدی: کالچویه، کانه‌نگاری، سیالات درگیر، ژئوشیمی، اپی‌ترمال.

مقدمه

اندیس مس کالچویه در جنوب‌غرب نائین ۱۱۰ کیلومتر جاده اصفهان- نائین واقع شده است. این منطقه در عرض جغرافیایی "۱۱° ۵۳' ۳۲" تا "۴۰' ۵۸' ۳۲" شمالی و طول جغرافیایی "۷' ۹۱' ۵۲" تا "۵۹' ۹۸' ۵۲" شرقی قرار گرفته است. ارتفاع متوسط آن از سطح دریا ۱۸۳۰ متر است و از نظر موقعیت زمین‌شناسی، در نوار ولکانوپلوتونیک ارومیه- دختر واقع شده است. از مهمترین محورهای ارتباطی در این محدوده می‌توان از نائین- کوهپایه و بخشی از راه نائین- اردستان نام برد (شکل ۱). از نظر چینه‌شناسی، واحدهای سنگی این منطقه بیشتر مربوط به دوران مزوزوئیک، سنوزوئیک و کواترنری می‌باشند (شکل ۲). دوران مزوزوئیک منطقه فقط شامل واحدهای کرتاسه بوده که چینه‌شناسی رسوبی آن معادل سازند تفت است. سنگهای ترشیری منطقه جنوب نائین با رسوبات پالئوسن شروع می‌شود.

بزرگترین کانسارهای مس دنیا منشأ گرمایی دارند. این کانسارها بر حسب شکل به توده‌های اشباعی، توده‌های متراکم و رگه‌ای تقسیم می‌شوند. کانسارهای اشباعی مس در بخش فوقانی توده‌های باتولیتی اسید تا خنثی و در مواد نفوذی جدید به صورت استوک‌های آذرین دیده می‌شوند. در سنگهای آتشفشانی و رسوبی مجاور نیز توده‌های ولکانوسدیمتری تشکیل می‌گردد. کانی‌سازی در سنگهای آذرین بیرونی در اثر اشباع آنها انجام گرفته و همزمان با آن سنگهای مزبور تغییرات گرمایی زیادی را تحمل کرده است. کانسارهای رگه‌ای مس در درز و شکاف سنگها و غالباً دور از توده اصلی ماگما تشکیل می‌شود. مواد معدنی در رگه‌ها یکنواخت پخش نشده و در این رگه‌ها مس طبیعی، گالن، طلا، مولیبدنیت، اسفالریت و تنوریت به مقدار کم یافت می‌شود [۱].

*مسئول مکاتبات: hengameh.hosseini @ yahoo.com



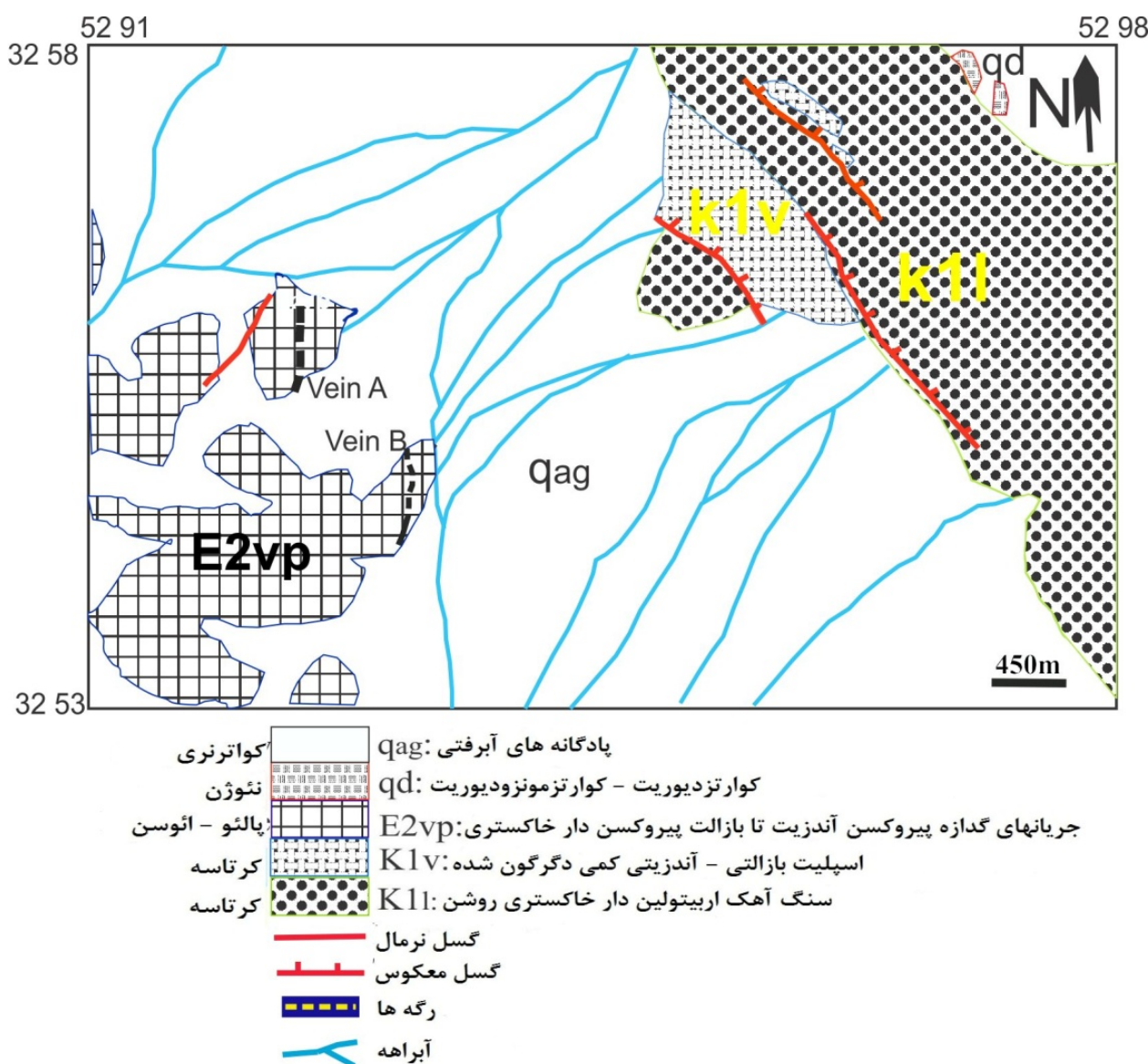
شکل ۱. نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه در (A) ایران (بدون مقیاس) و (B) استان اصفهان.

بررسی قرار گرفتند و نهایتاً با در نظر گرفتن نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان، نقشه زمین‌شناسی از منطقه تهیه شد (شکل ۲). همچنین در این مرحله، به منظور تعیین خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌زا، تعیین جهت حرکت این سیالات و مرکز تقریبی کانه‌سازی، دو رگه کانه‌زایی شده (یعنی رگه B در شرق- جنوب شرق با طول تقریبی ۴۰۰ متر و ضخامت ۲-۳ متر و رگه A در شمال منطقه با طول تقریبی ۴۰۰ متر و ضخامت ۰/۵-۱ متر شکل (۲)) انتخاب و تعداد ۱۱ نمونه کوارتزی از رگه‌ها برای مطالعات سیالات درگیر و ۳۲ نمونه از رگه و سنگهای درون‌گیر آن به منظور مطالعات کانه‌نگاری، ژئوشیمی و سنگ‌نگاری برداشت شد. نظر به این که میانبارهای سیال حتی در لیتولوژی‌های یکسان، ممکن است تغییرات قابل ملاحظه‌ای در ترکیب و چگالی نشان دهند، در این مطالعه، به منظور داشتن تأثیر کلی تغییرات میانبارهای سیال از یک بیرون‌زدگی دو یا سه نمونه برداشت شد. مطالعات میکروترموتری مقاطع دوبر صیقل با ضخامت ۰/۳-۰/۵ میلی‌متر در آزمایشگاه سیالات درگیر گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، با استفاده از دستگاه Linkam مدل THM600 انجام پذیرفت.

فاز کوه‌زایی لارامید، چین‌خوردگی و گسلش سنگهای قبل از ائوسن را باعث شده است. جنس اغلب گدازه‌های ائوسن در منطقه و پیرامون آن آندزیتی است. در جنوب و جنوب‌غرب نائین در شرق روستای اوشن درون ولکانیک‌ها و آهکهای کرتاسه، یک توده نفوذی بزرگ بیرون‌زدگی دارد که ترکیب آن عمدتاً کوارتز دیوریت به علاوه دیوریت و گرانیت است. ولکانیسم دوره پلیو- پلیستوسن از نوع خشکی‌زایی در شمال‌غرب منطقه دیده می‌شود که جنس آنها اغلب آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت و آندزیت بازالتی است. آخرین فعالیت‌های مشاهده‌شده در منطقه مربوط به تشکیل تراورتن‌های کواترنری حاصل از چشمه‌های آب‌گرم در اطراف منطقه بوده است و در نهایت آب‌رفته‌های دوران چهارم در منطقه به چشم می‌خورد [۲].

روش مطالعه

مطالعات اندیس مس کالچوپه در دو بخش صحرائی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در مطالعات صحرائی، هندسه ماده معدنی، نقش فرایندهای تکتونیکی در نهشت کانه، شناسایی سنگهای دربرگیرنده رگه‌های کانه‌سازی شده و نحوه ارتباط آنها با هم و پراکندگی و انواع دگرسانی‌های موجود مورد



شکل ۲. بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه و موقعیت رگه‌های نمونه‌برداری شده بر روی آن (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ کجان [۳]).

سانتی‌متری از رگه‌ها و عمدتاً همراه با رگه‌های کوارتزی روی داده است (شکل ۳). برای طبقه‌بندی سنگهای منطقه بر مبنای تغییرات شیمی عناصر از نمودار مجموع آلکالی-سیلیس [۴] استفاده شده است. همان‌گونه که در شکل (۴) مشاهده می‌شود، نمونه‌ها در محدوده آندزیت-تراکی آندزیت قرار می‌گیرند.

دگرسانیها

سنگهای آتشفشانی این محدوده در نتیجه صعود سیالات ماگمایی تأخیری دستخوش دگرسانیهای گرمایی با درجات ضعیف تا متوسطی با مرز نامعلوم شده‌اند.

برای انجام بررسیهای ژئوشیمیایی با روش پلاسمای جفتیده القایی-طیف سنجی جرمی (ICP-MS)، تعداد ۷ نمونه سنگ تقریباً سالم، دگرسان و مربوط به رگه جدول (۱) به آزمایشگاه Acme در کانادا ارسال گردید.

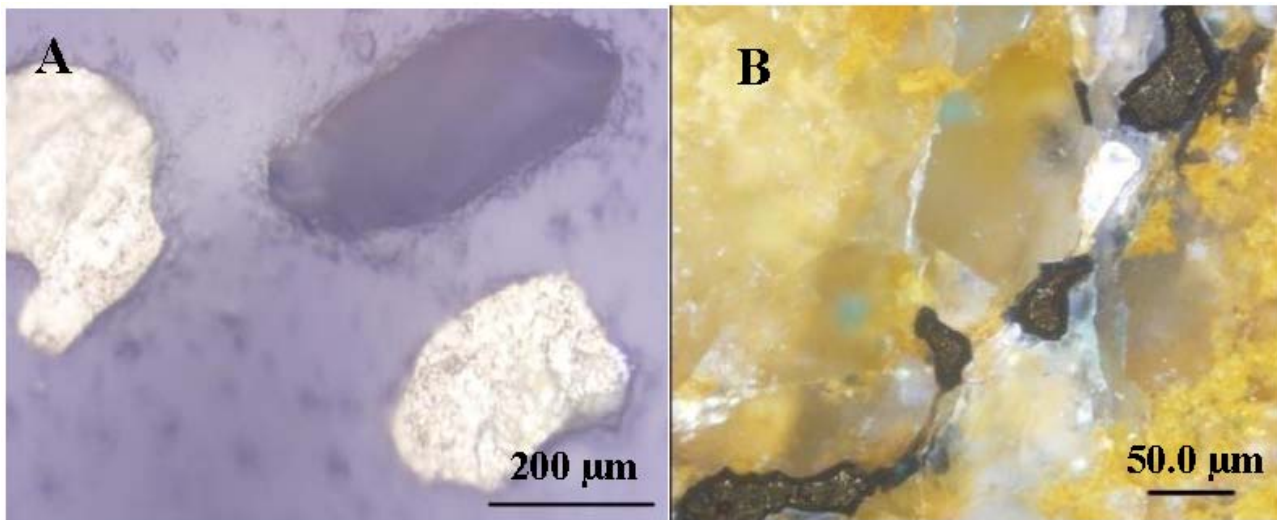
بحث و بررسی

سنگ‌نگاری

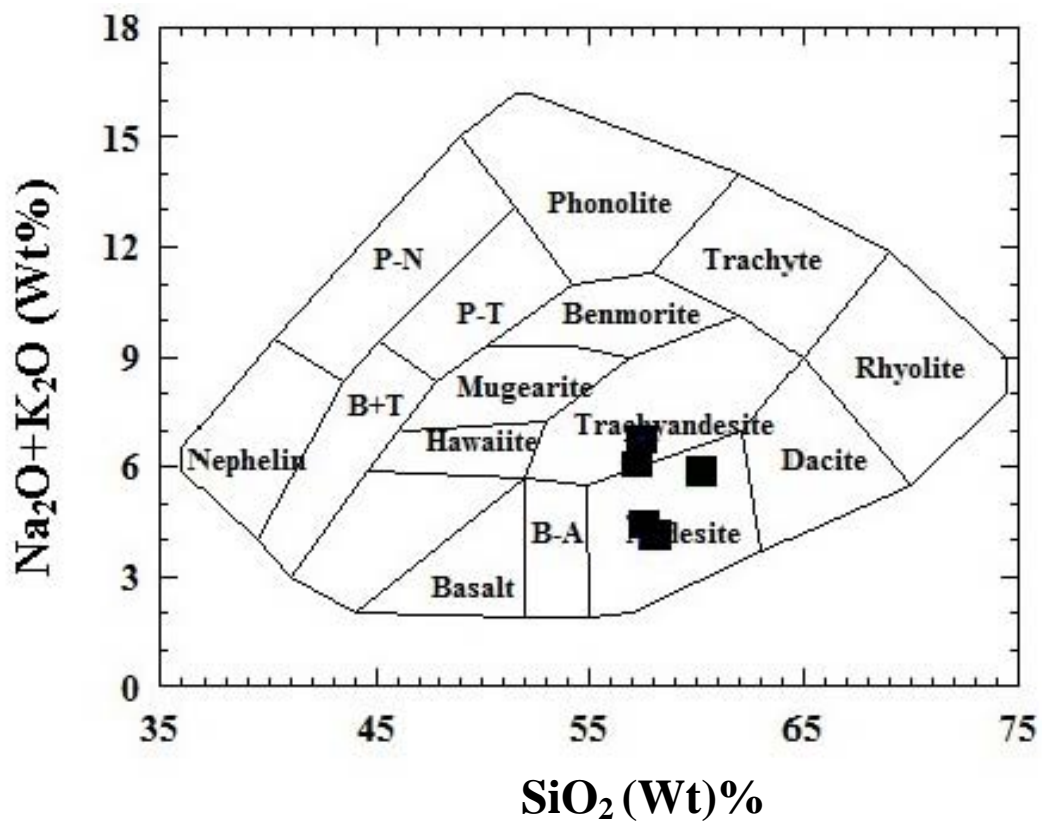
با توجه به بررسیهای انجام شده و نقشه زمین‌شناسی منطقه شکل (۲)، سنگهای دربرگیرنده رگه‌های کانه‌زایی شده به ترتیب اهمیت عبارتند از: گدازه‌های پیروکسن آندزیت، تراکی آندزیت‌ها، ماسه‌سنگ‌های توفی و لیتیک توف که کانه‌سازی عمدتاً به دو صورت پراکنده در متن سنگ تا فاصله فقط چند

جدول ۱. نتایج تجزیه نمونه‌های سنگی منطقه با روش ICP-MS و نسبت‌های بعضی عناصر نادر خاکی (مقدار اکسیدها بر حسب درصد و بقیه عناصر بر حسب ppm، A مربوط به رگه A و B مربوط به رگه B است).

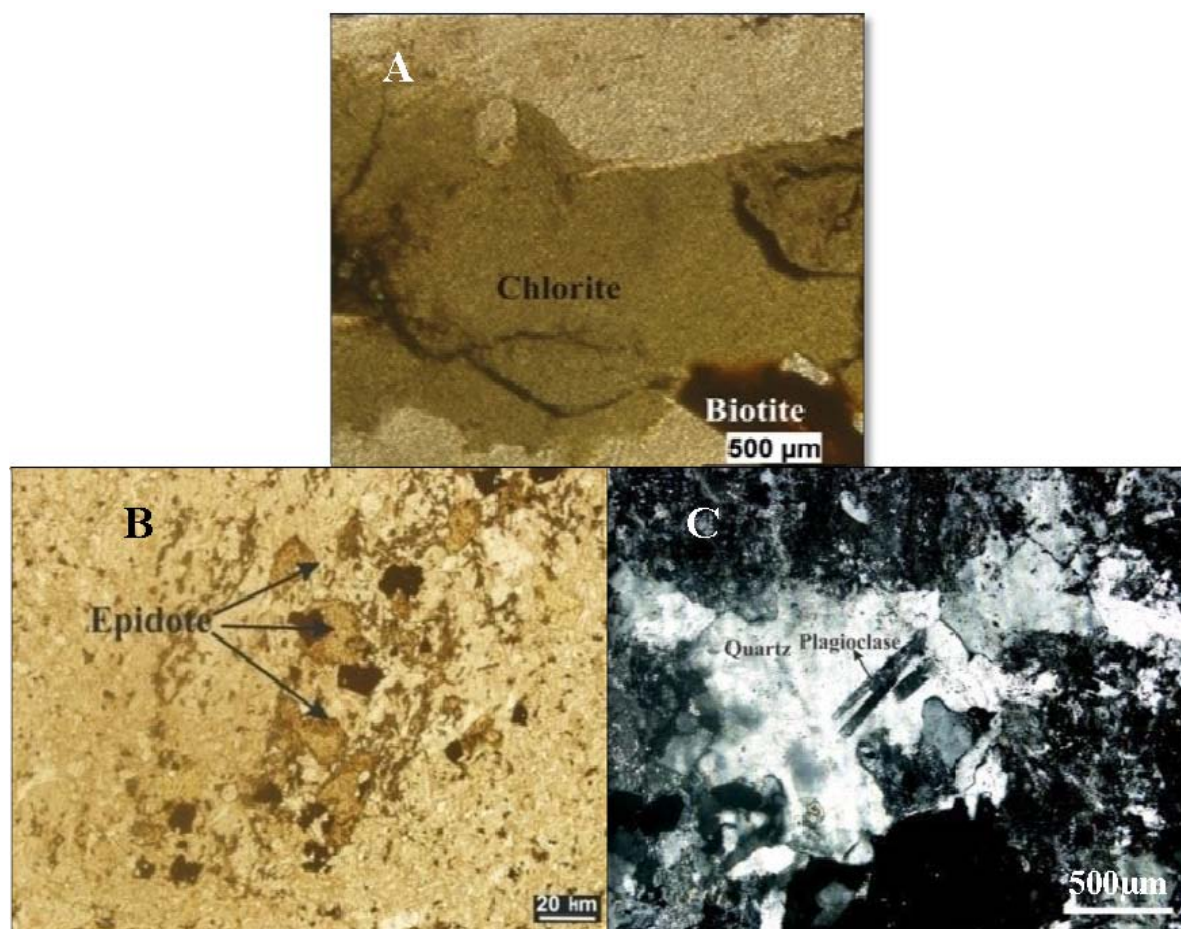
No	(A)V14	(B)V2	(B)V5	(B)V9	(A)V10	(A)V11	(B)V1
SiO ₂	۶۲/۳	۵۸/۸۶	۵۶/۹۹	۶۰/۹۶	۵۹/۹۹	-	-
Al ₂ O ₃	۱۶/۴۵	۱۵/۲۰	۱۴/۵۳	۱۵/۵۲	۱۵/۹	-	-
Fe ₂ O ₃	۱/۸۲	۱/۷۷	۱/۶۱	۱/۷۵	۱/۷۲	-	-
FeO	۴/۵	۴/۴۵	۴/۰۳	۳/۰۳	۴/۲۵	-	-
CaO	۲/۹۲	۲/۳۴	۱/۴۲	۲/۷۲	۲/۰۵	-	-
Na ₂ O	۵/۰۲	۴/۳۳	۴/۱۳	۴/۸	۳/۰۱	-	-
MgO	۶/۰۴	۵/۱۵	۳/۱۱	۵/۳۳	۳/۰۸	-	-
K ₂ O	۱/۹۳	۱/۷۵	۱/۶۷	۱/۰۵	۱/۰۶	-	-
TiO ₂	۰/۳۶	۰/۵۹	۰/۴۴	۰/۲۶	۰/۳۳	-	-
MnO	۰/۷۹	۰/۲۵	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۰۴	-	-
P ₂ O ₅	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۳	-	-
Cu	۴۹۷۰/۵۹	۱۱۸۹۰	۳۲۶/۷۴	۱۰۵۰۴/۷	۴۷۸۴/۵	۱۰۰۰۰	۱۲۰۴۰/۵۳
Mo	۴/۱۷	۳۳/۲۹	۲/۴۴	۳/۲۱	۳۲/۱	۳/۲۷	۶/۵۶
U	۰/۷	۱/۲	۰/۶	۰/۶	۰/۸	۱/۲	۱/۵
Pb	۸۶۹۱/۵۵	۲۸۴۹/۱۶	۴۹۴/۹۱	۴۵۴۱/۳۸	۱۰۵۰۴/۳	۱۱۳۲۱/۴	۱۰۰۰۰
Zn	۴۱۸۵/۳	۳۴۷/۲	۲۱۸	۴۶۶۵/۶	۳۸۴۸/۸	۵۴۴۵	۱۱۳۸۱/۶
Ag	۶۹/۲۴	۱/۹۴	۰/۴۹	۳۴/۳۰	۴۲/۲۵	۶۲/۷	۱/۵۸
Ni	۹/۸	۱۷/۵	۱/۴	۵/۵	۱۶/۲	۲۳/۴	۲۴/۵
Co	۴	۲۹/۷	۱/۶	۶/۵	۱/۶	۷/۴	۵۱/۸
As	۰/۴	۲۹۲/۵	۵۸/۷	۷۴/۹	۱۴۹/۲	۱۸۷/۱	۴۳۶
Au	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۴	۱/۴	۰/۹	۰/۵
Cd	۱۱/۱۱	۰/۸۱	۰/۳۸	۱۱/۳۶	۱۹/۵۶	۲۴/۶۲	۲/۱۴
Sb	۹/۴۸	۱/۱۳	۰/۶۲	۰/۹۳	۱۳/۴۱	۱۱/۶۵	۱/۷۹
Bi	۰/۱۷	۱/۸۲	۰/۸۴	۱/۴۴	۰/۲	۱/۴۹	۱۶/۵
V	۹	۱۹	۳۲	۹	۸	۱۴	۳۷
Ba	۵۳	۱۰۸۷	۱۵۰	۹۸۹	۲۰۰	۲۲۲	۵۴۰۷
Sn	۰/۳	۰/۴	۰/۵	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۸
Be	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۳
S	۶۵۰۰	۴۰۰	۴۰۰	۴۰۰	۹۰۰۰	۷۰۰	۴۰۰
Y	۱۶/۲	۱۳/۹	۸/۷	۸/۱	۵/۳	۹/۷	۷/۲
La	۱۶	۱۰/۱	۱۷/۲	۲۰/۸	۲۱/۲	۲۴/۱	۲۵
Ce	۲۰/۹۹	۱۹/۰۴	۲۱/۹۸	۱۹/۱۲	۱۹	۱۷/۰۴	۳۰/۱۹
Pr	۲/۹	۳	۳/۱	۲/۰۶	۱/۵	۳/۵	۳/۹
Nd	۱۱/۶	۱۱/۵	۱۱/۳	۹/۳	۸/۳	۱۲/۳	۱۳/۶
Sm	۲/۲	۲	۲/۲	۱/۳	۲/۲۵	۲/۴	۲/۷
Eu	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۰/۵۵	۰/۵	۱/۳	۱/۲۹
Gd	۲	۲	۲/۳	۲	۲/۱	۳/۱	۴
Tb	۰/۳	۰/۴۵	۰/۴	۰/۵	۰/۵۵	۰/۳۹	۰/۵۹
Dy	۲	۲/۶۵	۲/۶	۳/۵	۴	۲/۴	۴/۲
Ho	۰/۵	۰/۶۵	۰/۶	۰/۷۵	۰/۹	۰/۵	۰/۸
Er	۱/۵	۱/۹	۱/۹	۲/۱	۲/۳۵	۱/۶	۱/۹
Tm	۰/۲	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۲۸	۰/۳
Yb	۱/۴	۱/۵	۱/۴۵	۱/۹	۲	۱/۶	۲/۳
Lu	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۱۶	۰/۱۳
Hf	۰/۱	۰/۷	۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۱	۰/۱۲	۰/۷۹
Rb	۱۱۵/۹	۲۶۲/۵	۱۲۱/۴۲	۱۵۷/۹	۱۲۸/۳	۱۳۳/۴	۱۵۴/۲
Ta	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Nb	۰/۸۴	۲/۸۱	۱/۳۵	۴/۷۱	۲/۳۹	۰/۵۶	۲/۴۲
Cs	۳/۵	۸/۸	۱/۳	۱/۵	۱/۹	۱/۲	۸/۸
ΣREE	۶۳/۲۴	۵۵/۴۸	۶۵/۶۶	۶۴/۴۶	۶۵/۲۸	۷۰/۶۷	۹۰/۹
Gd/Yb	۱/۳۸	۱/۳۳	۱/۶۴	۱/۰۵	۱/۰۵	۱/۹۴	۱/۷۴
Ce/Yb	۱۴/۴۷	۱۲/۶۹	۱۵/۷	۱۰/۰۶	۹/۵	۱۰/۶۵	۱۳/۱۲
La/Lu	۸۴/۲۱	۷۲/۱۴	۹۵/۵۵	۸۳/۲	۷۸/۵۱	۱۵۰/۶۲	۱۹۲/۳۰
La/Yb	۱۱/۰۳	۶/۷۳	۱۲/۲۸	۱۰/۹۵	۱۰/۱۶	۱۵/۰۶	۱۰/۸۷
La/Sm	۷/۲۷	۵/۰۵	۷/۸۱	۱۶	۹/۴۲	۱۰/۰۴	۹/۲۶
La/Y	۰/۹۸	۱/۱۶	۱/۲۳	۲/۸۱	۴/۵۶	۲/۴۸	۳/۴۷



شکل ۳. A) نمایش کانه‌زایی افشان در سنگ میزبان لیتیک توف (XPL) و B) نمایش کانه‌زایی به صورت رگه‌ای در سنگ میزبان لیتیک توف (XPL).



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های سنگی منطقه بر روی نمودار Na_2O+K_2O/SiO_2 که در محدوده آندزیت - تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند [۴].

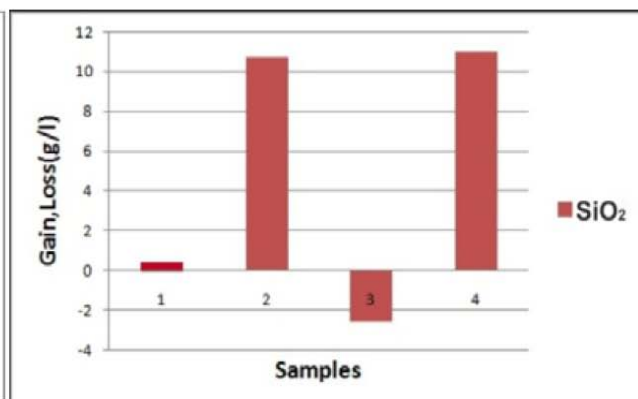
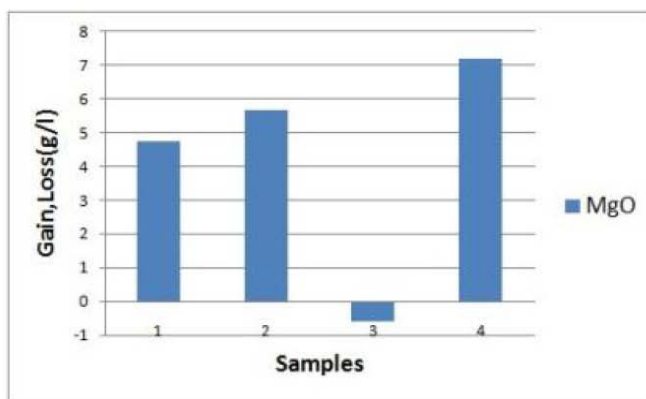
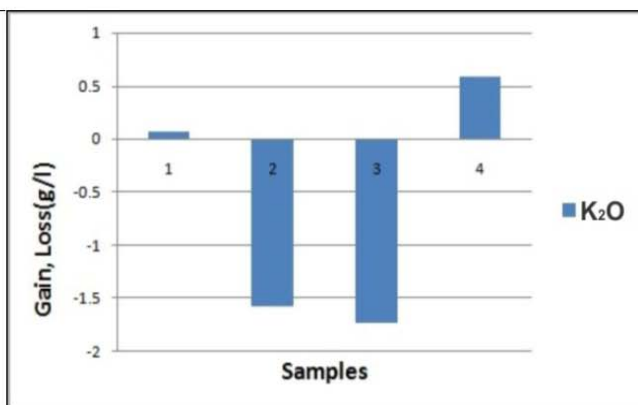
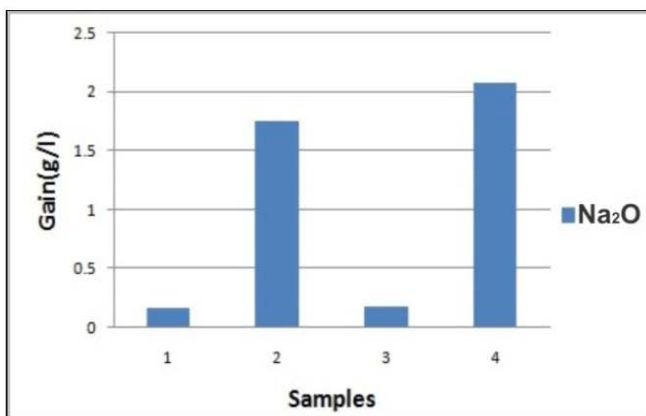
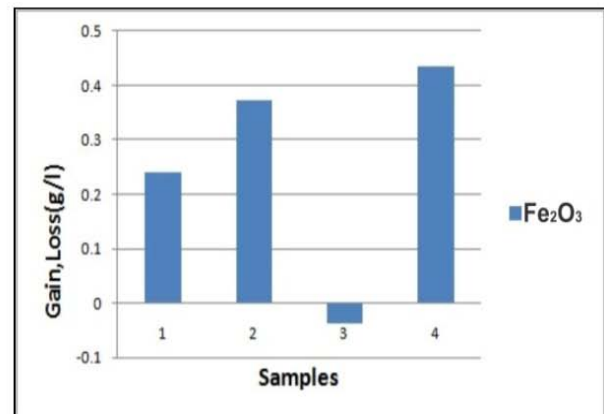
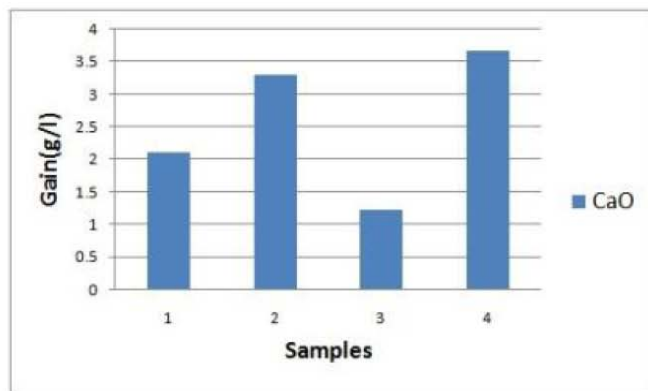


شکل ۵. نمایش دگرسانیه‌ها در پیروکسن‌اندزیت‌های منطقه. (A) کلریتی شدن بیوتیت (XPL)، (B) اپیدوتی شدن (XPL)، (C) سیلیسی شدن (XPL).

سریسیت و پیریت اشاره نمود. نمودار غنی‌شدگی-تهی‌شدگی^۱ عناصر موجود در سنگهای دگرسان شده در مقایسه با سنگهای دگرسان نشده در شکل (۶) نمایش داده شده است. چنان‌که از این نمودارها آشکار است، در دگرسانی پروپیلیتیک به‌علت تشکیل پلاژیوکلاز سدیم‌دار یعنی آل بیت، میزان Na_2O در سنگ دگرسان نسبت به سنگ تقریباً دگرسان افزایش می‌یابد. اکسیدهای CaO ، MgO و Fe_2O_3 نیز به‌علت تشکیل کانیهای اپیدوت، کلسیت و کلریت روند افزایشی نسبت به سنگ تقریباً سالم نشان می‌دهند. مقادیر K_2O روند خاصی نشان نمی‌دهند که یا به ترکیب ناهمگن محلولهای گرمابی و یا به ماهیت شیمیایی سنگ اولیه یا هر دو اشاره دارد. یکی دیگر از انواع دگرسانیه‌های شدید و قابل رؤیت در صحرا، سیلیسی‌شدن است که به صورت رگه‌ای و پراکنده نمود دارد (شکل ۵).

تنها انواع دگرسانیه‌های مشاهده شده در منطقه به علت دمای پایین محلول دگرسان‌کننده، دگرسانیه‌های فراگیر پروپیلیتیک و سیلیسی بوده‌اند. دگرسانی پروپیلیتیک با گسترش غیرواضح در صحرا مشاهده می‌شود که تا فاصله زیادی از رگه‌های کانه‌زایی شده در سنگهای پیروکسن‌اندزیت و تراکی‌اندزیت حوالی هر دو رگه مخصوصاً پیرامون رگه A دیده می‌شود. این دگرسانی تحت تأثیر محلولهای غنی از Ca ، Mg ، Fe و Al و با pH خنثی-قلیایی و نسبت سیال به سنگ پایین رخ داده است [۵] و همراه با کانیهای رسی و کانه‌های پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت به مقدار بسیار کم می‌باشد. کانیهای اصلی این نوع دگرسانی در منطقه اپیدوت و کلریت هستند (شکل ۵)، که در آن کانیهای پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم به کلریت یا اپیدوت تبدیل شده‌اند. از کانیهای فرعی نیز می‌توان به آل بیت، کلسیت،

¹ Gain and Loss



شکل ۶. نمودارهای غنی‌شدگی- ته‌شدگی عناصر موجود در سنگ دگرسان شده پروپیلیتیک که با مقایسه غلظت این عناصر در سنگ دگرسان نشده منطقه ترسیم شده است.

کانه‌نگاری

با توجه به انواع طبقه‌بندی‌های بافتی ارائه شده توسط کریگ و وگان [۶]، عمده‌ترین بافت کانه‌ها در این اندیس، بافت شکافه‌پرکن است و از بافتهای دیگر می‌توان به زونه‌ای، رگه‌چه‌ای، جان‌شینی، خوشه‌انگوری و افشان اشاره کرد. به نظر می‌رسد در اندیس کالچویه، کانه‌های فلزی در رگه‌های نمونه‌برداری شده طی دو مرحله به شرح زیر تشکیل شده‌اند:

الف- کانی‌سازی اولیه

مطابق جدول (۲) در کانی‌سازی اولیه یا هیپوزن، همزمان با تشکیل رگه سیلیسی در سنگ میزبان سه فاز سولفیدی اولیه یعنی کالکوپیریت و گالن به شکل پرکننده فضاهای خالی و رگه‌چه‌ای و پیریت‌های بسیار دانه ریز و یک فاز اکسیدی اولیه یعنی مگنتیت خودشکل به صورت شکافه‌پرکن نهشته شده‌اند. در این بین کالکوپیریت و گالن مهم‌ترین کانیهای اولیه با فراوانی بیشتر هستند، درحالی‌که مگنتیت به مقدار

شکافه پرکن (رگه‌ای و رگه‌چهای) و کمتر به صورت جانشینی مشخص می‌شود (شکل ۷). در کانی‌سازی ثانویه در شرایط اکسیداسیون و هوازدگی، فاز اکسیدی شامل هماتیت، گوتیت، لیمونیت، ملاکیت، آزوریت، سروریت و کوپریت می‌شود که معمولاً به صورت شکافه پرکن، جانشینی و خوشه‌انگوری دیده می‌شوند (شکل ۷). لازم به ذکر است که این کانه‌ها در اثر فرآیندهای تکتونیکی شدید در منطقه شکسته شده و گاهی خردشدگی شدیدی نشان می‌دهند. وجود رخ‌های خمیده در گالن نیز تأییدی بر این ادعاست. در هر دو رگه، کانه‌های بالا وجود داشته‌اند، با این تفاوت که در رگه B کانه‌های مس‌دار و در رگه A کانه‌های سرب‌دار مثل گالن به مراتب بیشتر مشاهده شده است.

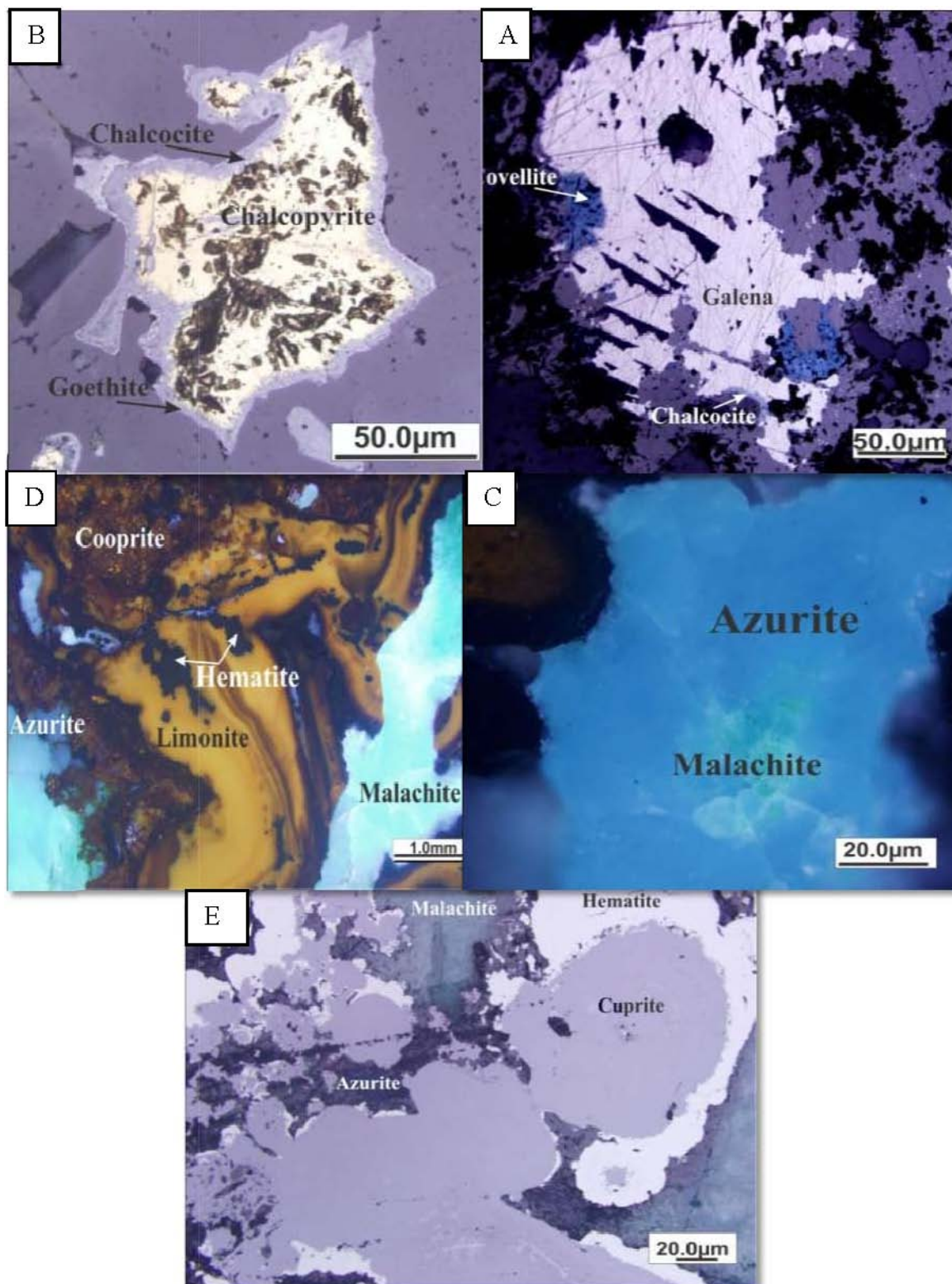
بسیار کم و بسیار ریز در نمونه‌ها دیده می‌شود. کالکوپیریت به صورت یک کانی اولیه و همزمان با رگه سیلیسی تحت واکنش زیر تشکیل شده که توسط کوولیت، کالکوسیت و هیدروکسیدهای آهن جانشین می‌شود (شکل ۷) و معمولاً هاله‌هایی اطراف آن تشکیل می‌دهند. مهمترین کانیهای گانگ در این منطقه که عمدتاً به شکل رگه‌چهای، رگه‌ای و جانشینی دیده می‌شوند، عبارتند از: کوارتز، کلسیت و باریت که فراوانی رگه‌های کوارتز نسبت به بقیه بیشتر است (جدول ۲).

ب- کانی‌سازی در مرحله غنی‌شدگی ثانویه

کانی‌سازی در این مرحله با کانیهای بورنیت با کمترین فراوانی، کالکوسیت با بیشترین فراوانی و کوولیت (که به ترتیب اطراف کالکوپیریت تشکیل می‌شوند) عمدتاً به صورت

جدول ۲. نمایش توالی پاراژنزی کانیها در اندیس مس کالچویه.

مرحله تشکیل کانیها	هیپوزن	غنی‌شدگی ثانویه	هوازدگی
پیریت	-----	-----	
کالکوپیریت	██████████	-----	
گالن	██████████	-----	
مگنتیت	-----		
کالکوسیت		██████████	
بورنیت		-----	
کوولیت		██████████	
ملاکیت			██████████
آزوریت			██████████
کوپریت			██████████
هماتیت			██████████
گوتیت			██████████
کوارتز	██████████		
کلسیت	██████████		
باریت	██████████		



شکل ۷. A) گالن در حال جان‌سپین شدن توسط کالکوسیت و کوولیت (RPPL)، B) کالکوپیریت در حال جان‌سپین شدن توسط کالکوسیت و گوتیت (RPPL)، C) ملاکیت با افزایش مقدار مس در حال تبدیل شدن به آزوریت (RXPL)، D) پارائنز کوپریت، ملاکیت، آزوریت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت در مرحله اکسیدان کانه‌زایی (RXPL) و E) پارائنز ملاکیت، آزوریت با کوپریت و هماتیت با بافت خوشه انگوری در شرایط هوازدگی.

سیالات درگیر

پتروگرافی سیالات درگیر

سیالات درگیر را می‌توان با پارامترهای دیداری مثل اندازه، شکل، رنگ، شاخص انکساری و مخصوصاً با فازهای موجود در دمای اتاق توصیف کرد [۷]. در ۱۱ مقطع دوبرصیقل کوارتزی مربوط به هر دو رگه، حدود ۱۰۰ میانبار اولیه انتخاب گردید. این میانبارهای منفرد از سطوح شکستگی کانی پیروی نکرده، دارای اشکال نامنظم بوده و ندرتاً کشیدگی داشته‌اند. علت انتخاب کوارتز برای مطالعات میانبارهای سیال، شفافیت، نداشتن رخ و توانایی تبلور دوباره آسان است که آن را محیطی بسیار مناسب برای محافظت میانبارهای سیال می‌سازد. علاوه بر آن فراوانی این رگه‌ها در منطقه و رخداد کانه‌سازی در این رگه‌ها از عوامل دیگر انتخاب این کانی هستند، چرا که نمونه‌ای باید جهت مطالعات انتخاب شود که مرتبط با کانه‌زایی باشد. اندازه این میانبارها از ۵-۳۰ میکرون متغیر بوده، اغلب حدود ۱۵ میکرون و در برخی موارد، اندازه ۴۰ میکرون نیز دیده شد. این میانبارها عمدتاً کروی تا نیمه شکل‌دار بوده و گاهی اشکال کشیده نیز در آنها دیده می‌شود.

میکروترمومتری سیالات درگیر

تعیین شوری

در این مطالعه، پس از منجمد کردن نمونه‌ها به طور کامل و گرم کردن آنها، دمای T_{LM} از $0/۲$ تا $۲/۶$ - درجه سانتی‌گراد در رگه A و $0/۱$ تا ۶ - درجه سانتی‌گراد در رگه B مشاهده شدند که با استفاده از نمودار شفرد^۱ و همکاران [۸]، مقدار شوری به ترتیب در رگه A و B در محدوده $0/۳۸$ تا $۴/۲۳$ و $۰/۱۶۶$ تا $۹/۱۸۸$ درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. با توجه به این که در این نمونه‌ها شوری بسیار پایین بوده، بنابراین هیچ گونه کانی نوزادی تشکیل نشده است ولی با توجه به این که دمای ائوتکتیک (T_{FM}) این میانبارها پایین‌تر از $۲۱^{\circ}C$ می‌باشد، نمک احتمالی موجود در سیال NaCl است. شکل (۸) نمودار مربوط به شوری سیالات درگیر در این دو رگه را نشان می‌دهد.

تعیین دمای همگن شدن

آزمایش حرارت‌دهی روی سیالات درگیر منطقه انجام شد و نمونه‌ها در دمای حدود ۱۷۵ تا ۳۲۴ درجه سانتی‌گراد به فاز

مایع تبدیل شدند، یعنی $L+V \rightarrow L$. نمودار این دماها برای سیالات درگیر رگه‌های A و B در شکل (۹) نشان داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که دمای همگن شدن سیال در رگه A بین ۱۷۵-۲۵۲ و در رگه B بین ۲۵۰-۳۲۴ درجه سانتی‌گراد است. البته قابل ذکر است که دمای یکنواختی معادل دمای به دام افتادن سیال در زمان تشکیل نیست و لذا برای به دست آوردن دمای واقعی به دام افتادن سیالات درگیر باید تصحیح عاملهای فشار، چگالی و ترکیب محلول را انجام داد، زیرا دمای همگن شدن تابع این موارد است. ولی، به علت فشار به دام افتادن پایین سیالات در این منطقه (۳۰ بار)، دماهای همگن شدن معادل یا نزدیک دماهای به دام افتادن سیال حین تشکیل بلورها در نظر گرفته می‌شود.

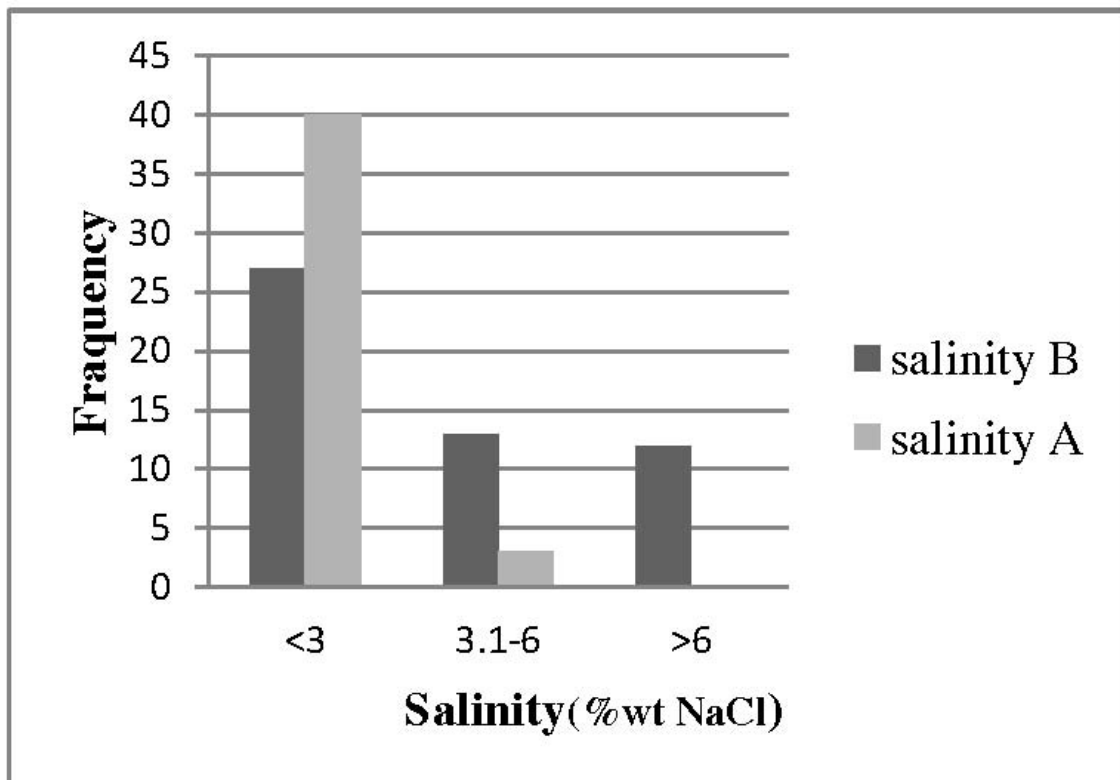
تعیین ترکیب سیالات درگیر و لیگاندهای حمل‌کننده فلزات

با توجه به این که در این نمونه‌ها شوری بسیار پایین است، بنابراین هیچ‌گونه کانی نوزادی تشکیل نشده است ولی چون در دماهای ائوتکتیک (T_{FM}) پایین‌تر از $۲۱^{\circ}C$ ، نمک احتمالی موجود در سیال NaCl می‌باشد، می‌توان به حضور کاتیون Na^{+} و آنیون Cl^{-} پی برد. از طرفی ترسیم داده‌های شوری و دمای همگن شدن اندیس کالجویه بر روی نمودار لارج^۲ و همکاران (۱۹۸۸)، غلبه کمپلکس‌های بی‌سولفیدی را بر کلریدی نشان می‌دهد (شکل ۱۰) و بنابراین می‌توان کمپلکس اصلی را کمپلکس‌های بی‌سولفیدی و زیر مجموعه‌های آن دانست. البته حضور کانه‌های کربناته مس (مالاکیت و آزوریت)، کربناته سرب (سروزیت) و گانگ کلسیت در رگه‌های سیلیسی نیز می‌تواند به حضور آنیون CO_3^{2-} یا HCO_3^{2-} در سیالات اشاره کند که دارای منشأ جوی یا سوپرژن می‌باشند. شاهدهی مینی بر جوی بودن منشأ آنیون کربنات، حضور بیشتر کلسیت در رگه دوم نسبت به رگه اول است که در فاصله بیشتری از مرکز کانه‌زایی قرار دارد، بدین صورت که با دور شدن سیالات از مرکز اصلی و به سمت رگه A، میزان اختلاط سیال با آب جوی بیشتر شده است.

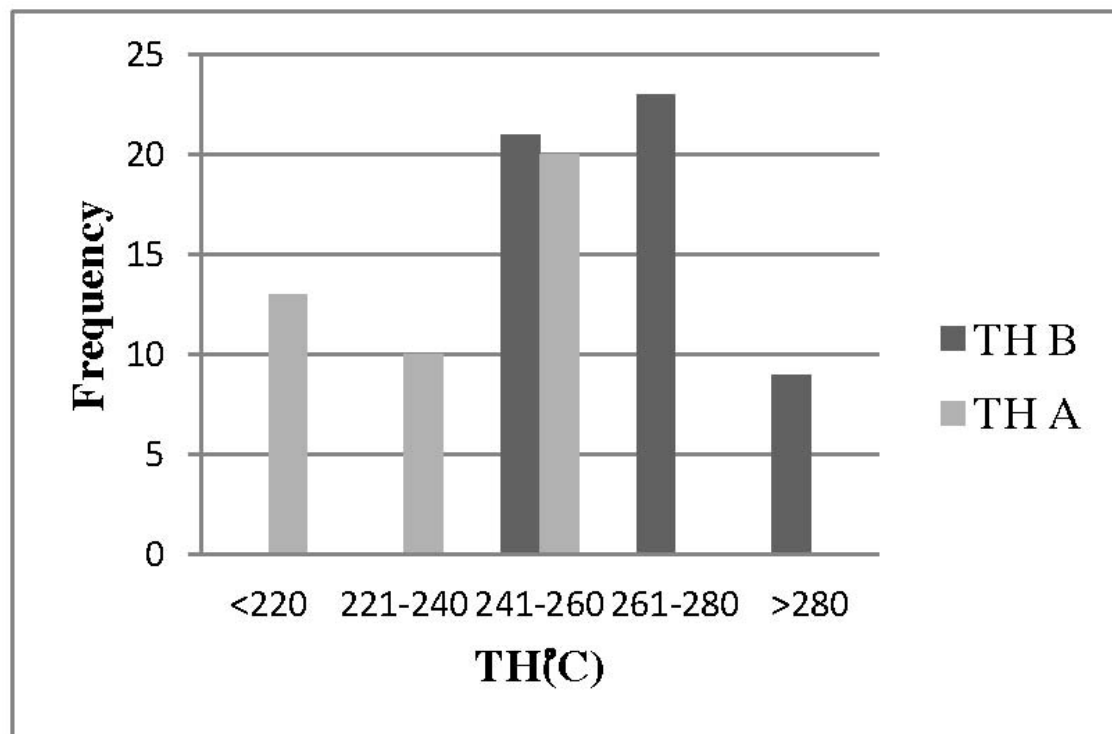
تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی مؤثر بر ته‌نشست ذخیره

برای انجام هر نوع تفسیر معنی‌دار لازم است که تعداد جمعیت سیالات درگیر در منطقه مشخص شود.

² Larg et al.¹ Shepherd et al.

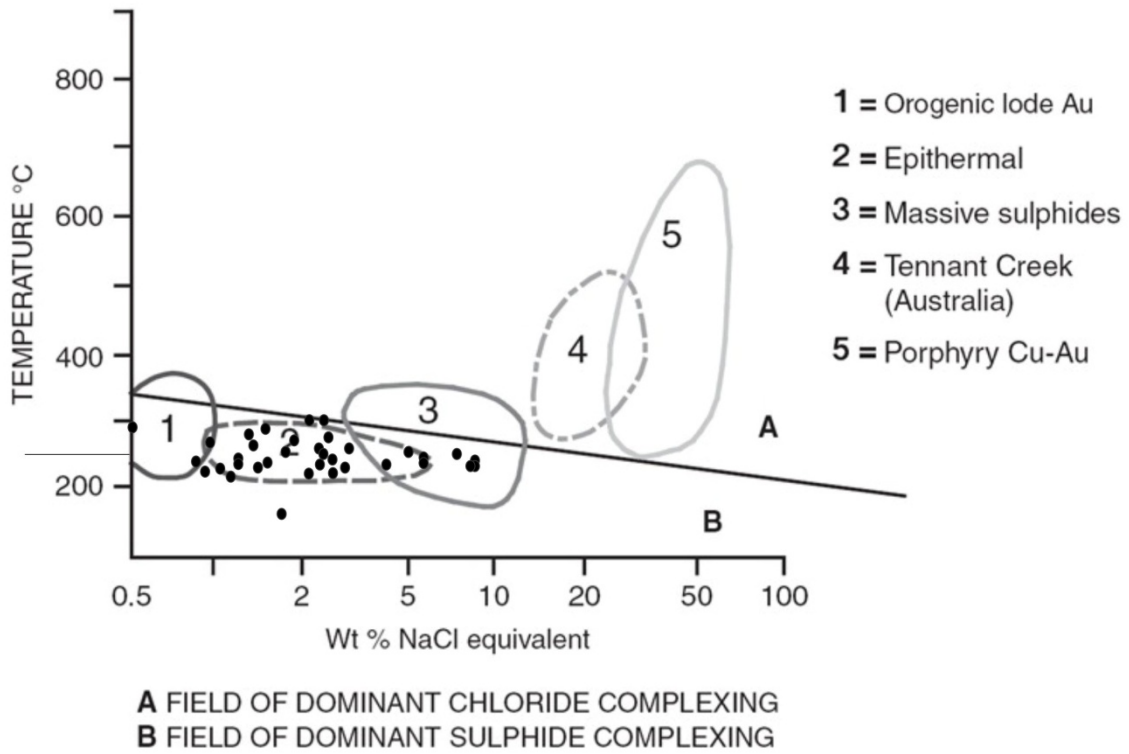


شکل ۸. نمودار مربوط به شوری سیالات درگیر در اندیس مس کالچویه.

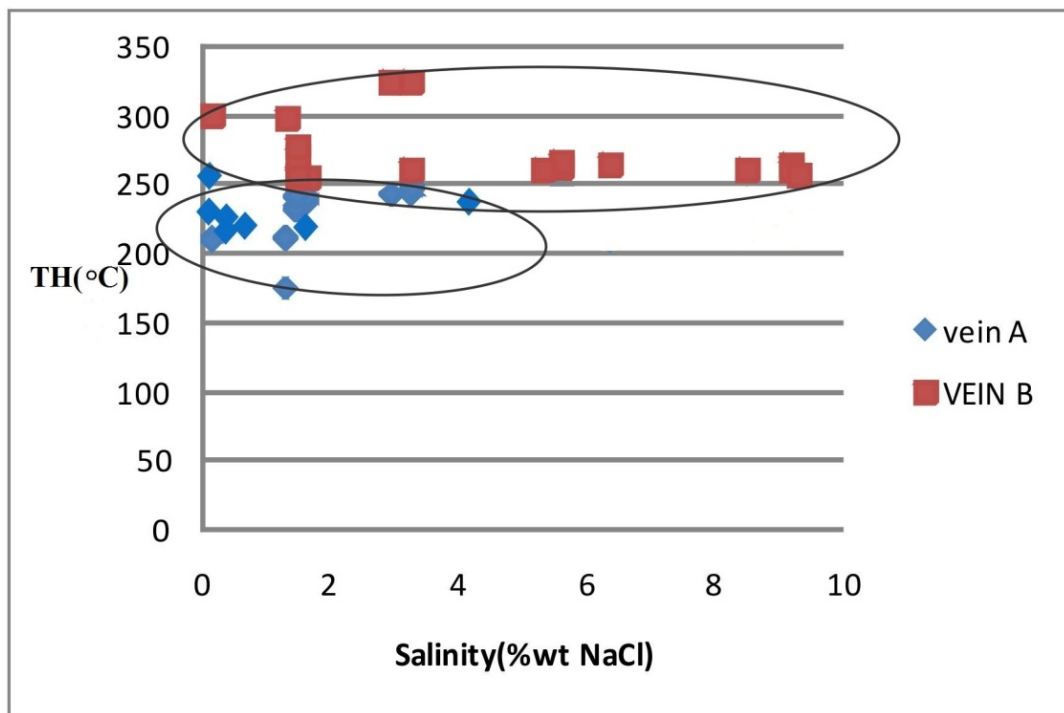


شکل ۹. نمودار مربوط به دمای همگن شدن سیالات درگیر در اندیس مس کالچویه.

TEMPERATURE-SALINITY FIELDS



شکل ۱۰. حوضه‌های دما-شوری و منحنی تغییرات میانگین برای محدوده‌های از سیستم‌های کانه‌زایی هیدروترمال.



شکل ۱۱. نمودارهای دمای همگن شدن - شوری سیالات درگیر در رگه‌های A و B.

محیط‌های خنثی و قلیایی دارد و با در نظر گرفتن این که تقریباً در تمام نمودارها سزیم تحرک چندانی نداشته است، می‌توان pH خنثی (غیراسیدی) را برای محلول کانه‌ساز در نظر گرفت [۱۴]. نسبت بسیار پایین La/Y (کمتر از ۱) شرایط اسیدی و مقادیر بیشتر شرایط قلیایی را نشان می‌دهد. با توجه به جدول (۱)، این مقادیر از ۰/۹۸ تا ۴/۵ تغییر می‌کند که شرایط تقریباً خنثی تا قلیایی را برای سیال نشان می‌دهد. مقایسه الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در نمونه تقریباً سالم V5 نسبت به نمونه های دگرسان شده V2, V14, V10, V9 نیز نتایج زیر را به دست داد (شکل ۱۳ و جدول ۱):

REE Σ و نسبت Ce/Yb و La/Lu در نمونه دگرسان نشده بیشتر از دگرسان شده است که نشان‌دهنده تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به نمونه غیر دگرسان است (جدول ۱). دلیل این تهی‌شدگی را می‌توان به آزاد شدن آنها در اثر تخریب فازهای سیلیکاتی اولیه مثل پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت و خروجشان توسط محلول‌های CO₂ دار مربوط دانست [۱۴]. میزان HREE ها در نمونه دگرسان تقریباً بیشتر از غیردگرسان است. این وضعیت را نیز می‌توان به ویژگی غیر اسیدی محلول و نیز تشکیل اپیدوت و اسفن در رخساره پروپیلیتیک نسبت داد که تمایل زیادی برای کسب و حفظ این عناصر دارند. در تمام نمونه‌ها به جز نمونه‌های مربوط به رگه‌ها، بی‌هنجاری منفی Eu دیده می‌شود. همان‌طور که در شکل (۱۲) مشاهده می‌شود، درجه این بی‌هنجاریهای منفی در نمونه تقریباً سالم بیشتر از نمونه‌های دگرسان است. به طور کلی، با افزایش دگرسانی، پلاژیوکلازها که حامل‌کننده اصلی Eu هستند، تخریب شده و سبب مهاجرت Eu²⁺ از آنها طی دگرسانی می‌شود، چراکه Eu در چنین وضعیت اکسیداسیونی کمترین مقدار پتانسیل یونی را داشته و بنابراین نسبت به سایر عناصر نادر تحرک بیشتری می‌یابد و به مقدار کمتری در نمونه‌ها متمرکز می‌شود [۱۵]، ولی در مورد دگرسانی پروپیلیتیک وضعیت کمی متفاوت است و هرچه سنگ دگرسان‌تر می‌شود، شدت ناهنجاری منفی Eu نیز کمتر می‌شود.

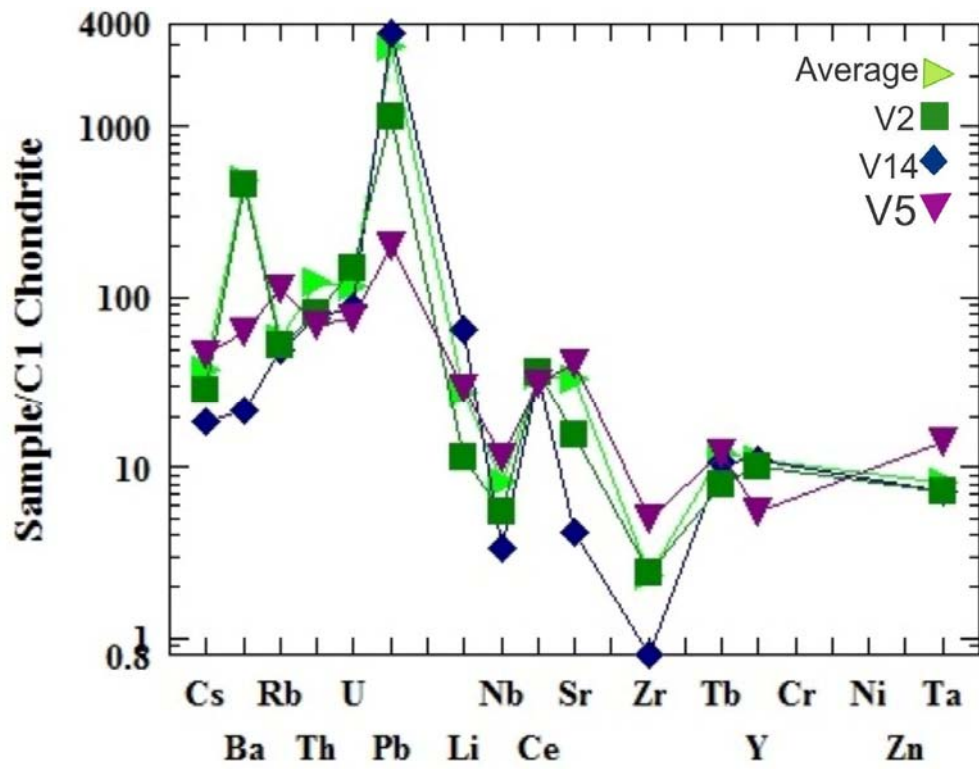
شکل (۱۱) نمودارهای دمای همگن شدن در مقابل شوری را برای میانبرهای آبگین دو فازی در کوارتز رگه‌های A و B نشان می‌دهد. مطابق این شکل، دو جمعیت متفاوت از سیالات با دما و شوری کم و متوسط مسبب کانه‌زایی در منطقه بوده‌اند. محدوده تغییرات مقدار شوری در این سیالات تقریباً گسترده است که این می‌تواند شاهدی بر اختلاط دو سیال (جوی و ماگمایی) برای ته‌نشینی فلزات باشد. از طرفی دامنه نسبتاً وسیع دمای همگن شدن سیالات در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که فرآیند سرد شدن ساده نیز یکی از عوامل مؤثر در ته‌نشینی ماده معدنی بوده است. به دلیل عدم مشاهده هم‌زیستی سیالات غنی از بخار و غنی از مایع و نبود برشهای گرمایی در صحرا نمی‌توان پدیده جوشش را فرآیندی جهت ته‌نشست کانه‌ها دانست. از طرفی مطابق نظر حسنی‌پاک [۹] و پیرائونو [۱۰]، حضور کلسیت تیغه‌ای در حفرات سنگهای منطقه که توسط سیلیس جانشین شده است و نیز حبابهای بخار بزرگ در سیالات درگیر می‌توانند نشانه‌هایی از رخداد این پدیده باشند.

ژئوشیمی عناصر کمیاب

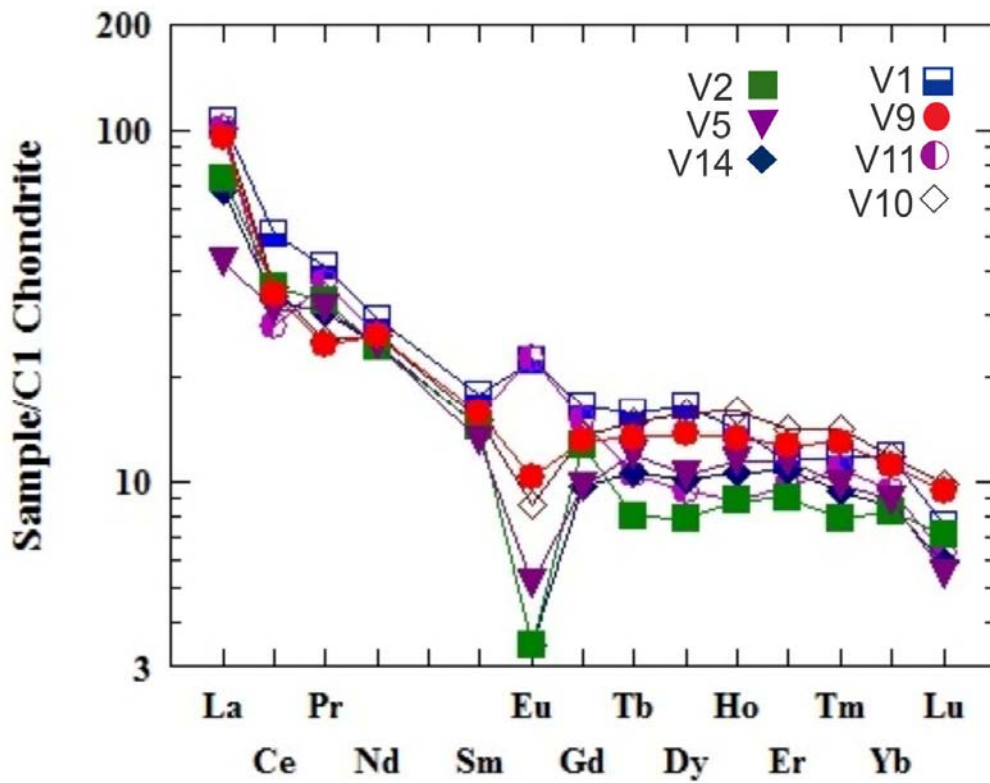
غلظت عناصر کمیاب خاکی سنگها نسبت به مقدار میانگین آنها در متئوریت کندریتی، که توسط بویتون^۱ [۱۱] ارائه شده، مقایسه و نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به کندریت این عناصر رسم شده است [۱۲]. با مقایسه الگوهای به دست آمده در شکل‌های (۱۲ و ۱۳) و جدول (۱)، از بررسی تغییرات عناصر کمیاب نمونه ۱ از رگه B، نمونه ۱۱ از رگه A، نمونه ۵ در پیرامون رگه B و دور از منطقه کانه‌زایی شده و با کمترین شدت دگرسانی و نمونه‌های ۲، ۹، ۱۰ و ۱۴ از سنگ دیواره و سنگ میزبان نزدیک رگه‌ها، نتایج زیر به دست آمد:

همه نمودارها شیب منفی کم یا زیاد دارند که از ویژگیهای ماگماهای کالک‌آلکالن و شوشونیتی است. بی‌هنجاری منفی Ni, Zr, Ta, V, و غنی‌شدگی LILE و LREE در نمونه با کمترین دگرسانی، ویژگی سنگهای ماگمایی کمانها یا قوسهای آتشفشانی است [۱۳]. بی‌هنجاری منفی Nb و سایر HFSE ها، ویژگی مناطق فرورانش و کوه‌زایی بوده و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی را نشان می‌دهد [۱۳]. با توجه به این که Ce⁺³ در محیط‌های اسیدی پایداری پایین‌تری از

¹ Boyton



شکل ۱۲. الگوی تغییرات عناصر کمیاب نسبت به کندریت در نمونه V2، V14، V5 و میانگین کل نمونه‌ها.



شکل ۱۳. الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در کل نمونه‌ها.

ماگمایی می‌باشد [۲، ۱۵ و ۱۸] و در نهایت، ماهیت سیال کانسار ساز کالچوپه که از طریق مطالعات ژئوشیمی و سیالات درگیر خنثی و احیایی شناخته شد و متفاوت از سیالات نوع سولفیداسیون بالای اسیدی و اکسیدی است [۲ و ۱۵]. طبق مطالعات دگرسانی و سیالات درگیر، محلولهایی با درجات ترکیبی متفاوت از نوع ماگمایی و جوی مسبب کانه‌زایی در این ناحیه بوده‌اند: یکی سیال A با دمای کم (۱۷۵-۲۵۰) و شوری بسیار پایین ۰/۳۸-۴/۲۳ درصد وزنی معادل نمک طعام با چیرگی آب جوی بر آب ماگمایی و دیگری سیال B با دمای متوسط (۲۵۰-۳۲۴) و شوری ۰/۱۶۶ - ۹/۱۸۸ درصد وزنی معادل نمک طعام از مخلوط آب ماگمایی و جوی. در واقع سیال با ترکیب آب ماگمایی و جوی با دور شدن از مرکز اصلی کانه‌زایی با آب جوی بیشتری مخلوط و سردتر شده است، به طوری که مشاهده می‌شود در رگه A که دورتر از مرکز کانه‌زایی است میزان حضور آب جوی بیشتر شده و دما و شوری کمتر است. شواهد زیر، جهت حرکت محلولهای کانه‌ساز را از رگه B به رگه A و مرکز تقریبی کانه‌سازی را نزدیک به رگه B اثبات می‌کند: ۱- حضور بیشتر عناصر تحت کانساری کم محلول مثل کبالت، نیکل، مس و مولیبدن در رگه B و عناصر فوق کانساری محلول تر سرب، نقره، آنتیموان، روی و کادمیوم در رگه A، ۲- شوری و دمای بیشتر سیال در رگه‌های کوارتزی کانه‌دار B نسبت به A، ۳- حضور بیشتر گالن و گانگ کلسیت در رگه A و کانیهای مس‌دار با گانگ باریت در رگه B. زیرا کلسیت با افزایش اختلاط آب جوی و آب ماگمایی و ترکیب CO₂ حاصل از آن با کلسیم آزاد شده ناشی از دگرسانی پروپیلیتیک ایجاد شده است. باریت نیز از ترکیب سولفات محلول ماگمایی که کمتر با آب جوی مخلوط شده و باریت ته‌نشین شده است و وسعت بیشتر دگرسانی پروپیلیتیک در رگه A. چرا که این دگرسانی تا فواصل بیشتر از مرکز اصلی کانه‌زایی و در دمای کمتر شکل می‌گیرد.

قدردانی

در این جا لازم است از همکاری آقای دکتر مکی‌زاده و کارمندان گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان که ما را در تهیه و تدوین این مقاله یاری کردند، نهایت تشکر و قدردانی را بنماییم.

چرا که در این حالت به دلیل حاکم بودن شرایط احیایی در این رخساره، Eu به حالت ۲ ظرفیتی در سیال حضور داشته است و نیز کانیهای گرمایی اپیدوت و اسفن میزبان Eu^{2+} بوده‌اند (به علت شعاع یونی مشابه یوروپیم و کلسیم، عنصر یوروپیم جانشین کلسیم این کانیها می‌شود). بی‌هنجاری مثبت Eu نشان داده شده در نمونه‌های مربوط به رگه، می‌تواند در ارتباط با دگرسانی سربستی، کلریتی، افزایش سیلیس و حضور اکسیدهای آهن باشد [۱۶].

برداشت

با توجه به نظریات راب [۱۷]، فوستر [۱۸]، شهاب‌پور [۱۹]، پیرائنو [۱۰]، سیلیتو [۲۰] و کامپرابی [۲۱]، شواهد زیر از جمله دلایل طبقه‌بندی کانسار به نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین هستند:

موقعیت تکتونیکی منطقه، با در نظر گرفتن این که محیطهای کشتی پشت کمانهای آتشفشانی مرتبط با فرورانش، محیطهای مناسبی برای تشکیل کانسارهای رگه‌ای اپی‌ترمال هستند [۲۱]، شکل‌گیری این اندیس در منطقه کانه‌زایی مس پورفیری- اپی‌ترمال، به طوری که اندیس‌هایی مثل اندیس مس ظرفرند و کهنک نیز به آن نزدیک هستند، ماهیت کالکوالکان و ترکیب ماگمای مولد کانه‌زایی که از نوع تونالیتی است [۲۲]. پارائنز کانیها، حضور کوارتز با غلبه بافت قشرگونه، شکافه پرکن و تیغه‌ای نسبت به کوارتز توده‌ای و جانشینی و شکل‌گیری کربنات منگن‌دار [۱۹]، پراکندگی و انواع دگرسانیها بدین صورت که دگرسانی در انواع کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا معمولاً آرژیلیکی است، در حالی که در انواع سولفیداسیون پایین از نوع پروپیلیتیک تا آرژیلیتی است. بنابراین، اندیس در گروه دوم قرار می‌گیرد. در ضمن، گسترش کم و غیر واضح دگرسانی در اندیس، یکی دیگر از مشخصاتی است که آن را جزو کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین در نظر می‌گیرد [۱۹]. شرایط دمای پایین- متوسط و شوری پایین سیال و نسبت گوگرد به فلز پایین از مشخصات کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین هستند که با حضور کانیهای همچون گالن و کالکوپیریت در منطقه مشخص می‌شود [۲۰ و ۱۷]. منشأ آب کانه‌ساز در منطقه، ماگمایی و جوی ولی عمدتاً جوی است [۲۲] که در کانسار اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین نیز منشأ آب عمدتاً جوی است، علی‌رغم کانسارهای سولفیداسیون بالا که عمدتاً

مراجع

- [۱] مجله رشد زمین‌شناسی، "کانسارهای مس"، سازمان پژوهش و برنامه‌ریزی آموزشی (۱۳۸۹).
- [۲] وهابی‌مقدم ب.، "مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سنگهای ماگمایی- دگرگونه جنوب نایین"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۲) ۱۴۵ ص.
- [۳] امینی ب.، امینی چهرق م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۲) برگه شماره ۶۵۵۵.
- [4] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. G., "The interpretation of Igneous rocks", London, Allen and Unwin (1979) 450 .
- [5] Barnes H. L., "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", John Wiley and Sons Interscience, (1997) 972 .
- [6] Craig J. R., Vaughan D. J., "Ore microscopy and ore petrography", Canada (1994) 434 pp.
- [7] Alfons m., Ulrich F., "Fluid inclusion petrography", Journal of Lithos 55 (2001) 27-47.
- [8] Shepherd T., Rankin A. H., Alderton D. H. M., "A practical guide to fluid inclusion studies", Blackie, USA Chapman and Hall New York (1985) 345.
- [۹] حسینی‌پاک ع. ا.، "اکتشافات ذخایر طلا"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۱) ۷۴۲ ص.
- [10] Pirajno F., "Hydrothermal processes and mineral systems", Springer Science, Perth (2009) 203.
- [11] Boyton W. V., "Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorites studies". In Henderson, P., Rare Earth Element geochemistry, Elsevier (1984) 63-114.
- [12] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", Geol. Soc. Lon., Spec. pub. 42 (1989) 313 – 345.
- [13] Kesler S. E., "Metallogenic evolution of convergent margin: Selected ore deposit models", Ore Geol. 12 (1997) 153 -171.
- [14] Wenlandt R. F., Harison W. G., "Rare Earth Partitioning between immiscible carbonate and Rare Earth enriched rocks", Corti 6, Mineral Petrology 69 (1979) 409 – 419.
- [15] Puchlet H., Emmermann R., "Bearing of Rare Earth Patterns of appetites from Igneous and Metamorphic rocks", Earth Planet. Sci. Lett, 31 (1976) 279-286.
- [16] Henderson P., "Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier (1984) 510 .
- [17] Robb L. J., "Introduction to ore-forming processes", Blackwell science, Victoria (2005) 373.
- [18] Foster R. P., "Gold Metallogeny and Exploration", Department of Geology University of Southampton (1996) 432.
- [۱۹] شهاب‌پور ج.، "زمین‌شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۶) ۵۴۳ ص.
- [20] Sillitoe R. H., "Epithermal models: Genetic types, geometrical control and shallow features", Geological Association of Canada Special paper 40 (1993) 403 – 417.
- [21] Camprubi A., Albinson T., "Epithermal deposits in Mexico, Update of current knowledge and an empirical reclassification", The Geological Society of America (2007) 422, 14-39.
- [۲۲] مهوری ر.، "مطالعات پترولوژیکی و کانی‌شناسی دگرسانیهایی گرمابی در گردنه ملاحمد"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۸) ۳۱۰ ص.