



مطالعات کانه‌سازی و ژئوشیمی اندیس مس کالچویه (جنوب‌غرب نائین)

هنگامه حسینی دینانی^{۱*}، هاشم باقری^۲، رضا شمسی پور 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

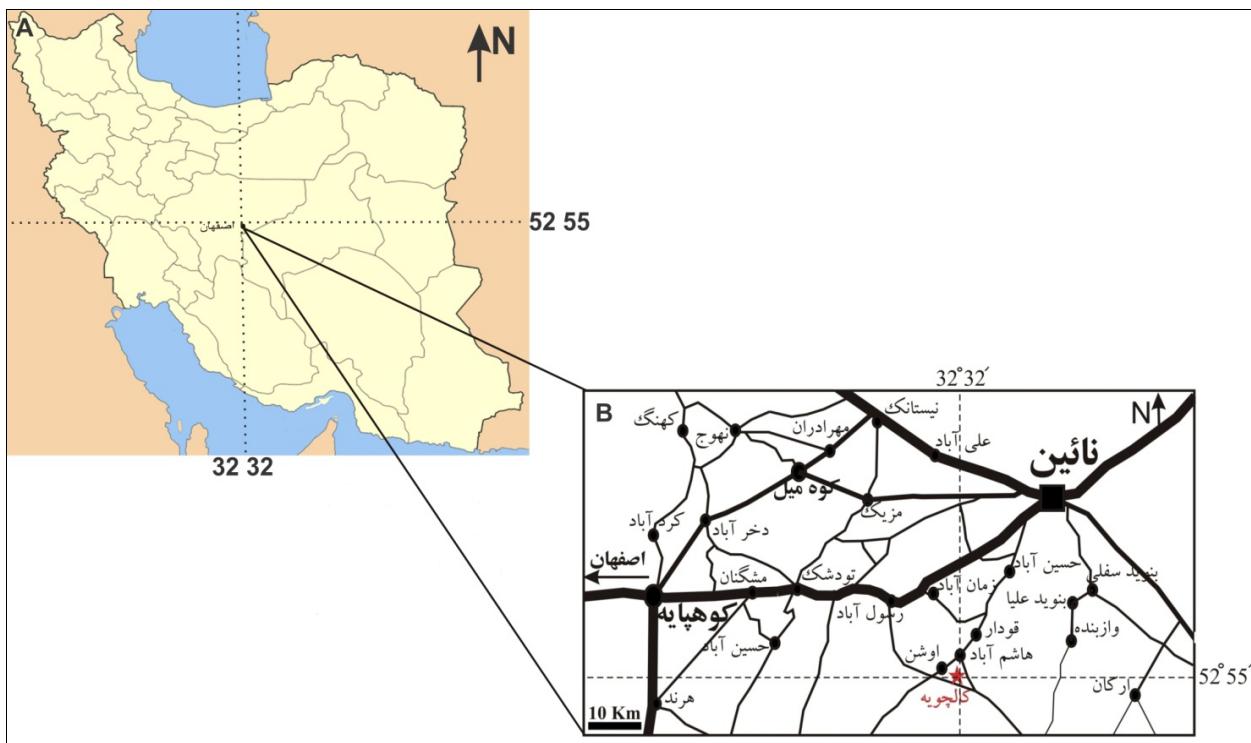
چکیده

اندیس کالچویه در جنوب‌غرب نائین و در نوار ولکانوپلتونیک ارومیه دختر واقع شده است. کانه‌سازی عمدتاً در واحدهای پیروکسن آندزیت و تراکی‌آندزیت منطقه به دو صورت پراکنده در متن سنگ تا فاصله چند سانتی‌متری از رگه و نیز به صورت رگه‌ای-رگه‌چهایی 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 پروپیلیتیک و سیلیسی و کانه‌های فلزی مشاهده شده در رگه‌ها، کالکوپیریت، گالن، پیریت، مگنتیت، بورنیت، کالکوسیت، کولولیت، هماتیت، لیمونیت، ملاکیت، آزوریت، سروزیت و کوپریت هستند. در مطالعات سیالات درگیر، مقدار شوری و دمای همگن شدن سیال به ترتیب در رگه A و B در محدوده ۰/۳۸ تا ۰/۱۸۸ درصد وزنی معادل نمک طعام و ۰/۱۶۶ تا ۰/۲۳ درجه ۲۵۰-۳۲۴ در رگه A و ۰/۲۵۲ در رگه B درست آمد. مقایسه الگوهای به دست آمده از تغییرات عناصر کمیاب، شبیه منفی نمونه‌ها را نشان می‌دهد که از سانسی گراد به دست آمد. مقایسه الگوهای به دست آمده از تغییرات عناصر کمیاب، شبیه منفی نمونه‌ها را نشان می‌دهد که از ویژگیهای ماقماهای کالک‌آلکالان 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.

اندیس مس کالچویه در جنوب‌غرب نائین کیلومتر ۱۱۰ جاده اصفهان- نائین واقع شده است. این منطقه در عرض جغرافیایی ۱۱° ۵۳' ۵۲'' تا ۱۱° ۵۸' ۴۰'' شمالی و طول جغرافیایی ۷° ۹۱' ۵۲'' تا ۷° ۹۸' ۵۹'' شرقی قرار گرفته است. ارتفاع متوسط آن از سطح دریا ۱۸۳۰ متر است و از نظر موقعیت زمین‌شناسی، در نوار ولکانوپلتونیک 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 مژوزوئیک، سنوژوئیک و کواترنری می‌باشند (شکل ۲). دوران مژوزوئیک منطقه فقط شامل واحدهای کرتاسه بوده که چینه‌شناسی رسوی آن معادل سازند تفت است. سنگهای ترشیری منطقه جنوب نائین با رسوبات پالئوسن شروع می‌شود.

مقدمه
بزرگترین کانسارهای مس دنیا منشأ گرمابی 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 آتش‌شانی و رسوی مجاور نیز توده‌های ولکانوسدیممنtri تشکیل می‌گردد. کانی‌سازی در سنگهای آذرین بیرونی در اثر اشباع آنها انجام گرفته و همزمان با آن سنگهای مزبور تغییرات گرمابی زیادی را تحمل کرده است. کانسارهای رگه‌ای مس در درز و شکاف سنگها و غالباً دور از توده اصلی ماقما 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].



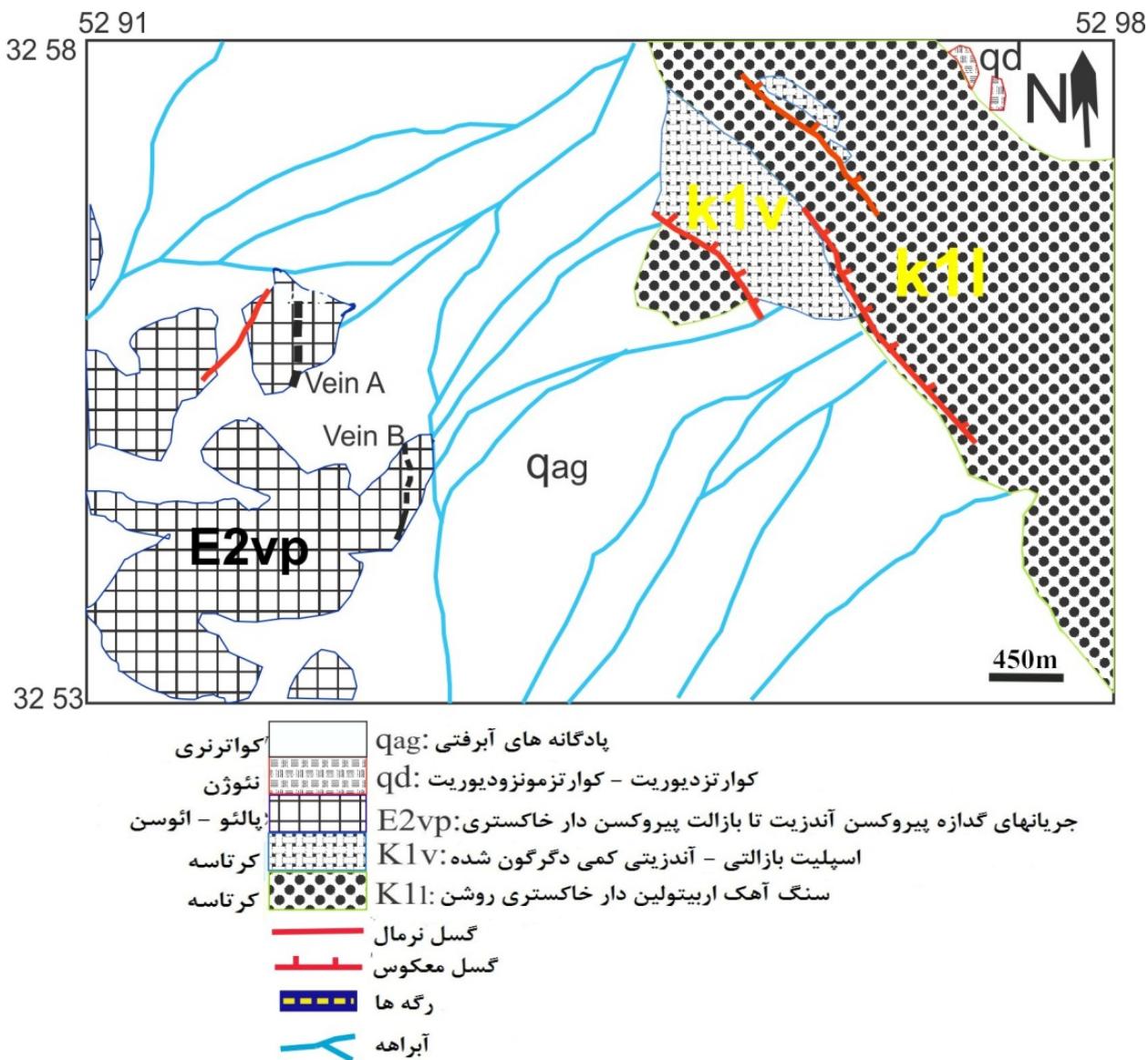
شکل ۱. نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه در (A) ایران (بدون مقیاس) و (B) استان اصفهان.

بررسی قرار گرفتن 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 کانه‌زا شده (یعنی رگه B در شرق-جنوب شرق با طول تقریبی ۴۰۰ متر و ضخامت ۳-۲ متر و رگه A در شمال منطقه با طول تقریبی ۴۰۰ متر و ضخامت ۰/۵-۰/۰ 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 قل 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 کوارتزدیوریت به علاوه دیوریت و گرانیت است. ولکانیسم دوره پلیو-پلیستوسن از نوع خشکی‌زا در شمال‌غرب منطقه دیده می‌شود که جنس آنها اغلب آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت و آندزیت بازالتی است. آخرین فعالیتهای مشاهده شده در منطقه مربوط به تشکیل تراوترن‌های کواترنری حاصل از چشممه‌های آب‌گرم در اطراف منطقه بوده است و در نهایت آبرفت‌های دوران چهارم در منطقه به چشم می‌خورد [۲].

روش مطالعه

مطالعات اندیس مس کالچویه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در مطالعات صحرایی، هندسه ماده معدنی، نقش فرآیندهای 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 ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان [۳]).

سانتری متري 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 آتشفسانی این محدوده در نتیجه صعود سیالات ماقمایی تأخیری دستخوش دگرسانیهای گرمابی با درجات ضعیف تا متوسطی با مرز نامعلوم شده‌اند.

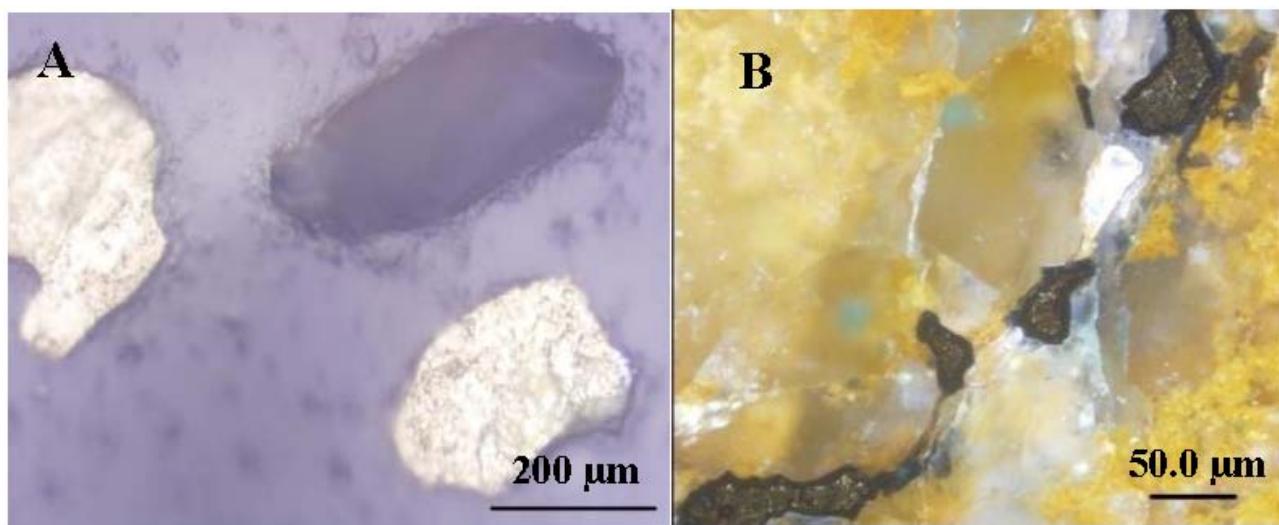
برای انجام بررسیهای ژئوشیمیایی با روش پلاسمای جفتیده القایی- طیف سنجی جرمی (ICP-MS)، تعداد ۷ نمونه سنگ تقریباً سالم، دگرسان و مربوط به رگه جدول (۱) به آزمایشگاه Acme در کانادا ارسال گردید.

بحث و بررسی سنگنگاری

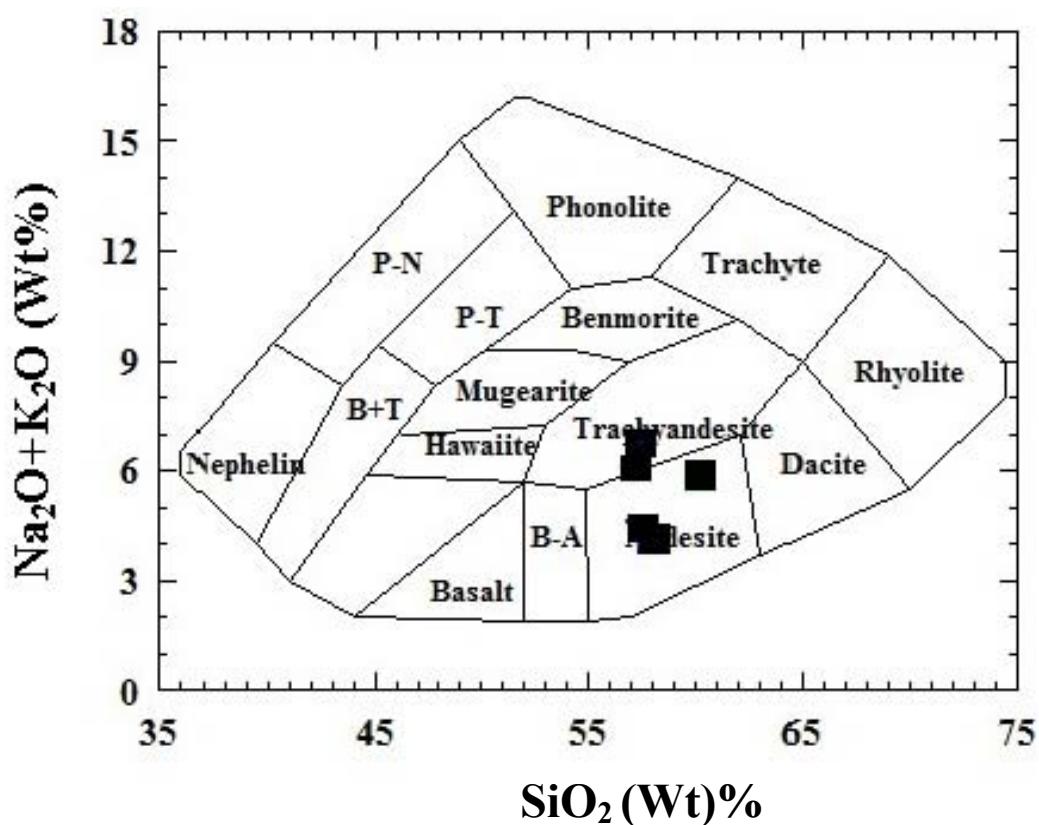
با توجه به بررسیهای انجام شده و نقشه زمین‌شناسی منطقه شکل (۲)، سنگهای دربرگیرنده رگه‌های کانه‌زایی شده به ترتیب اهمیت عبارتند از: گدازه‌های پیروکسن آندزیت، تراکی آندزیت‌ها، ماسه‌سنگ‌های توفی و لیتیک توف که کانه‌سازی عمدتاً به دو صورت پراکنده در متن سنگ تا فاصله فقط چند

جدول ۱. نتایج تجزیه مونههای 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 ppm B مربوط به رگه B است).

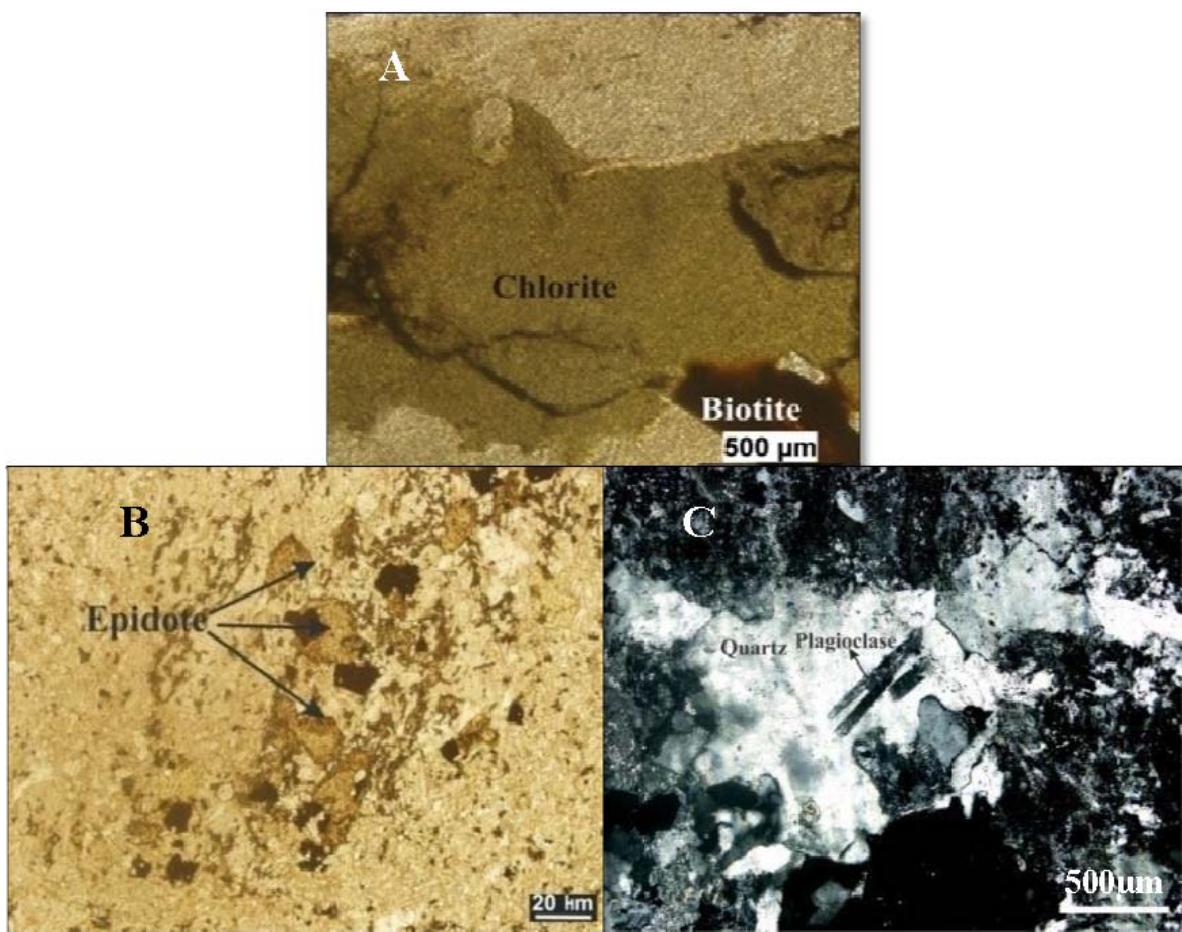
No	(A)V14	(B)V2	(B)V5	(B)V9	(A)V10	(A)V11	(B)V1
SiO ₂	۶۲/۳	۵۸/۸۶	۵۶/۹۹	۶۰/۹۶	۵۹/۹۹	-	-
Al ₂ O ₃	۱۶/۴۵	۱۵/۲۰	۱۴/۵۳	۱۵/۵۲	۱۵/۹	-	-
Fe ₂ O ₃	۱/۸۲	۱/۷۷	۱/۶۱	۱/۷۵	۱/۷۲	-	-
FeO	۴/۵	۴/۴۵	۴/۰۳	۳/۰۳	۴/۲۵	-	-
CaO	۲/۹۲	۲/۲۴	۱/۴۳	۲/۷۲	۲/۰۵	-	-
Na ₂ O	۵/۰۲	۴/۲۲	۴/۱۳	۴/۸	۳/۰۱	-	-
MgO	۶/۰۴	۵/۱۵	۳/۱۱	۵/۳۳	۳/۰۸	-	-
K ₂ O	۱/۹۳	۱/۷۵	۱/۶۷	۱/۰۵	۱/۰۶	-	-
TiO ₂	۰/۳۶	۰/۰۹	۰/۴۴	۰/۲۶	۰/۳۳	-	-
MnO	۰/۷۹	۰/۲۵	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۰۴	-	-
P2O ₅	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۳	-	-
Cu	۴۹۷۰/۰۹	۱۱۸۹۰	۳۲۶/۷۴	۱۰۰۴/۰۷	۴۷۸۴/۰	۱۰۰۰	۱۲۰۴۰/۰۳
Mo	۴/۱۷	۳۳/۲۹	۲/۴۴	۳/۲۱	۳۲/۱	۳/۲۷	۶/۵۶
U	۰/۷	۱/۲	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۸	۱/۲	۱/۵
Pb	۸۶۹۱/۰۵	۲۸۴۹/۱۶	۴۹۴/۹۱	۴۵۴۱/۳۸	۱۰۰۴/۰۳	۱۱۳۲۱/۰	۱۰۰۰
Zn	۴۱۸۰/۳	۳۴۷/۲	۲۱۸	۴۶۶۰/۶	۳۸۴۸/۸	۵۴۴۵	۱۱۳۸/۶
Ag	۶۹/۲۴	۱/۹۴	۰/۴۹	۳۴۳۰	۴۲/۲۵	۶۲/۷	۱۵۸
Ni	۹/۸	۱۷/۵	۱/۴	۵/۵	۱۶/۲	۲۳/۴	۲۴/۵
Co	۴	۲۹/۷	۱/۱۶	۶/۵	۱/۱۶	۷/۴	۵۱۸
As	۰/۴	۲۹۲/۵	۵۸/۷	۷۴/۹	۱۴۹/۲	۱۸۷/۱	۴۳۶
Au	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱۴	۱/۴	۰/۹	۰/۵
Cd	۱۱/۱۱	۰/۸۱	۰/۱۳۸	۱۱/۳۶	۱۹/۰۶	۲۴/۶۲	۲/۱۴
Sb	۹/۴۸	۱/۱۳	۰/۱۶۲	۰/۹۳	۱۳/۴۱	۱۱/۶۵	۱/۷۹
Bi	۰/۱۷	۱/۰۲	۰/۱۸۴	۱/۱۴۴	۰/۲	۱/۱۹	۱۶/۵
V	۹	۱۹	۳۲	۹	۱	۱۴	۳۷
Ba	۵۳	۱۰/۸۷	۱۵۰	۹۸۹	۲۰۰	۲۲۲	۵۴۰۷
Sn	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۸
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	۱۱/۰	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	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۵۵	۰/۱۵	۱/۳	۱/۲۹
Gd	۲	۲	۲/۰۳	۲	۲/۱	۳/۱	۴
Tb	۰/۱۳	۰/۱۴۵	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۰۵۵	۰/۱۳۹	۰/۰۹
Dy	۲	۲/۰۵	۲/۱۶	۳/۰۵	۴	۲/۱۴	۴/۲
Ho	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۷۵	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۸
Er	۱/۰	۱/۹	۱/۹	۲/۱	۲/۳۵	۱/۶	۱/۹
Tm	۰/۱۲	۰/۱۲۵	۰/۱۲۴	۰/۱۳۳	۰/۱۳۶	۰/۱۲۸	۰/۱۳
Yb	۱/۱۴	۱/۱۵	۱/۱۴۵	۱/۹	۲	۱/۶	۲/۳
Lu	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۱۹	۰/۱۲۵	۰/۱۲۷	۰/۱۶	۰/۱۳
Hf	۰/۱	۰/۱۷	۰/۱۳۳	۰/۱۲۲	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۷۹
Rb	۱۱۵/۹	۲۶۲/۵	۱۲۱/۴۲	۱۵۷/۹	۱۲۸/۳	۱۳۳/۴	۱۵۴/۲
Ta	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱
Nb	۰/۱۸۴	۲/۱۸۱	۱/۱۳۵	۴/۱۷۱	۲/۱۳۹	۰/۱۵۶	۲/۱۴۲
Cs	۳/۰	۸/۸	۱/۱۳	۱/۱۵	۱/۱۹	۱/۱۲	۸/۸
ΣREE	۶۳/۲۴	۵۵/۴۸	۶۵/۶۶	۶۴/۴۶	۶۵/۲۸	۷۰/۰۷	۹۰/۹
Gd/Yb	۱/۳۸	۱/۱۳	۱/۱۶۴	۱/۱۰۵	۱/۱۰۵	۱/۹۴	۱/۱۷۴
Ce/Yb	۱۴/۴۷	۱۲/۶۹	۱۵/۷	۱۰/۰۶	۹/۰۵	۱۰/۰۵	۱۳/۱۲
La/Lu	۸۴/۲۱	۷۷/۱۴	۹۵/۰۵	۸۳/۲	۷۸/۰۱	۱۵۰/۰۲	۱۹۲/۰۳
La/Yb	۱۱/۰۳	۶/۱۷۳	۱۲/۲۸	۱۰/۹۵	۱۰/۱۶	۱۵/۰۶	۱۰/۱۷
La/Sm	۷/۲۷	۵/۰۵	۷/۱۱	۱۶	۹/۴۲	۱۰/۰۴	۹/۲۶
La/Y	۰/۹۸	۱/۱۶	۱/۱۲۳	۲/۱۸۱	۴/۰۵۶	۲/۱۴۸	۳/۱۷



شکل ۳. A) نمایش کانه‌زایی افسان 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 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ که در محدوده آندزیت - تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند [۴]

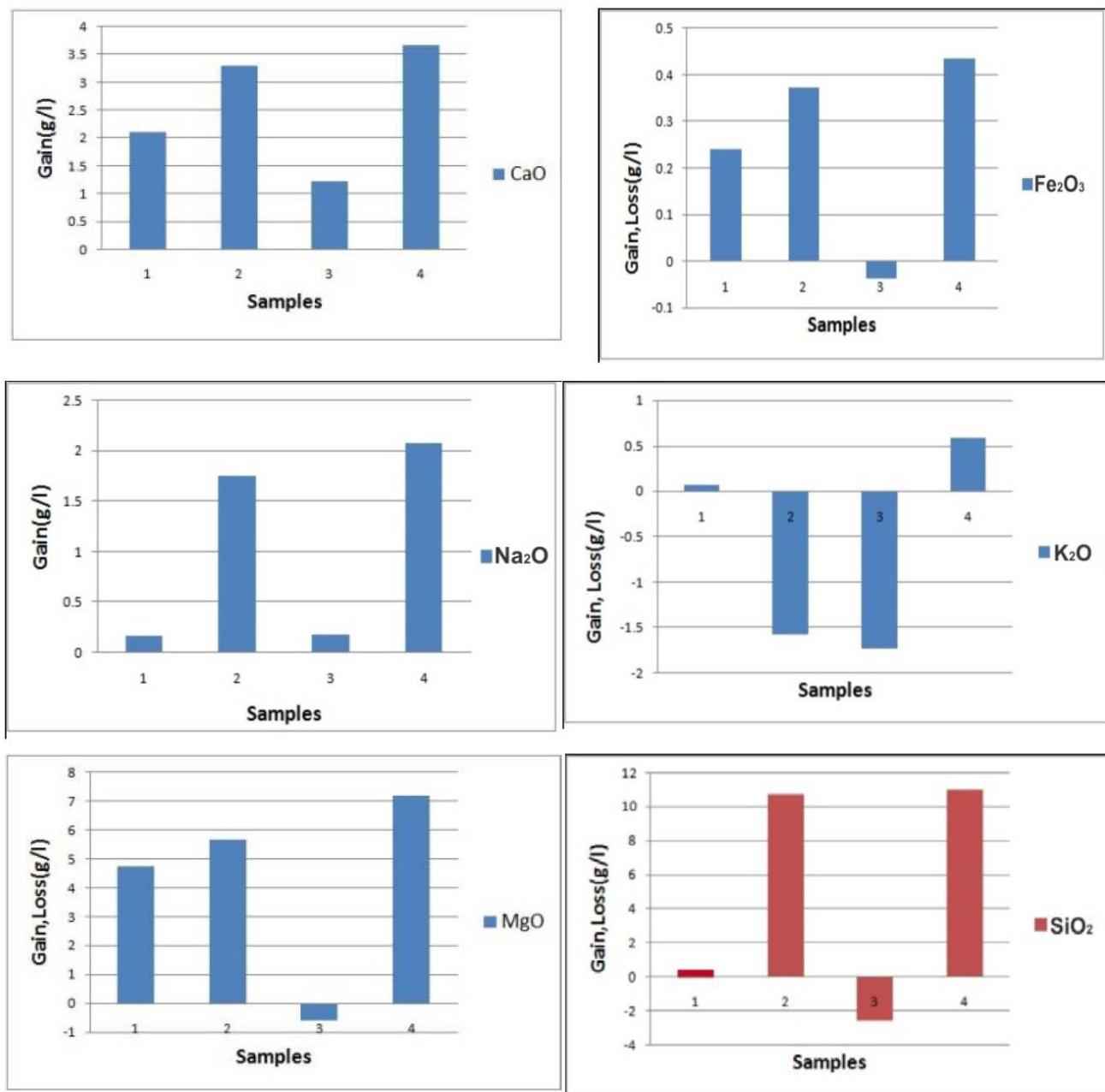


شکل ۵. نمایش دگرسانیها در پیروکسن آندزیت‌های منطقه. (A) کلریتی شدن بیوتیت (XPL)، (B) اپیدوتی شدن (XPL)، (C) سیلیسی شدن (XPL).

سریسیت و پیریت اشاره نمود. نمودار غنی‌شدگی^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 پلازیوکلاز سدیم‌دار یعنی آلبیت، میزان Na_2O در سنگ دگرسان نسبت به سنگ تقریباً دگرسان افزایش می‌باید. اکسیدهای MgO ، CaO 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 دگرسانیهای شدید و قابل رؤیت در صحراء، سیلیسی شدن است که به صورت رگه‌ای و پراکنده نمود دارد (شکل ۵).

تنها انواع دگرسانیهای مشاهده شده در منطقه به‌علت دمای پایین محلول دگرسان‌کننده، دگرسانیهای فرآگیر پروپیلیتیک و سیلیسی بوده‌اند. دگرسانی پروپیلیتیک با گسترش غیر واضح در صحرا مشاهده می‌شود که تا فاصله زیادی از رگه‌های کانه‌زایی شده در سنگهای پیروکسن آندزیت و تراکی آندزیت حوالی هر دو رگه مخصوصاً پیرامون رگه A دیده می‌شود. این دگرسانی تحت تأثیر محلولهای غنی از Al ، Fe ، Mg ، Ca و 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، پلازیوکلاز و فلدسپار پتالسیم به کلریت یا اپیدوت تبدیل شده‌اند. از کانیهای فرعی نیز می‌توان به آلبیت، کلسیت،

^۱ Gain and Loss



شکل ۶. نمودارهای غنی‌شده‌تری-تھی‌شده‌تری عناصر موجود در سنگ دگرسان نشده منطقه ترسیم شده است.

الف-کانی‌سازی اولیه

مطابق جدول (۲) در کانی‌سازی اولیه یا هیپوژن، 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 اکسیدی اولیه یعنی مگنتیت خودشکل به صورت شکافه پرکن نهشته شده‌اند. در این بین کالکوپیریت و گالن مهمترین کانیهای اولیه با فراوانی بیشتر هستند، در حالی که مگنتیت به مقدار

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، خوشانگوری و افسان اشاره کرد. به نظر می‌رسد در اندیس کالچویه، کانه‌های فلزی در رگه‌های نمونه‌برداری شده طی دو مرحله به شرح زیر تشکیل شده‌اند:

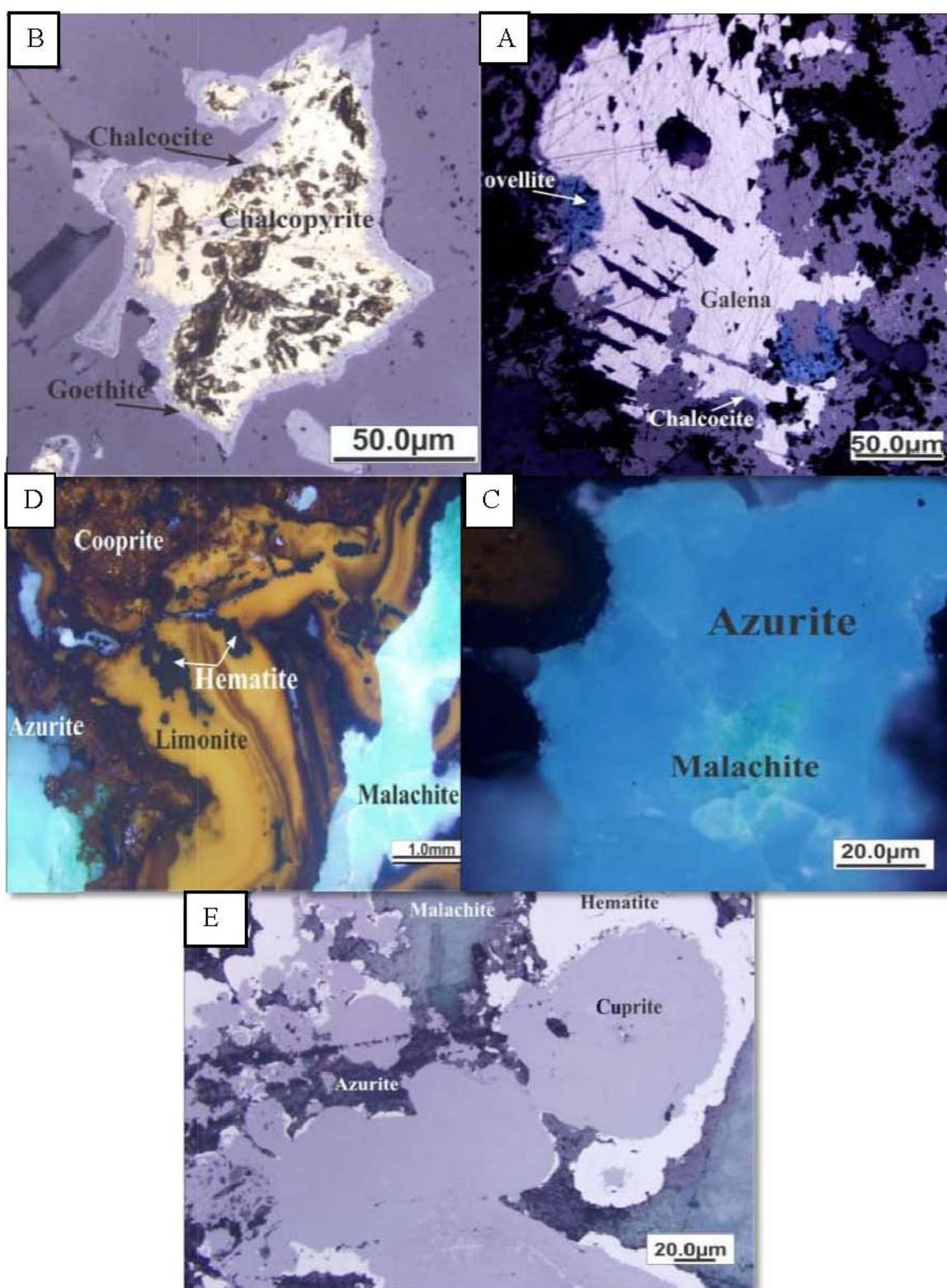
شکافه پرکن (رگه‌ای و رگه‌چهای) و کمتر به صورت جانشینی مشخص می‌شود (شکل ۷). در کانی‌سازی ثانویه در شرایط اکسیداسیون و هوازدگی، فاز اکسیدی شامل هماتیت، گوتیت، لیمونیت، مالاکیت، آزوریت، سروزیت و کوپریت می‌شود که معمولاً به صورت شکافه پرکن، جانشینی و خوشانگوری دیده می‌شوند (شکل ۷). لازم به ذکر است که این کانه‌ها در اثر فرآیندهای تکتونیکی شدید در منطقه شکسته شده و گاهی خردشده‌گی 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 مس دار و در رگه A کانه‌های سرب دار 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 غنی‌شدنی 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	هیپوژن	غنی‌شدنی ثانویه	هوازدگی
پیریت	---	---	
کالکوپیریت	---	---	
گالن	---	---	
مگنتیت	---		
کالکوسیت	---	---	
بورنیت		---	
کوولیت		---	
مالاکیت			---
آزوریت			---
کوپریت			---
هماتیت			---
گوتیت			---
کوارتز	---		
کلسیت	---		
باریت	---		



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

مایع تبدیل شدن، یعنی $L \rightarrow L + V$. 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 ۳۲۴-۲۵۰ 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 حمل کننده فلزات با توجه به این که در این نمونه‌ها شوری بسیار پایین است، بنابراین هیچ‌گونه کانی نوزادی تشکیل نشده است ولی چون در دماهای اوتکتیک (T_{FM}) پایین‌تر از ۲۱°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 کالچویه 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^{-} در سیالات اشاره کند که دارای منشأ جوی یا سوپرژن می‌باشند. شاهدی مبنی 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 معنی دار لازم است که تعداد جمعیت سیالات درگیر در منطقه مشخص شود.

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 ۳۰-۵ میکرون متغیر بوده، اغلب حدود ۱۵ میکرون و در برخی موارد، اندازه ۴۰ میکرون نیز دیده شد. این میانبارها عمدهاً کروی تا نیمه شکل‌دار بوده و گاهی اشکال کشیده نیز در آنها دیده می‌شود.

میکروترموتری سیالات درگیر

تعیین شوری

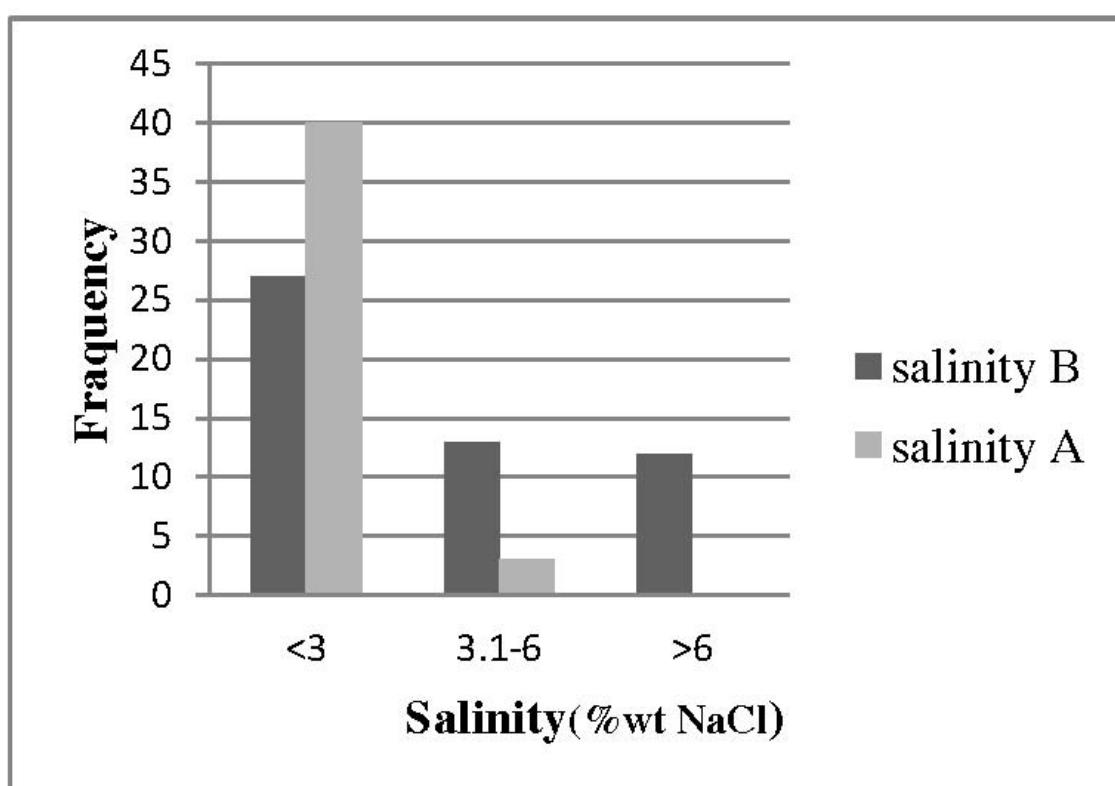
در این مطالعه، پس از منجمد کردن نمونه‌ها به طور کامل و گرم کردن آنها، دمای T_{LM} از ۰/۲-۰/۶-۰/۲-۰/۱-۰/۰-۰/۱-۰/۶ درجه سانتی‌گراد در رگه B مشاهده شدند که با استفاده از نمودار شفرد^۱ و همکاران [۸]، مقدار شوری به ترتیب در رگه A و B در محدوده ۰/۳۸-۰/۳۸-۰/۲۳-۰/۲۳-۰/۱۶۶ تا ۹/۱۸۸ درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. با توجه به این که در این نمونه‌ها شوری بسیار پایین بوده، بنابراین هیچ‌گونه کانی نوزادی تشکیل نشده است ولی با توجه به این که دمای اوتکتیک (T_{FM}) این میانبارها پایین‌تر از ۲۱°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

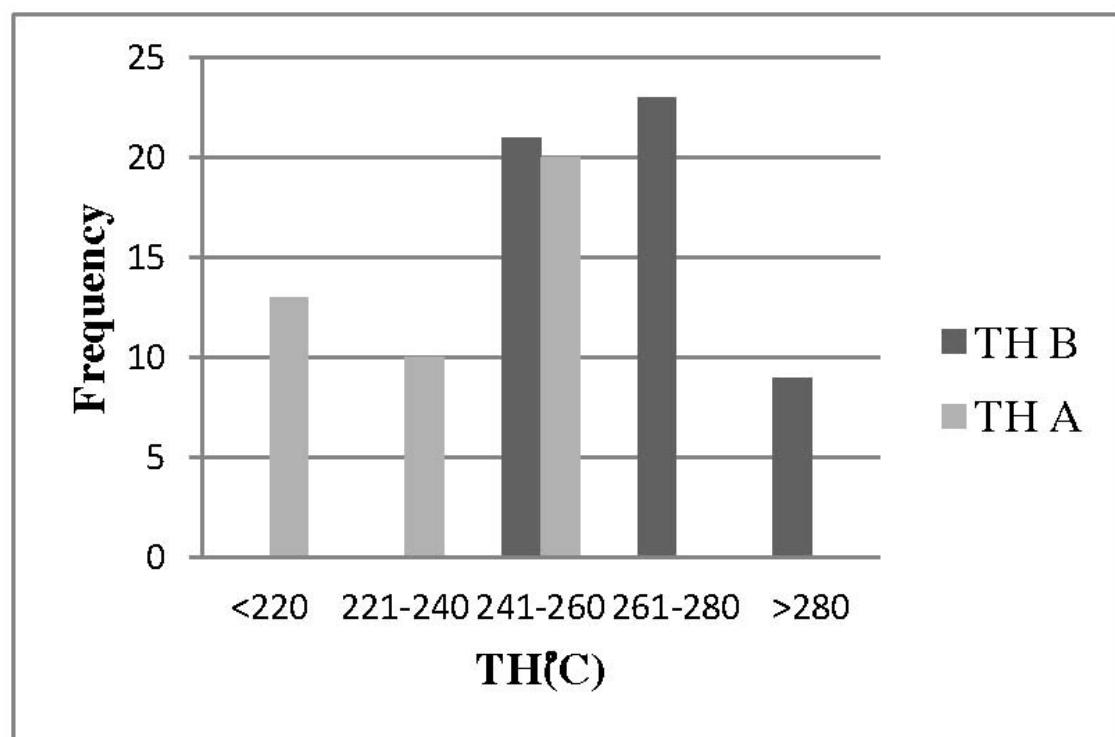
آزمایش حرارت‌دهی روی سیالات درگیر منطقه انجام شد و نمونه‌ها در دمای حدود ۱۷۵ تا ۳۲۴ درجه سانتی‌گراد به فاز

² Larg et al.

¹ Shepherd et al.

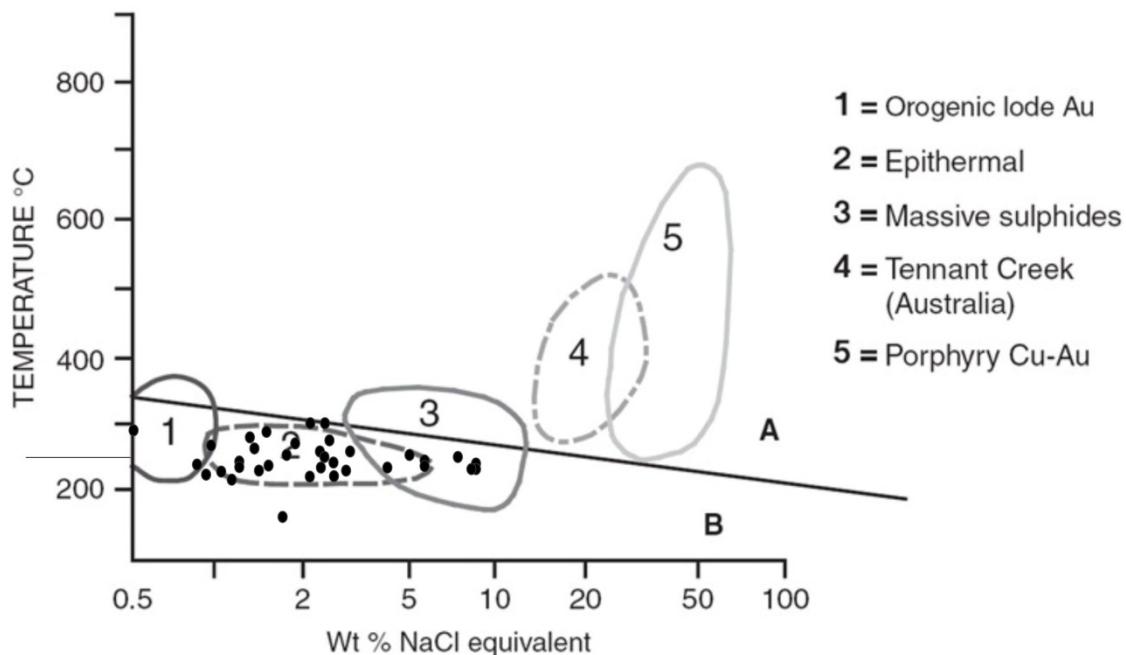


شکل ۸. نمودار مربوط به شوری سیالات درگیر در اندیس مس کالچویه.

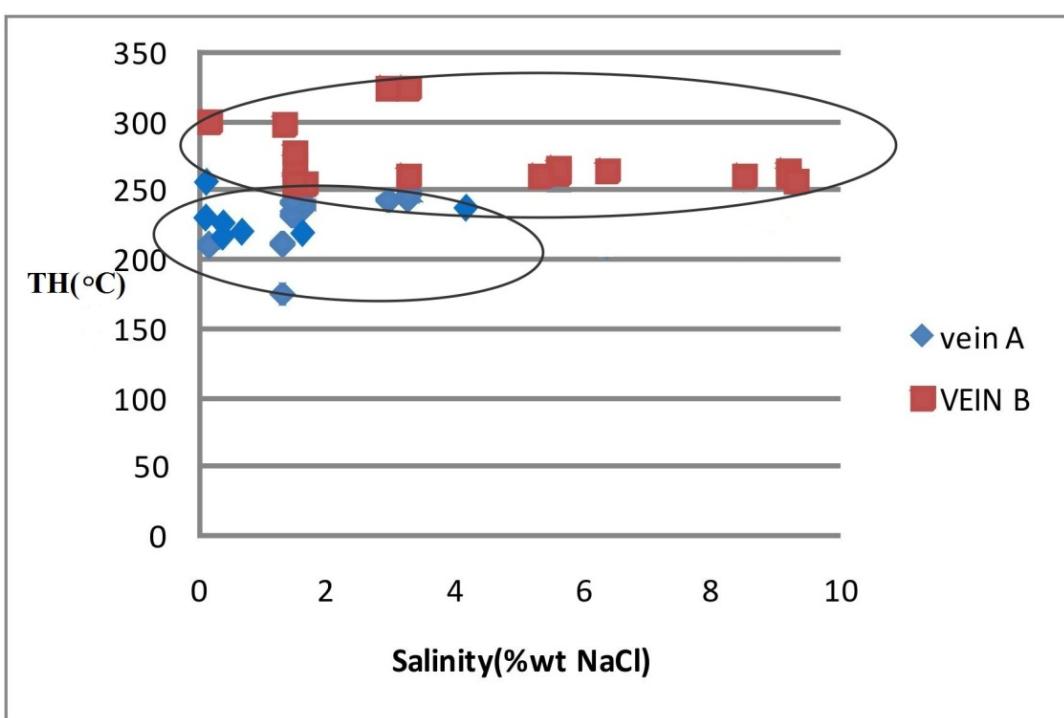


شکل ۹. نمودار مربوط به دمای همگن شدن سیالات درگیر در اندیس مس کالچویه.

TEMPERATURE-SALINITY FIELDS



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



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

محیط‌های خنثی و قلیایی دارد و با درنظر 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 نمونه‌های دگرسان شده، V2، V10 V14، V9، V10 نیز نتایج زیر را به دست داد (شکل ۱۳ و جدول ۱):

Σ REE 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 پلازیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت و خروجشان توسط محلولهای CO_2 دار مربوط دانست [۱۴]. میزان HREE‌ها در نمونه دگرسان تقریباً بیشتر از غیر دگرسان 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، بی‌亨جاری منفی Eu دیده می‌شود. همان‌طور که در شکل (۱۲) مشاهده می‌شود، درجه این بی‌亨جاری‌های منفی در نمونه تقریباً سالم بیشتر از نمونه‌های دگرسان است. به طور کلی، با افزایش دگرسانی، پلازیوکلازها که حمل‌کننده اصلی Eu هستند، تخریب شده و سبب مهاجرت Eu^{2+} 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 متتمرکز می‌شود [۱۵]، ولی در مورد دگرسانی پروپیلیتیک وضعیت کمی متفاوت است و هرچه سنگ دگرسان‌تر می‌شود، شدت ناهنجاری منفی Eu نیز کمتر می‌شود.

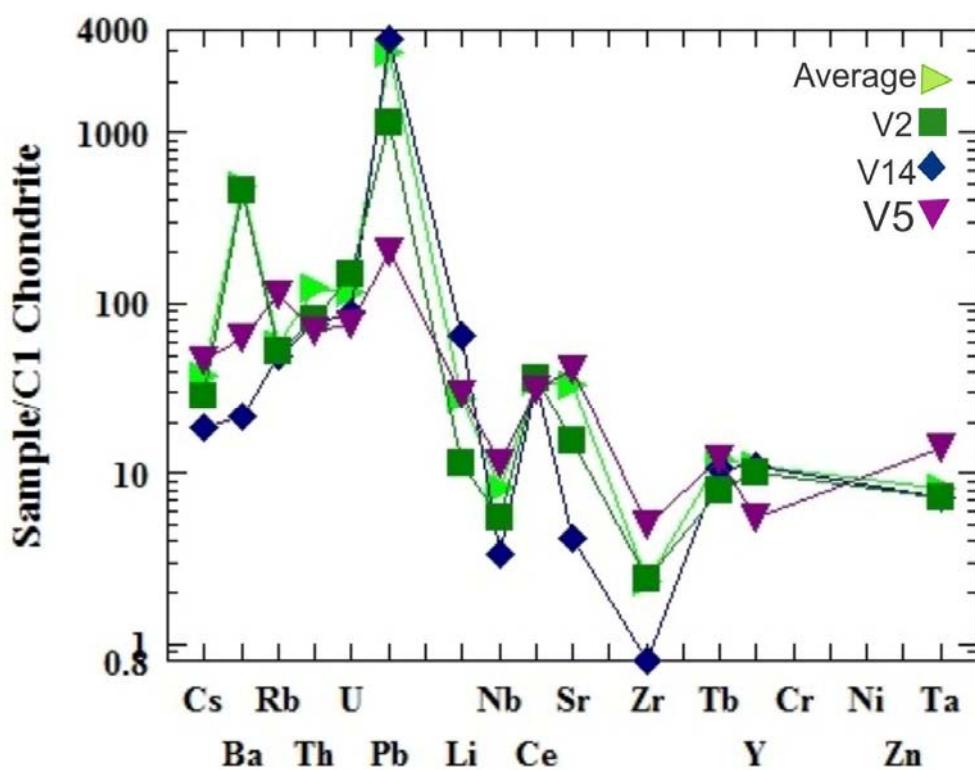
شکل (۱۱) نمودارهای دمای همگن شدن در مقابل شوری را برای میانبارهای آبگین دو فازی در کوارتز رگه‌های A و B نشان می‌دهد. مطابق این شکل، دو جمعیت متفاوت از سیالات با دما و شوری کم و متوسط مسبب کانه‌زایی در منطقه بوده‌اند. محدوده تغییرات مقدار شوری در این سیالات تقریباً گسترده است که این می‌تواند شاهدی بر اختلاط دو سیال (جوی و ماقمایی) 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 تهنشینی کانه‌ها دانست. از طرفی مطابق نظر حسنی‌پاک [۹] و پیرازن تو [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

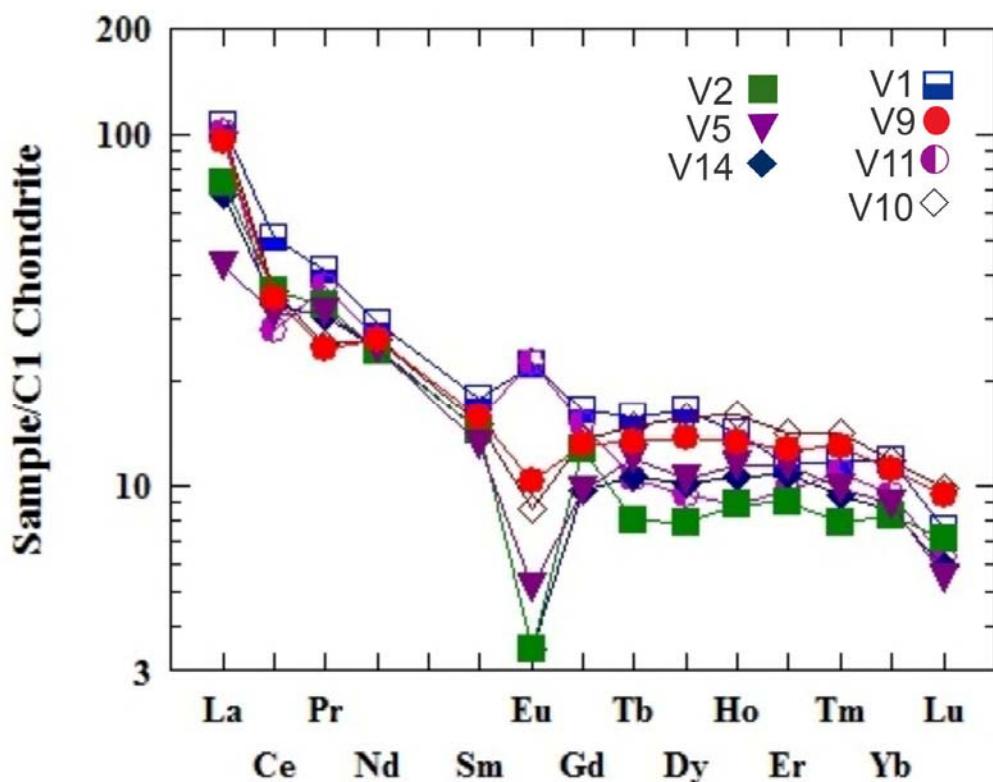
غلظت عناصر کمیاب خاکی سنگها نسبت به مقدار میانگین آنها در متئوریت کندریتی، که توسط بویتون^۱ [۱۱] ارائه شده، مقایسه و نمودارهای بهنگار شده نسبت به کندریت این عناصر رسم شده است [۱۲]. با مقایسه الگوهای به دست آمده در شکلهای (۱۲ و ۱۳) و جدول (۱)، از بررسی تغییرات عناصر کمیاب نمونه ۱ از رگه B، نمونه ۱۱ از 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 شبیه منفی کم یا زیاد دارند که از ویژگیهای ماگماهای کالک‌آلکالن و شوشنیتی است. بی‌亨جاری منفی LREE و غنی‌شدگی Ni، Zr، Ta، V، LILE با کمترین دگرسانی، ویژگی سنگهای ماقمایی کمانها یا قوسهای آتشفسانی است [۱۳]. بی‌亨جاری منفی Nb و سایر HFSE‌ها، ویژگی مناطق فرورانش و کوه‌زایی بوده و شرکت پوسته در فرآیندهای ماقمایی را نشان می‌دهد [۱۳]. با توجه به این که Ce^{+3} در محیط‌های اسیدی پایداری پایین‌تری از

^۱ 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، ۱۸ و ۱۵] و در نهایت، ماهیت سیال کانسارساز کالچویه 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 (۲۵۰-۱۷۵) و شوری بسیار پایین ۴/۲۳-۰/۳۸ درصد وزنی معادل نمک طعام با چیرگی آب جوی بر آب ماگمایی و دیگری سیال B با دمای متوسط (۳۲۴-۲۵۰) 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 عنصر تحت کانساری کم محلول مثل کبالت، نیکل، مس و مولیبدن در رگه B و عنصر فوق کانساری محلول تر سرب، نقره، آنتیمون، روی و کادمیوم در رگه A، ۲- شوری و دمای بیشتر سیال در رگه‌های کوارتزی کانه‌دار B نسبت به A، ۳- حضور بیشتر کانه 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 CO_2 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 باریم 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.

قدرتانی

در اینجا 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 گرمابی اپیدوت و اسفن میزبان Eu^{2+} بوده‌اند (به علت شعاع یونی مشابه یوروپیوم و کلسیم، عنصر یوروپیوم جانشین کلسیم این کانیها می‌شود). بی‌هنجاری مثبت Eu نشان داده شده در نمونه‌های مربوط به رگه، می‌تواند در ارتباط با دگرسانی سریسیتی، کلریتی، افزایش سیلیس و حضور اکسیدهای آهن باشد [۱۶].

برداشت

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

موقعیت تکتونیکی منطقه، با در نظر گرفتن این‌که محیط‌های کششی پشت کمانهای آتش‌شانی 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 ظفرقند و کهنه‌گ نیز به آن نزدیک هستند، ماهیت کالکوآلکالن و ترکیب ماسه‌ای مولد کانه‌زایی که از نوع تونالیتی است [۲۲]. پاراژنز کانیهای، حضور کوارتز با غلبه بافت قشرگونه، شکافه پرکن و تیغه‌ای نسبت به کوارتز توده‌ای و چانشینی و شکل‌گیری کربنات منگنزدار [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 کانیهایی همچون گالن و کالکوپیریت در منطقه مشخص می‌شود [۲۰]. 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

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 deposite 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 ح، "زمین‌شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید بهنر 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 پترولوزیکی و کانی‌شناسی دگرسانیهای گرمایی در گردنه ملاحمد"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۸) ۳۱۰ ص.

مراجع

- [۱] مجله رشد زمین‌شناسی، "کانسارهای مس"، سازمان پژوهش و برنامه‌ریزی آموزشی (۱۳۸۹).
- [۲] وهابی‌مقدم ب، "مطالعه پتروگرافی و پترولوزی سنجگاهی ماقمایی- دگرگونه جنوب نایین"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، 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", *Jornal 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] حسنی‌پاک ع. ا، "اکتشافات ذخایر طلا"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۱) ۷۴۲ ص.
- [10] Pirajno F., "Hydrothermal processes and mineral systems", Springer sience, 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: