

## پتروگرافی و شیمی کانی‌ها در پهنه‌های دگرسانی کانسار مس-مولیبدن پورفیری کهنگ (شمال شرق اصفهان)

سلیمه سادات کمیلی<sup>۱</sup>، محمود خلیلی<sup>۱</sup>، هوشنگ اسدی هارونی<sup>۲</sup>، هاشم باقری<sup>۱</sup> و فریماه آیتی<sup>۳\*</sup>  
<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران  
<sup>۲</sup> دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران  
<sup>۳</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

### چکیده

کانسار کهنگ در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر قرار گرفته است. سنگ‌های آذرین منطقه شامل: آندزیت، آندزیت بازالت، داسیت و کوارتز مونزونیت (به صورت ولکانیک و ساب‌ولکانیک) است. رخداد دگرسانی فیلیک، آرژلیک و پروپیلتیک حضور سیالات گرمایی را در منطقه نشان می‌دهد. آمفیبول‌ها دارای ترکیب چرماکیت و فروادنیت است. تغییر ترکیب از آهن-منیزیم-منگنز در مرکز تا کلسیک در حاشیه نشان‌دهنده تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در آخرین مراحل تبلور است. بیوتیت‌ها با داشتن مقادیر  $Fe/(Fe+Mg)$  بیشتر از ۰/۳۳ درصد از نوع بیوتیت‌های آهن‌دار، اولیه و محصول تبلور ماگما هستند. کلریت‌ها با میزان آهن ۶/۵۶ تا ۶/۷۶ درصد و سیلیسیم ۵/۱۹ تا ۵/۶۱ درصد در محدوده ریپدولیت قرار می‌گیرد. پایین بودن میزان  $Al+Fe^{+3}$  در اسفن‌ها نشان‌دهنده بالا بودن درجه حرارت محیط در زمان تشکیل این کانی (شرایط ماگمایی) است. مقدار پتاسیم ژاروسیت‌های کانسار کهنگ به مراتب بیشتر از مقدار سدیم است که نشان از منشأ ماگمایی-گرمایی این ژاروسیت‌ها دارد.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی فیلیک، دگرسانی گرمایی، مس-مولیبدن پورفیری، کهنگ، ارومیه-دختر

### مقدمه

بوده است که به ویژه در ائوسن از شدت بیشتری برخوردار شده و تا پلیوسن و کواترنری ادامه داشته است (Alavi, 1994).

کانسار کهنگ در منتهی‌الیه شمال شرقی ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ اصفهان بین ۲۶' ۵۲° تا ۳۰' ۵۲° طول شرقی و ۵۵' ۳۲° تا ۵۶' ۳۲° عرض شمالی

کمربند ماگمایی ارومیه-دختر به موازات پهنه رسوبی زاگرس و پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان با پهنای ۵۰ کیلومتر و طول ۲۰۰۰ کیلومتر از شمال غرب تا جنوب شرق امتداد دارد. این کمربند شاهد تکاپوی ماگمایی گسترده‌ای در سنوزوئیک

بیش از ۱۰ کیلومتر مربع است. سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی محدوده مطالعاتی کهنک به دوره ترسیر تعلق دارند. گروهی از توده‌های نفوذی متعلق به ترسیر که در ارتباط تنگاتنگ با کانسار مس پورفیری کهنک است، توده‌های گرانودیوریتی حوالی زفره به سن میوسن هستند (Radfar and Kohansal, 2002).

در گوشه شمال شرقی چهارگوش اصفهان یعنی در شرق زفره، توده‌های نفوذی متعددی از گرانودیوریت دیده می‌شود که ترکیب آنها یکسان است. این توده‌ها در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده و در سطح تماس آن رخساره حاشیه‌ای دانه‌ریز و به طور محلی میکرودیوریت دیده می‌شود. از نظر سن این توده باید مشابه توده‌های نفوذی دیگری باشد که به درون سنگ‌های آتشفشانی میوسن میانی-پایانی نائین، نطنز و اردستان تزریق شده است (Radfar and Kohansal, 2002). فرآیندهایی از قبیل سیلیسی، سیریسیتی، کلریتی، اپیدوتی، تورمالینی، سوسوریتی، کائولینیتی و کربناتی شدن، در ایجاد پارائزهای کانیایی ناشی از دگرسانی، نقش عمده‌ای را ایفا نموده‌اند.

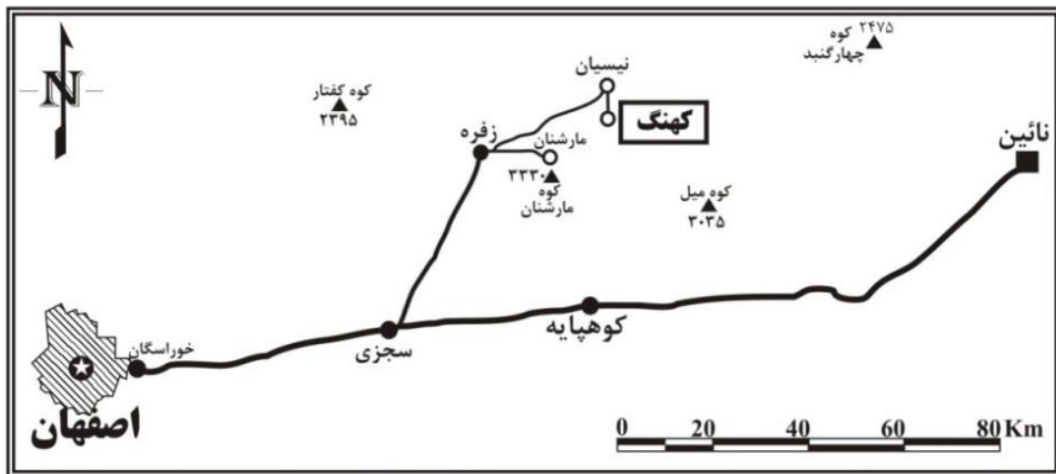
شواهد صحرایی همچون: رنگ‌های سبز (پهنه پروپلیتیک)، رنگ سفید تا کرم (پهنه آرژیلیک) و خاکستری تا قهوه‌ای (پهنه سیریسیتی)، (شکل ۳-A و B) و از طرفی حضور استوکورک‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های متعدد کوارتز، رگه‌های پر شده توسط کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای آهن و رگه‌های ژاروسیتی در داخل سنگ‌های آتشفشانی (ویژه داسیت‌ها) همگی گواه بر عملکرد و نفوذ محلول‌های گرمابی و رخداد دگرسانی تأخیری (دگرسانی از نوع رگه و رگچه) در داخل سنگ‌های میزبان آتشفشانی موجود در منطقه کهنک است (شکل ۳-C).

در فاصله ۷۳ کیلومتری شمال شرق اصفهان در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۱). این کانسار در سال ۱۳۸۲ از طریق شناسایی و تفکیک پهنه‌های دگرسانی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و پی‌جویی صحرایی توسط شرکت درسایردازه کشف شد. بررسی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و زمین‌شیمیایی، شواهد متعددی مبنی بر وجود کانسار مس نوع پورفیری در این منطقه را نشان می‌دهد (Farahani Komeili, Hatami, 2008; Farmahini, 2008). طبق بررسی‌های انجام شده در راستای اکتشاف کانسار کهنک، ذخیره قطعی این کانسار ۴۰ میلیون تن با عیار ۰/۵۳ درصد مس و ۰/۰۲ درصد مولیبدن و ذخیره احتمالی آن ۱۲۰ میلیون تن با عیارهای تقریباً مشابه است (Asadi, 2007). یکی از اهداف مهم در راستای انجام این پژوهش، پی بردن به تغییرات ترکیب کانی‌ها و مطالعه فرآیندها و پهنه‌های دگرسانی با استفاده از مطالعات پتروگرافی و بررسی شیمی کانی‌ها است.

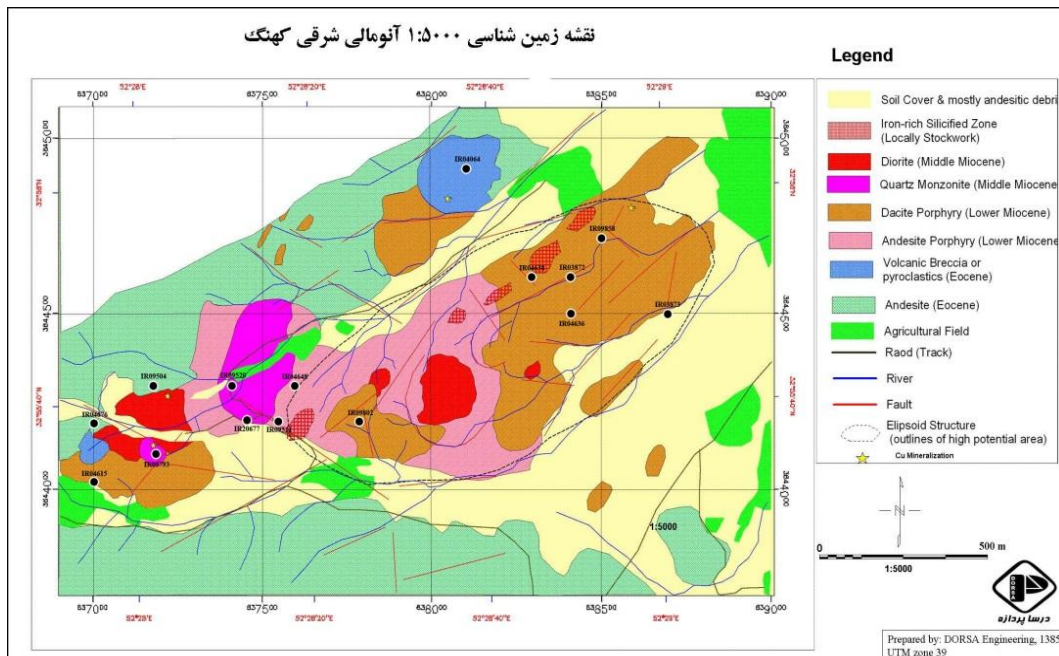
### زمین‌شناسی منطقه

مجموعه سنگ‌های آذرین منطقه بررسی شده به طور عمده شامل: آندزیت، آندزیت‌بازالت و نیز داسیت و کوارتزمونزونیت (شکل ۲) با ماهیت کالک‌آلکان است که به صورت توده‌های کوچک و استوک مانند در منطقه به چشم می‌خورد. منطقه مطالعه شده تحت تأثیر عملکرد شدید محلول‌های گرمابی دچار دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک شده است. در تشکیل مجموعه‌های دگرسانی عواملی چون: نوع واکنش شیمیایی، ترکیب شیمیایی سنگ‌های دیواره و درجه حرارت و فشار محیط تأثیر گذار است (Evans, 1997; Guilbert and Park, 1997).

وسعت هاله دگرسانی در منطقه بررسی شده



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی کانسار مس-مولیبدن پورفیری کهنگ



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی بخش‌های شرقی و مرکزی کانسار کهنگ همراه با موقعیت نقاط نمونه‌برداری؛ مقیاس ۱:۵۰۰۰ (Asadi, 2007)



شکل ۳- A) از مرکز به سمت حاشیه به ترتیب پهنه‌های دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک در بخش غربی کانسار کهنگ (دید از مرکز سیستم دگرسانی به سمت جنوب غرب)؛ B) توده سنگ آتشفشانی داسیتی که عوارض صحرایی آن در اثر دگرسانی فیلیک به طور کامل تغییر یافته؛ C) رگه‌ها و رگچه‌های سیلیس-اکسید آهن در سنگ‌های داسیتی سریسیتی شده کانسار کهنگ

قسمت اصلی مس از آن خارج شده و در سطح یا زیر سطح ایستابی دوباره رسوب می‌کند. قسمتی از مس هم در قسمتی از کانسار که حاوی کربنات باشد (ناحیه گوسان) به صورت مالاکیت یا دیگر کانی‌هایی از این قبیل، باقی می‌ماند (Ulrich *et al.*, 2002). آثار اکسیدهای آهن ناشی از اکسیده شدن کانی‌های سولفیدی که در حقیقت تشکیل دهنده گوسان هستند، راهنمای بسیار مناسبی در اکتشاف کانسارهای پورفیری است (Atapour and Aftabi, 2007). آثار سطحی کانه‌زایی مس از جمله مالاکیت، آزوریت و نئوتوسیت (اکسید مس-منگنز) در پهنه‌های دگرسانی فیلیک به میزان چشمگیر مشاهده می‌شود (شکل A-5) که به بالا بودن غلظت CO<sub>2</sub> در محلول‌های نفوذی نسبت داده می‌شود (Vink, 1986). حضور برش‌های گرمابی (شکل B-5) محتوی تورمالین‌های سوزنی در آگرگات‌های متقاطع شعاعی و خورشیدی شکل در محدوده مطالعاتی تأییدی است بر حاکم بودن شرایط جوشش محلول‌های گرمابی به دلیل نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی غنی از آب در اعماق کم و شکل‌گیری توده‌های ساب‌ولکانیک که خود راهنمای بسیار مناسبی برای اکتشاف هستند. در کل، کانی‌های خانواده تورمالین از عوامل مهم برای شناسایی و کشف نهشته‌های متنوع پورفیری (Cu-Mo ; Cu ; Cu-Au) است (Bakshiev *et al.*, 2012).

### روش انجام پژوهش

مطالعات صحرایی شامل: پیمایش‌های گسترده در سه بخش غربی، مرکزی و شرقی کانسار مطالعه شده است. طی این بررسی‌ها سعی شد نمونه‌برداری طیف وسیعی از واحدهای سنگی و پهنه‌های دگرسانی را پوشش دهد. مطالعات آزمایشگاهی شامل: بررسی‌های میکروسکوپی بر

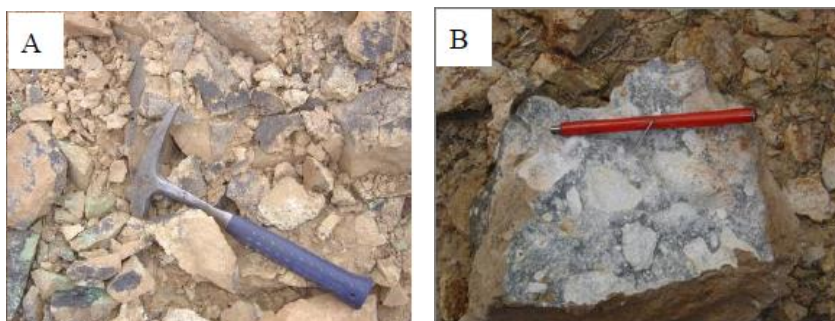
یکی از مشاهدات برجسته صحرایی، بافت استوک‌ورک موجود در داسیت‌هایی است که به پهنه دگرسانی فیلیک تعلق دارد (شکل A-4). این بافت یکی از اشکال مهم ذخایر معدنی نوع پورفیری است (Karimpour and Saadat, 2002). آثار ژاروسیت‌های عسلی رنگ به صورت رگه‌ای یا به صورت پراکنده در سطح رخساره‌های دگرسانی آرژیلیک و فیلیک-آرژیلیک شاهدهی است بر هوازدگی و اکسیداسیون پیریت‌هایی که به صورت افشان یا رگه‌ای در این رخساره‌ها شکل گرفته‌اند (شکل B-4 و C). ضمن اکسیده شدن پیریت در یک محیط اکسیدان تحت تأثیر آب‌های جوی، pH محیط افت کرده و شرایط جهت شکل‌گیری ژاروسیت مهیا می‌شود (Ayati, 2010). این ژاروسیت‌ها که به ژاروسیت‌های سوپرژن معروف هستند، خود در اثر هوازدگی به اکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت) تبدیل می‌شود. اکسیداسیون در نهشته‌های حاوی پیریت، محیط‌هایی با pH اسیدی ایجاد می‌کند که باعث شستشوی شدیدی در محیط می‌گردد و رخنمون‌ها به میزان زیادی از مس تهی می‌شود. دیگر فلزات هم ممکن است به صورت مشابه تحت تأثیر قرار گیرد. مس شسته شده به سمت پایین حمل می‌شود و به صورت کانی‌های سولفید ثانویه (کالکوسیت، کولیت) در سطح ایستابی و یا سطح ایستابی قدیمی ته‌نشست می‌شود. سرد شدن، اختلاط سیالات، جوشش و واکنش سیال-سنگ نقش مهمی در رسوب کالکوپیریت و مس از سیالات گرمابی دارد. علاوه بر این، رقیق‌شدگی سیالات کانه‌زای شور نیز باعث رسوب مس از سیالات می‌شود. اسیدیته محلول‌ها روی مس تأثیر می‌گذارد که با افزایش pH و نیز کاهش Eh رسوب می‌کند. با افزایش حرارت و کاهش فشار، انحلال کالکوپیریت افزایش می‌یابد. در طول انحلال و اکسیداسیون کالکوپیریت

تجزیه نقطه‌ای EDS (آزمایشگاه SEM دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران) پهنه‌های دگرسانی است.

روی مقاطع نازک، انجام تجزیه‌های XRD بر روی چندین نمونه سنگ دگرسان شده (آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه ایالت متودیست جنوبی، آمریکا) و



شکل ۴- A) بافت استوک‌ورک در مغزه‌های حفاری متعلق به رخساره دگرسانی فیلیک؛ B) ژاروسیت‌های رگه‌ای؛ C) ژاروسیت به صورت توده‌ای و پراکنده در سطح سنگ



شکل ۵- A) کانی نئوتوسیت به رنگ سیاه و ملاکیت در پهنه دگرسانی فیلیک کانسار کهنک؛ B) برش گرمابی

(*et al.*, 2010) پیریت‌های نیمه شکل‌دار تا بدون شکل با حواشی خلیجی که در اثر ترکیب آهن حاصل از دگرسانی کانی‌های مافیک (بیوتیت و آمفیبول) با آهن و گوگرد سیالات گرمابی تولید شده‌اند، در اغلب موارد به ژاروسیت و اکسیدهای آهن تبدیل شده است (شکل ۶- A). سولفوریک اسید حاصل از اکسایش پیریت ضمن تجزیه فلدسپارها با پتاسیم آزاد شده از دگرسانی این کانی‌ها و کانی گوتیت (محصول اکسایش پیریت) واکنش داده و کانی ژاروسیت (سوپرژن) تولید می‌شود (*Hosseinzadeh et al.*, 2009).

سایر فازهای کانیایی مشاهده شده متعلق به این دگرسانی عبارتند از: کلریت، اسفن، لوکوکسن، کلسیت، آپاتیت و تورمالین. حضور ژاروسیت و تورمالین در برخی از نمونه‌ها، پهنه عبور از

## بحث

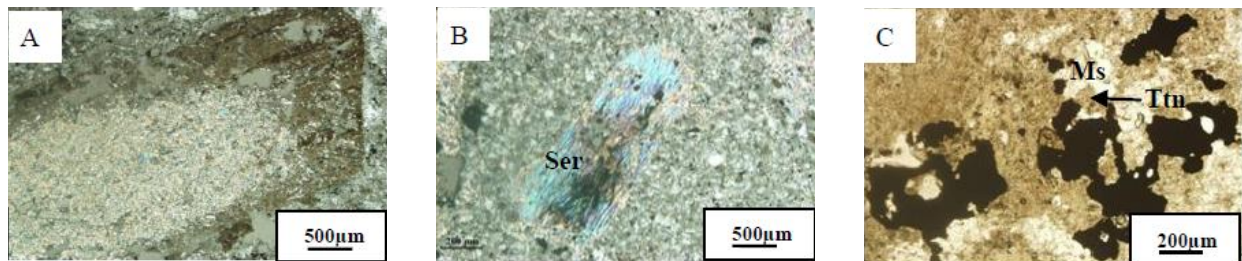
### پتروگرافی پهنه‌های دگرسانی

رخساره دگرسانی کوارتز-سریسیتیک (فیلیک) در کانسار کهنک از گسترش در خور توجهی برخوردار بوده و به طور غالب واحدهای آتشفشانی و توده‌های نفوذی نیمه عمیق را تحت تأثیر قرار داده است. طی واکنش آبکافت در این دگرسانی، محلول‌های اسیدی موجب هیدرولیز سیلیکات‌ها و تبدیل کانی‌های آلومینوسیلیکاته بدون آب (فلدسپارها) به کانی‌های سیلیکاته آب‌دار (سریسیت، هیدروموسکویت، پاراگونیت، پیروفیلیت، ایلیت و کائولینیت) می‌شود. از دست دادن  $H^+$  توسط سیالات گرمابی، باعث افزایش pH و به تبع آن موجب بی‌ثبات شدن کمپلکس‌های کلروری و تهنشینی سولفیدها می‌گردد (Boomeri

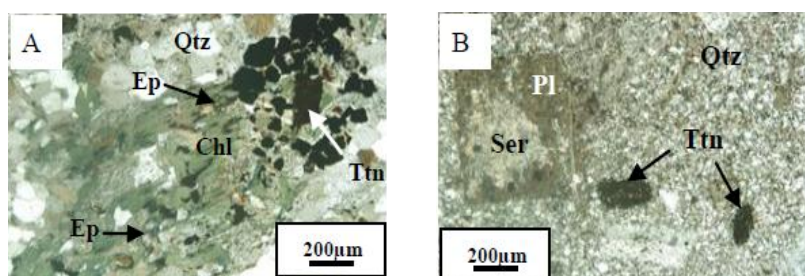
مناسب برای تشکیل سریسیت است؛ اما همراهی کلسیم آزاد شده حاصل از سریسیتی شدن پلاژیوکلاز با کاتیون‌های حاصل از فروپاشی بیوتیت در دمای پایین منجر به تشکیل اسفن به موازات کلیواژهای بیوتیت (شکل ۶-C) در مجاورت کلریت‌های ثانویه می‌شود. اسفن‌های ثانویه، درون پلاژیوکلازهای سریسیتی شده (شکل ۷-B) و هورنبلندهای کلریتی شده نیز مشاهده شد. حضور اسفن گویای فوگاسیته بالای اکسیژن و اکسید کلسیم در محیط و در سیالات گرمایی است (Collins, 1988).

دگرسانی آرژیلیک حدواسط از داخل به دگرسانی سریسیتی و از خارج به پهنه پروپیلیتیک منتهی می‌شود. گاهی هم‌پوشانی دو دگرسانی آرژیلیک و سریسیتی در مقاطع به چشم می‌خورد. این دگرسانی که در ارتباط با متاسوماتیسم ضعیف تا متوسط یون هیدروژن است، توسط کانی‌های رسی مشخص می‌شود که به صورت پوششی غبارآلود و کدر سایر کانی‌های آلومینوسیلیکاته را می‌پوشاند (Parry *et al.*, 2002).

دگرسانی فیلیک به آرژیلیک حدواسط را مشخص می‌سازد (Komeili, 2010). رخداد سریسیت گاه به صورت جانشینی کامل سریسیت‌های درشت‌دانه که در مواردی به موسکویت تبدیل شده‌اند در درشت‌بلورهای فرومنیزین سنگ اولیه (شاید بیوتیت و آمفیبول) و همچنان، تیغه‌های پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۶-B و C). حضور کلریت‌های ثانویه و بی‌شکل (شکل ۷-A) نشانه دگرسانی کانی‌های فرومنیزین موجود در سنگ یا هجوم سیالات غنی از آهن، منیزیم و آلومینیوم به سنگ میزبان اولیه است (Evans, 1993). در دمای پایین تا متوسط، کلریت به صورت یک محصول دگرسانی نه تنها از بیوتیت، بلکه از هورنبلند و پیروکسن نیز تشکیل می‌شود (Shelley, 1993). بیوتیت به دلیل سختی کم در اثر هجوم محلول‌های گرمایی تحت تأثیر واکنش متاسوماتیسم هیدروژن، هیدرولیز شده و کاتیون‌های  $Al^{3+}$ ،  $Fe^{2+}$ ،  $K^+$ ،  $Mg^{2+}$  و  $Ti^{4+}$  آزاد می‌کند. آزاد شدن پتاسیم حاصل از تجزیه بیوتیت



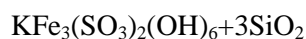
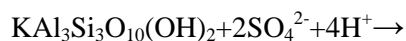
شکل ۶- A) پیریت‌های اتومورف تا گزنومورف با حواشی خورده شده و خلیجی شکل (PPL)؛ B) فنوکریست پلاژیوکلاز که از مرکز سریسیتی شده؛ C) جانشینی کامل سریسیت‌های درشت‌دانه و موسکویت در درشت‌بلورهای فرومنیزین سنگ اولیه و آزاد شدن کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن-تیتان) و شکل‌گیری اسفن (XPL)؛ (Ser=سریسیت، Ttn=تیتانیت، Ms=موسکویت)



شکل ۷- A) کلریت‌های ثانویه همراه اپیدوت، تیتانیت و کانی‌های کدر (XPL)؛ B) فنوکریست پلاژیوکلاز در حال سریسیتی شدن از مرکز که با تشکیل اسفن همراه است؛ (Qtz=کوارتز، Ep=اپیدوت، Chl=کلریت، Ttn=تیتانیت، Ser=سریسیت، Pl=پلاژیوکلاز)

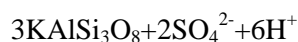
شکل‌گیری ژاروسیت، فوگاسیته بالای اکسیژن و PH اسیدی (بین ۲ تا ۳) است (Scott, 1987). بر اساس مطالعات میکروسکوپی، کانی ژاروسیت همراه با فازهای کانیایی فلدسپارهای قلیایی، کوارتز و سریسیت و همچنان، در همجواری کانه‌های سولفیدی (پیریت) و اکسیدهای آهن مشاهده شد (شکل ۹). هم‌یافتی ژاروسیت با بخش‌های سریسیتی شده زمینه سنگ و همچنان، کائولینیت، آلکالی فلدسپار و کوارتز بیانگر آن است که سنگ‌های آتشفشانی و ساب‌ولکانیک اسیدی تا حدواسط در یک محیط با فعالیت بالای  $H^+$  و  $SO_4^{2-}$  دگرسان شده‌اند (John *et al.*, 2008). فوگاسیته بالای اکسیژن و فرآیند اکسایش کانی‌های سولفیدی شاید موجب پیدایش یک زنجیره واکنش شیمیایی به صورت زیر شود (Ayati *et al.*, 2012; Knight, 1977).

واکنش (۱)



ژاروسیت → سریسیت

واکنش (۲)



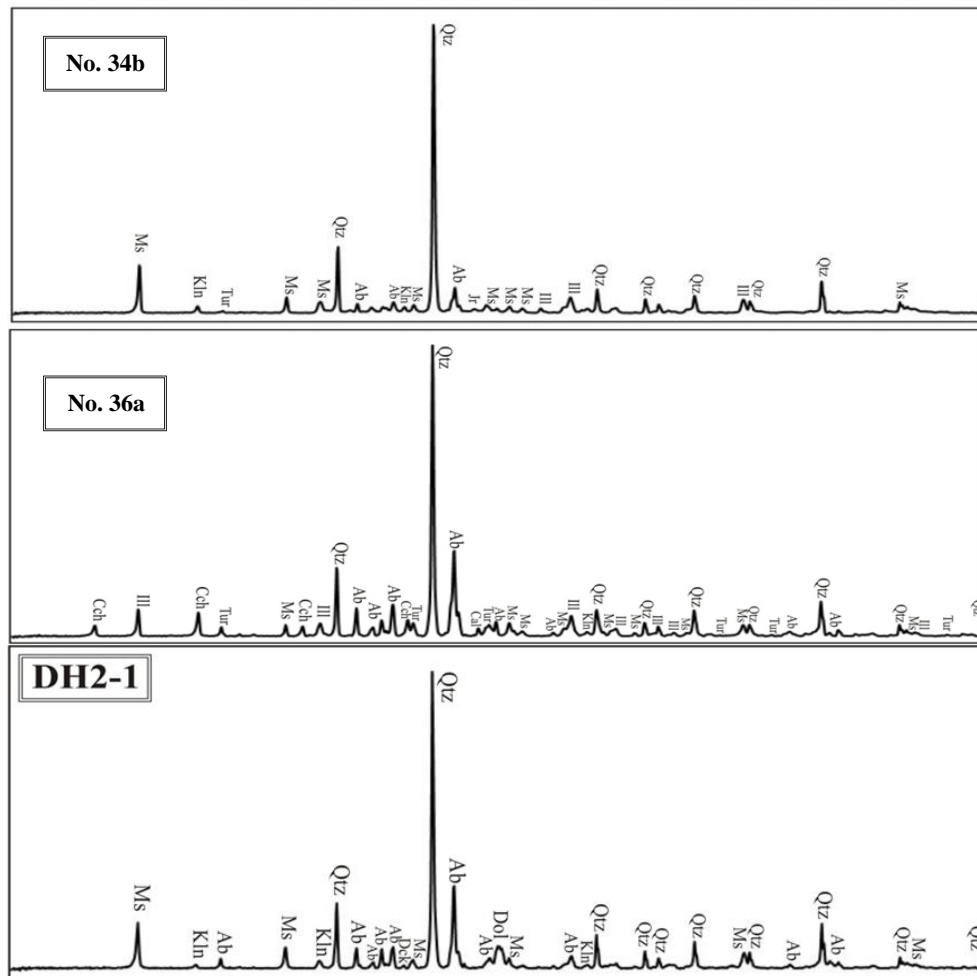
ژاروسیت → فلدسپار پتاسیم

این واکنش‌ها گویای هجوم محلول‌های اسیدی غنی از سولفور به سنگ میزبان است. شکل‌گیری ژاروسیت‌ها به صورت مستقل و رگچه‌ای را می‌توان به واسطه هجوم سیالات گرمایی محتوی  $K^+$  حاصل از دگرسانی فلدسپارها و همچنان، حاوی بنیان سولفات حاصل از فروپاشی پیریت در پهنه سوپرژن یا حاصل اکسیداسیون  $H_2S$  ماگمایی نسبت داد (Ayati *et al.*, 2012; Knight, 1977).

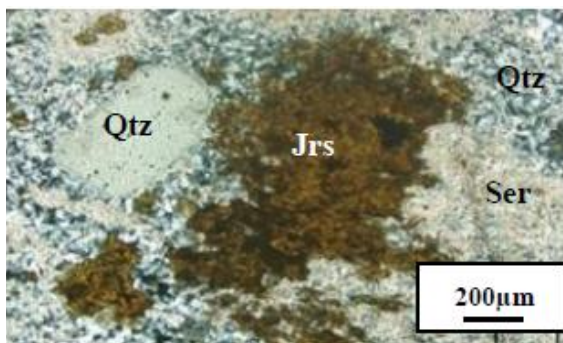
گردش آب‌های زیرزمینی گرم شده توسط حرارت توده‌های نفوذی باعث انحلال کانی‌های سولفیدی به ویژه پیریت می‌شود و بنابراین، خاصیت اسیدی آنها افزایش یافته و موجب هیدرولیز سیلیکات‌ها به ویژه فازهای فلدسپاری می‌گردد (Karimpoor and saadat, 2002). در نتیجه عملکرد محلول‌های اسیدی تمام کاتیون‌های قلیایی به طور وسیعی از سنگ خارج می‌شود؛ اما حضور مقادیر اندکی از پتاسیم، کلسیم، منیزیم و سدیم در سنگ باعث تشکیل مونتموریلونیت، ایلیت، سریسیت، هیدرومیکا و کلریت می‌شود. کانی‌های معرف این پهنه عبارتند از: مونتموریلونیت، ایلیت، کلریت، رس‌های گروه کائولن (کائولینیت، دیکیت، هالوسیت و هالوفان)، کربنات و مقدار اندکی سریسیت.

پیریت، کانی سولفیدی اصلی است که با دگرسانی رسی یافت می‌شود. نتایج تجزیه XRD بر روی نمونه سنگ‌های آرژیلیتی شده حضور فازهای کانیایی کوارتز، کائولینیت، ایلیت، دیکیت، موسکویت، کلینوکلر، کربنات به صورت کلسیت و دولومیت، ژاروسیت و تورمالین را نشان می‌دهد (شکل ۸).

عدم حضور مونتموریلونیت می‌تواند دلیلی بر اسیدی بودن ترکیب شیمیایی سنگ میزبان اولیه (مانند: گرانودیوریت و داسیت) و اسیدی بودن محلول‌های گرمایی به وجود آورنده این دگرسانی باشد (Mas *et al.*, 2006). تشکیل ژاروسیت در پهنه دگرسانی آرژیلیک فعالیت بالای یون هیدروژن و سولفات را در محلول‌های گرمایی نشان می‌دهد (Knight, 1977). با توجه به عدم حضور آلونیت، می‌توان نتیجه گرفت که دگرسانی آرژیلیک در منطقه از فاز حدواسط فراتر نرفته است (Franchini *et al.*, 2012). شرایط لازم برای



شکل ۸- نمودارهای XRD سنگ‌های دگرسان شده در پهنه دگرسانی آرژلیک حدواسط؛ علائم اختصاری اقتباس از (Kretz, 1983).  
 (Ab= آلبیت، Cal= کلسیت، Cch= کلینوکلر، Dck= دیکیت، Dol= دولومیت، Ill= ایلیت، Jr= ژاروسیت، Kln= کائولینیت، Ms= موسکویت، Qtz= کوارتز، Tur= تورمالین)



شکل ۹- ژاروسیت به صورت پراکنده در زمینه سنگ دگرسان شده و در مجاورت سریسیت در پهنه دگرسانی آرژلیک حدواسط است (XPL)؛ (Ser= سریسیت، Jrs= ژاروسیت، Qtz= کوارتز)

درون تیغه‌های پزودومورف شده پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۱۰- A و B). این کانی از جمله فازهای کانیایی مشخص شده در نتایج تجزیه XRD نمونه‌های این دگرسانی است (شکل

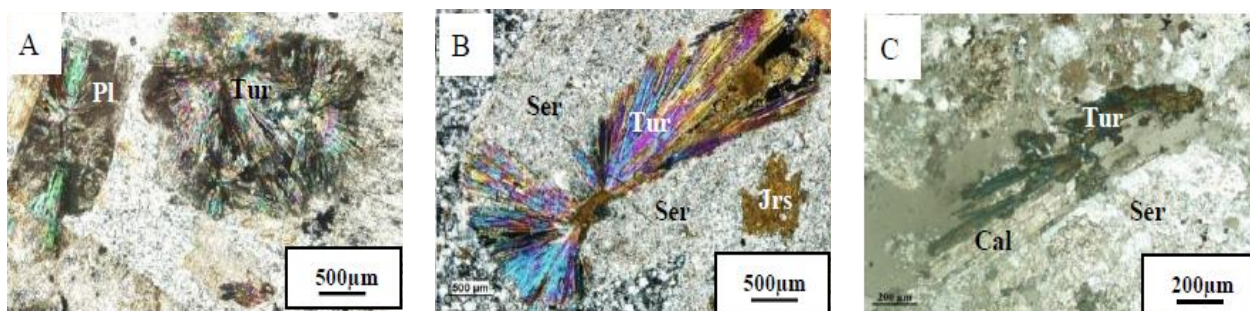
تورمالین با رنگ سبز مایل به آبی- سبز زیتونی با چند رنگی بارز (به دلیل غنی بودن از آهن) (Deer et al., 1991) و پلئوکروئیسم معکوس در قالب آگرگات‌های متقاطع شعاعی و در



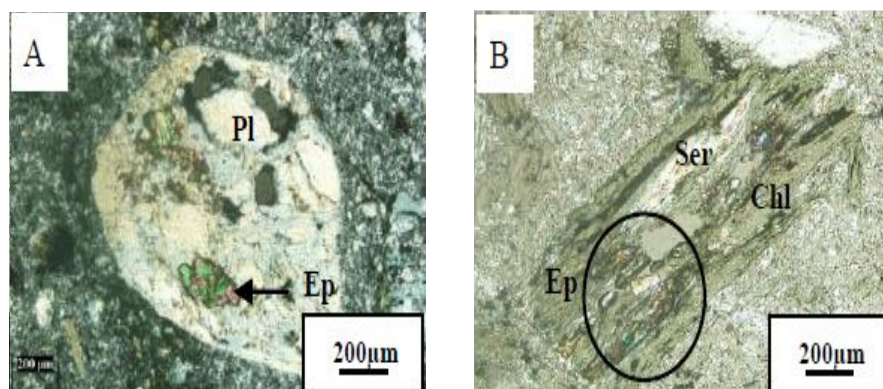
نتیجه، مجموعه کانی‌های اپیدوت، کلریت، کلسیت و آلبیت و به مقدار اندکی اکسیدهای آهن، سریسیت و کائولینیت تشکیل شده‌اند. کانی‌های اصلی این دگرسانی در نتیجه تخریب کانی‌های فرومنیزین اولیه (الیون، بیوتیت و آمفیبول) و همچنین، جزو آنورتیتی پلاژیوکلاز در اثر تزریق مقادیری  $H^+$  و  $CO_2$  و بدون متاسوماتیسم قابل ملاحظه  $H^+$  حاصل می‌شود. اپیدوت بیشتر از دگرسانی پلاژیوکلازها (شکل ۱۱- A) و گاه هورنبلند حاصل شده و کلریت به همراه تیغه‌های روتیل، دانه‌های بی‌شکل اسفن و مجموعه‌ای از کانی‌های اپاک نیز حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزیم‌دار است (شکل ۱۱- B). وجود ادخال‌های اپیدوت در داخل تیغه‌های پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تجزیه و تخریب جزو آنورتیتی پلاژیوکلاز (پلاژیوکلاز کلسیم‌دار) در حضور محلول‌های گرمابی است. کانی‌های همراه اپیدوت عبارتند از: کلسیت، کلریت، کوارتز، آلبیت و اسفن؛ که به عبارتی محصولات ناشی از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها هستند. اسفن کانی حاصل از متاسوماتیسم در اثر هجوم محلول‌های گرمابی CaO دار به محیط‌های حاوی تیتان ایجاد می‌شود.

۸، 36a No). در مرحله پنوماتولیتیک از فرآیند دگرسانی، به دلیل هجوم سیالات غنی از بور به کانی‌های بیوتیت و فلدسپار سنگ میزبان، تورمالین‌زایی رخ می‌دهد. ابتدا در اثر واکنش این محلول‌ها با بیوتیت، تورمالین‌های زرد رنگ تشکیل می‌شود و در مرحله بعدی فلدسپارها توسط انبوهه‌های تیغه‌ای و شعاعی از تورمالین‌های سبز-آبی جایگزین می‌شود. در مقاطع مطالعه شده، تورمالین‌ها به ظاهر از واکنش سیالات بوردار با پورفیرهای پلاژیوکلاز به وجود آمده‌اند. در این سنگ‌ها، ابتدا سریسیتی و سپس تورمالین‌زایی رخ داده است و در نهایت به دلیل نفوذ سیالات غنی از  $CO_2$  و CaO، هم‌پوشانی تورمالین توسط کلسیت انجام شده است (شکل ۱۰- C).

در منطقه کهنک سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و آندزیت‌بازالت‌ها و پیروکلاستیک‌های وابسته به این سری‌های آتشفشانی تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیکی واقع شده‌اند. محلول‌های ماگمایی و سطحی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم و بی‌کربنات در سنگ‌های منطقه موجب تغییرات شیمیایی و کانی‌شناختی شده است و در



شکل ۱۰- A و B تورمالین در اگرگات‌های متقاطع شعاعی در درون تیغه‌های پرومورف شده پلاژیوکلاز؛ پهنه دگرسانی آرژلیک حدواسط، در شکل B پلاژیوکلاز به طور کامل سریسیتی شده است (XPL)؛ C هم‌پوشانی تورمالین توسط کلسیت (XPL)؛ (Pl = پلاژیوکلاز، Tur = تورمالین، Ser = سریسیت، Jrs = ژاروسیت، Cal = کلسیت)



شکل ۱۱- A) ادخال اپیدوت در درون فنوکریست‌های پلاژیوکلاز سوسوریتی شده (XPL)؛ B) مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت، روتیل، تیتانیت و کانی‌های کدرتسریسیت حاصل از دگرسانی کانی‌های فرومنیزیم‌دار (بیوتیت و هورنبلند) در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک (XPL)؛ PI=پلاژیوکلاز، Ep=اپیدوت، Ser=سریسیت، Chl=کلریت

### شیمی کانی‌ها

اپیدوت، کلسیت، کلریت و آلپیت (رخساره پروپیلیتیک) تجزیه شده است. نتایج تجزیه تعدادی از آمفیبول‌های سنگ‌های آتشفشانی دگرسان نشده (آندزیت‌ها) در جدول ۲ آورده شده است. تمامی نقاط تجزیه شده در طبقه‌بندی leake و همکاران (۱۹۹۷) ترکیب کلسیک نشان می‌دهد (شکل ۱۲- B) و در شمار هورنبلندها با ترکیب منیزیم‌بوهاستنگسیت و فروادنیت قرار می‌گیرد (شکل ۱۲- C). تغییر ترکیب مشاهده شده از آمفیبول آهن-منیزیم-منگن‌دار در مرکز تا آمفیبول کلسیک (فروادنیت) در حاشیه می‌تواند نشان‌دهنده تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در آخرین مراحل تبلور آن باشد (Ayati et al., 2012). بیوتیت یکی از رایج‌ترین کانی‌های فرومنیزین‌دار سنگ‌های آندزیتی منطقه کهنک است. بیوتیت‌های یک نمونه سنگ آندزیتی دگرسان نشده تجزیه EDS شد (جدول ۳). بر اساس طبقه‌بندی Rieder و همکاران (۱۹۹۸) (شکل ۱۳- A) این بیوتیت‌ها با داشتن مقادیر  $Fe/(Fe+Mg)$  بیشتر از  $0.33$  ( $0.16$ ) درصد از نوع آهن‌دار بوده و بین دو قطب آنیت و سیدروفیلیت واقع می‌شود. با توجه به شکل B-۱۳ بیوتیت‌های بررسی شده از نوع بیوتیت‌های اولیه و محصول تبلور ماگما است که به صورت خودشکل بدون هیچ گونه آثار دگرسانی مشاهده می‌شود.

مطالعه بر روی ترکیب شیمیایی کانی‌های اولیه سنگ میزبان از جمله راه‌هایی است که به شناخت دقیق‌تر محصولات دگرسانی گرمایی در پهنه‌های مختلف می‌انجامد. به این منظور، کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌های آذرین منطقه تجزیه نقطه‌ای EDS شد. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی و نامگذاری دقیق کانی‌ها برخی از فازهای ثانویه حاصل از فرآیندهای دگرسانی گرمایی نیز شامل: اسفن، ژاروسیت، کلریت، اپیدوت، موسکویت و سریسیت تجزیه گردید. دو تیغه پلاژیوکلاز خودشکل دارای ماکل پلی‌سنتتیک و ساختمان منطقه‌ای متعلق به سنگ آندزیت‌بازالت غیر دگرسان برای محاسبه فرمول ساختاری و بررسی پدیده زونینگ از مرکز به حاشیه تجزیه شد. نتایج این تجزیه به همراه ترکیب شیمیایی محاسبه شده بر اساس ۸ اتم اکسیژن در جدول ۱ ارائه شده است. در پلاژیوکلازهای تجزیه شده از مرکز به حاشیه یک زونینگ نرمال-نوسانی ملاحظه می‌شود (شکل ۱۲- A) (Deer et al., 1991) و ترکیب آنها به طور میانگین  $Ab_{28.65} An_{59.83} Or_{11.53}$  است که معادل پلاژیوکلاز از نوع لابرادوریت هستند. پلاژیوکلازهای مطالعه شده در پهنه‌های مختلف دگرسانی به سریسیت (رخساره فلیک) و به

جدول ۱- نتایج تجزیه EDS پلاژیوکلازهای سنگ آندزیت‌بازالت در کانسار کهنگ

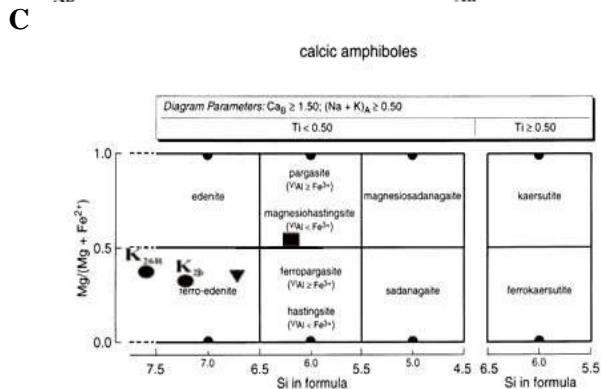
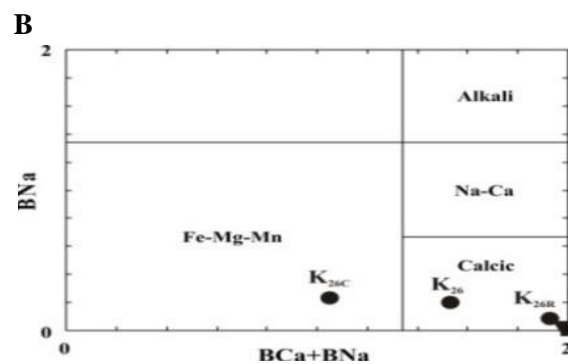
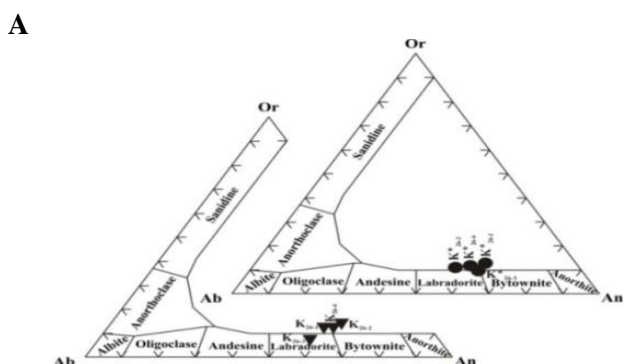
Sample	K <sub>26-1</sub>	K <sub>26-2</sub>	K <sub>26-3</sub>	K <sub>26-4</sub>	K* <sub>26-1</sub>	K* <sub>26-2</sub>	K* <sub>26-3</sub>	K* <sub>26-4</sub>
SiO <sub>2</sub>	60.02	61.29	58.77	57.14	60.3	59.79	58.2	58.21
TiO <sub>2</sub>	1.05	1.79	0.93	1.12	0.7	0.72	0.53	0.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.42	18	19.49	18.99	18.34	19.16	19.4	19.57
FeO(t)	2.6	2.25	2.17	2.94	2.08	1.37	1.84	1.92
MnO	2.33	1.32	1.22	1.41	1.47	0.96	0.95	0.52
MgO	0.58	0.73	1.73	0.91	0.73	1.59	1.46	1.55
CaO	10.35	10.42	10.85	12.41	11.77	10.91	12.74	12.15
Na <sub>2</sub> O	2.8	2.16	3.65	2.96	2.55	3.68	3.19	3.33
K <sub>2</sub> O	1.84	2.02	1.19	2.13	2.02	1.82	1.7	2.04
Total	99.99	99.98	100	100.01	99.96	100	100.01	100
No. of oxygen 8								
Si	11.027	11.16	10.762	10.626	11.056	10.915	10.713	10.705
Al	3.985	3.86	4.203	4.159	3.96	4.119	4.205	4.239
Ti	0.145	0.245	0.128	0.157	0.097	0.099	0.073	0.098
Fe <sup>+2</sup>	0.399	0.343	0.332	0.457	0.319	0.209	0.283	0.295
Mn	0.363	0.204	0.189	0.222	0.228	0.148	0.148	0.081
Mg	0.159	0.198	0.472	0.252	0.2	0.433	0.401	0.425
Ca	2.037	2.033	2.129	2.473	2.312	2.134	2.513	2.394
Na	0.997	0.763	1.296	1.067	0.907	1.303	1.139	1.187
K	0.431	0.469	0.278	0.505	0.473	0.424	0.399	0.479
Ab	28.8	23.4	35	26.4	24.6	33.7	28.1	29.2
An	58.8	62.3	57.5	61.1	62.6	55.3	62	59
Or	12.4	14.4	7.5	12.5	12.8	11	9.8	11.8

جدول ۲- نتایج تجزیه EDS کانی آمفیبول از سنگ آندزیت غیر دگرسان کانسار کهنگ

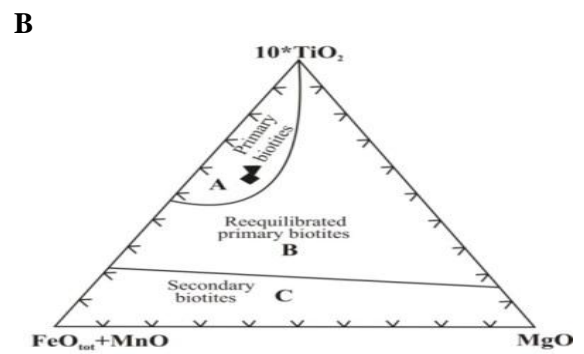
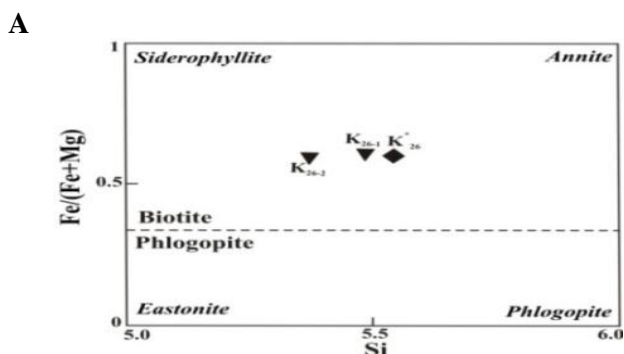
Sample	K <sub>26C</sub>	K <sub>26R</sub>	K <sub>26</sub>	K <sub>26-1</sub>	K <sub>26-2</sub>
SiO <sub>2</sub>	45.75	49.25	47.5	44.2	41.23
TiO <sub>2</sub>	2.82	1.19	2.005	2.01	2.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.62	7.95	8.285	8.28	8.79
FeO	23.06	17.24	20.15	21.61	20.87
MnO	1.07	1.52	1.295	0.51	0.71
MgO	6.76	6.02	6.39	7.56	9.47
CaO	4.97	11.07	8.02	11.92	14.91
Na <sub>2</sub> O	1.61	1.19	1.4	1.97	1.23
K <sub>2</sub> O	5.36	4.55	4.955	1.92	0.68
Total	100.02	99.98	100	99.98	99.97
No. of oxygen 23					
TSi	7.033	7.648	7.336	6.753	6.194
TAI <sup>IV</sup>	0.967	0.352	0.664	1.247	1.555
TFe <sup>+3</sup>	0	0	0	0	0.19
TTi	0	0	0	0	0.119
Sum-T	8	8	8	8	8.058
CAI <sup>VI</sup>	0.594	1.102	0.843	0.243	0
CFe <sup>+3</sup>	0.687	0	0	0	0.475
CTi	0.326	0.139	0.233	0.231	0.116
CMg	1.549	1.394	1.472	1.722	2.121
CFe <sup>+2</sup>	1.777	2.239	2.369	2.761	1.958
CMn	0.067	0.126	0.082	0.043	0.09
CCa	0	0	0	0	0.241
Sum-C	5	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0
BFe <sup>+2</sup>	0.501	0	0.234	0	0
BMn	0.073	0.074	0.087	0.023	0
BCa	0.819	1.842	1.326	1.951	2
BNa	0.23	0.084	0.204	0.026	0
Sum-B	1.622	2	1.851	2	2
ACa	0	0	0	0	0.159
Ana	0.25	0.274	0.214	0.558	0.358
AK	1.051	0.901	0.977	0.374	0.13
Sum-A	1.301	1.176	1.191	0.932	0.648
Sum-cat	15.923	16.176	16.043	15.932	15.706

جدول ۳- نتایج تجزیه EDS کانی بیوتیت از سنگ آندزیت غیر دگرسان کانسار کهنک

On the basis of 24 Oxygen atoms				K* <sub>26</sub>	K <sub>26,2</sub>	K <sub>26,1</sub>	نمونه
5.537	5.361	5.478	Si	ادخال در آمفیبول	حاشیه	مرکز	موقعیت
2.109	2.178	2.146	Al <sup>IV</sup>	33.82	32.67	33.4	SiO <sub>2</sub>
0.57	0.667	0.64	Ti	4.63	5.4	5.19	TiO <sub>2</sub>
3.471	3.614	3.554	Fe <sup>+2</sup>	10.94	11.27	11.11	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
0.173	0.118	0.122	Mn	25.35	26.33	25.91	FeO
2.35	2.451	2.291	Mg	1.25	0.85	0.88	MnO
0.072	0.037	0.111	Ca	9.63	10.02	9.37	MgO
0.556	0.391	0.289	Na	0.41	0.21	0.63	CaO
2.55	2.516	2.634	K	1.75	1.23	0.91	Na <sub>2</sub> O
17.388	17.333	17.265	Cations	12.21	12.02	12.59	K <sub>2</sub> O
0.6	0.6	0.61	Fe/(Fe+Mg)	99.99	100	99.99	Total
0.4	0.4	0.39	Mg/(Fe+Mg)				



شکل ۱۲- A) طبقه‌بندی پلاژیوکلازهای موجود در نمونه سنگ آندزیت‌بازالت غیردگرسان (Deer et al., 1991)؛ B) نمایش موقعیت نقاط تجزیه شده بر روی نمودار طبقه‌بندی گروه‌های اصلی آمفیبول (Leake et al., 1997)؛ C) نمایش موقعیت آمفیبول‌های کلسیک در نمودار طبقه‌بندی این گروه از آمفیبول‌ها (Leake et al., 2004).



شکل ۱۳- A) طبقه‌بندی انواع میکا با استفاده از ترکیب شیمیایی (Rieder et al., 1998) (داده‌ها بر اساس جدول ۳)؛ B) رده‌بندی انواع بیوتیت (Nachit et al., 2005)؛ A) بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما؛ B) بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره؛ C) بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی

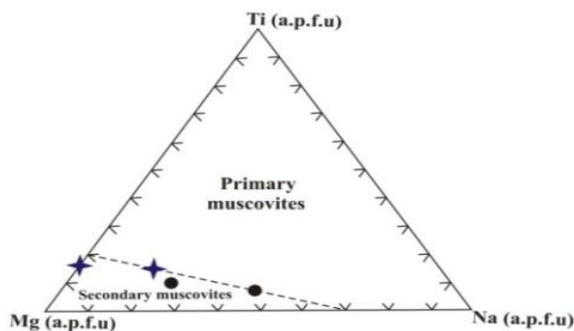
موسکویت‌های ماگمایی، پساماگمایی و گرمابی ترسیم گردید. تقریباً غالب نمونه‌ها ضمن قرارگیری در محدوده موسکویت‌های ثانویه (شکل ۱۴- A) تشکیل این کانی به عنوان یکی از محصولات فرآیندهای دگرسانی گرمابی را تأیید می‌کند. همچنین، سه نمونه با انحراف قابل اغماض در محدوده موسکویت‌های گرمابی قرار گرفته است (شکل ۱۴- B).

تعداد سه نمونه سربسیت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلازها (15، 32C و DH<sub>2.1</sub>) و یک نمونه حاصل از سربسیتی شدن بیوتیت (DH<sub>3.2</sub>) در پهنه دگرسانی فیلیک تجزیه شد (جدول ۴). نتایج بر روی نمودار تفکیک موسکویت‌های اولیه (ماگمایی) از موسکویت‌های ثانویه (Miller *et al.*, 2000؛ Nalinijr *et al.*, 1981) و همچنین نمودار Monier (1984) و همکاران (۱۹۸۴) برای تفکیک

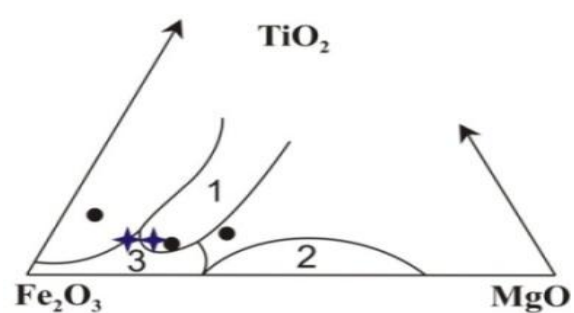
جدول ۴- نتایج تجزیه EDS کانی سربسیت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و بیوتیت

Sample	DH <sub>3.2</sub>	DH <sub>3.2</sub>	DH <sub>2.1</sub>	32C	15
SiO <sub>2</sub>	48.08	54.66	45.21	49.88	67.4
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.94	1.45	0.58	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.5	27.62	23.7	24.58	13.46
FeO	5.83	9.49	8.34	3.07	5.53
MnO	2.03	1.78	2.07	1.29	2.33
MgO	1.77	1.82	0.68	1.87	2.12
CaO	0.65	1.05	1.13	1.07	1.35
Na <sub>2</sub> O	0	0.39	0	1.52	0.58
K <sub>2</sub> O	18.47	2.26	17.43	16.15	6.62
Total	100.04	100.01	100.01	100.01	100
No. of oxygen 24					
Si	6.664	6.884	6.352	6.713	8.449
Al <sup>IV</sup>	1.336	1.116	1.648	1.287	0
Al <sup>VI</sup>	2.337	2.981	2.274	2.609	1.987
Ti	0.074	0.089	0.153	0.059	0.058
Fe <sup>+2</sup>	0.676	1	0.98	0.346	0.58
Mn	0.238	0.19	0.246	0.147	0.247
Mg	0.366	0.342	0.142	0.375	0.396
Ca	0.097	0.142	0.17	0.154	0.181
Na	0	0.095	0	0.397	0.141
K	3.266	0.363	3.124	2.773	1.059
Cations	15.054	13.202	15.089	14.86	13.098
Fe/(Fe+Mg)	0.65	0.75	0.87	0.48	0.59
Mg/(Fe+Mg)	0.35	0.25	0.13	0.52	0.41

A



B



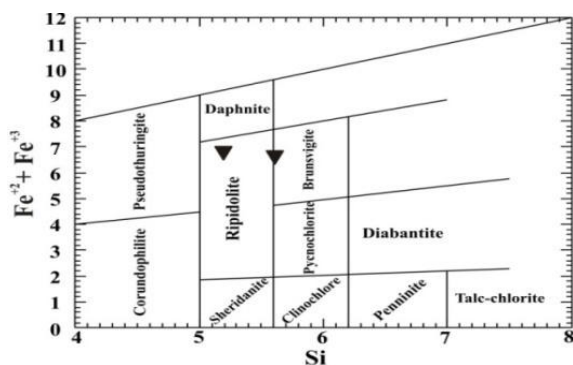
شکل ۱۴- A) تفکیک موسکویت‌های اولیه از ثانویه (Miller *et al.*, 1981؛ Nalinijr *et al.*, 2000)؛ B) تفکیک انواع موسکویت (Monier *et al.*, 1984). (1) موسکویت ماگمایی، (2) موسکویت تأخیری تا پس از ماگمایی، (3) موسکویت گرمابی (داده‌ها بر اساس جدول ۴ است).

کلریت‌های غیر اکسیدی یا ارتوکلریت‌ها بسیار رایج بوده و تقسیم‌بندی این گروه از کلریت‌ها بر اساس میزان سیلیس انجام شده است (شکل ۱۵). دو نمونه از کلریت‌های سنگ‌های متعلق به رخساره فیلیک که جایگزین کانی‌های فرومنیزین دار اولیه گردیده‌اند، تجزیه EDS شد (جدول ۵). میزان آهن  $(Fe^{+2}+Fe^{+3})$  کلریت‌ها ۶/۵۶ تا ۶/۷۶ درصد و مقدار سیلیسیم آنها از ۵/۱۹ تا ۵/۶۱ درصد در تغییر است. بنابراین، در نمودار طبقه‌بندی ارتوکلریت‌های رایج شده توسط Hey (۱۹۵۴) در محدوده ریپیدولیت قرار می‌گیرد (شکل ۱۵).

کلریت به عنوان یکی از کانی‌های حاصل از دگرسانی کانی‌های فرومنیزیم‌دار در پهنه دگرسانی فیلیک و یکی از مهم‌ترین کانی‌های متعلق به رخساره دگرسانی پروپلیتیک مشاهده شد. یکی از مهم‌ترین وجوه ترکیب شیمیایی کلریت‌ها نقش آهن فرو در فرمول ساختاری این کانی است. بر اساس یک تقسیم‌بندی جزئی کلریت‌هایی که میزان  $Fe_2O_3$  آنها بیشتر از چهار درصد باشد را کلریت‌های اکسیدی و کلریت‌هایی که میزان  $Fe_2O_3$  آنها کمتر از چهار درصد باشد را کلریت‌های غیر اکسیدی می‌نامند (Deer *et al.*, 1971).

جدول ۵- نتایج حاصل از تجزیه EDS کانی کلریت کانسار کهنک

sample	K <sub>23</sub>	K <sub>23</sub>	No. of oxygen 36		
SiO <sub>2</sub>	28.06	25.48	Si	5.607	5.191
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.83	Al <sup>IV</sup>	2.393	2.809
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.9	16.36	Sum-T	8	8
FeO	39.28	39.69	Al <sup>VI</sup>	1.584	1.116
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	Ti	0.089	0.127
MnO	0	2.19	Fe <sup>+3</sup>	0	0
MgO	11.6	12.46	Fe <sup>+2</sup>	6.564	6.762
CaO	0.58	0.58	Mn	0	0.378
Na <sub>2</sub> O	1.69	1.63	Mg	3.456	3.784
K <sub>2</sub> O	1.29	0.76	Ca	0.124	0.127
Total	99.99	99.98	Na	0.655	0.644
			K	0.329	0.198
			Cations	20.801	21.136
			Fe/(Fe+Mg)	0.66	0.64
			Mg/(Fe+Mg)	0.34	0.36



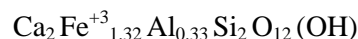
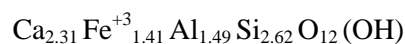
شکل ۱۵- نمودار طبقه‌بندی ارتوکلریت‌ها (Hey, 1954) در کانسار کهنک؛ (داده‌ها بر اساس جدول ۵ است).

رگه‌ها و رگچه‌هایی در اثر هجوم محلول‌های حاوی کلسیم به سنگ میزبان در پهنه دگرسانی پروپلیتیک تشکیل شده است. اپیدوتی شدن

کانی اپیدوت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و هورنبلند تحت تأثیر محلول‌های گرمابی غنی از آهن و منیزیم و گاه به صورت

می‌خورد. انواع سبز و زرد اسفن حاوی مقدار کمی آهن است. در حالی که اسفن‌های قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره ممکن است محتوی یک درصد و یا مقدار بیشتری  $Fe_2O_3$  باشد (Komeili, 2010). حضور عناصر خاکی نادر شاید منجر به ظهور رنگ نارنجی در کانی اسفن شود. در منطقه بررسی شده اسفن‌ها بیشتر به صورت دانه‌های ریز قهوه‌ای رنگ (شکل ۱۶- A) یا به صورت بلورهای خودشکل لوزی مانند به رنگ قهوه‌ای روشن (شکل ۱۶- B) در مقاطع به چشم می‌خورد. شواهد پتروگرافی و همچنین، نتایج حاصل از تجزیه تعدادی از این اسفن‌ها (جدول ۷) نشان می‌دهد که اسفن‌های بیان شده، از انواع قهوه‌ای که آهن بیشتری دارد، است.

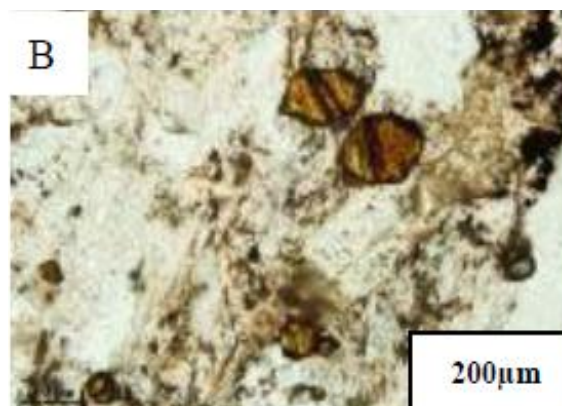
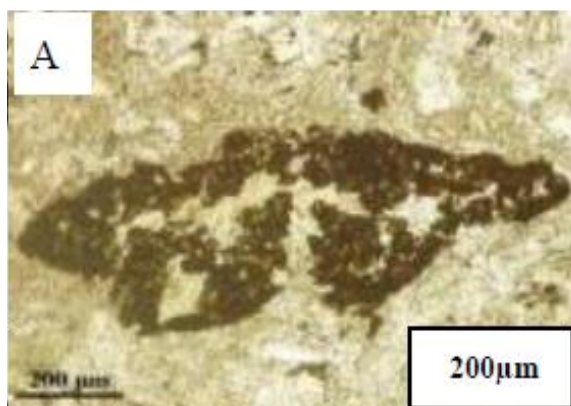
کانی‌های اولیه نمودی از متاسوماتیسم کلسیم در درجه حرارت پایین است (Collins, 1988). در جدول ۶ نتایج تجزیه EDS دو نمونه اپیدوت ارایه شده است. فرمول اپیدوت‌های تجزیه شده عبارت است از:



تیتانیت یا اسفن با فرمول ساختاری  $CaTi[SiO_4](O,OH,F)$  یکی از کانی‌های فرعی برجسته در سنگ‌های ساب‌ولکانیک منطقه است که به صورت ادخال درون سایر کانی‌های اصلی سنگ قرار دارد. از طرفی، به عنوان یکی از فرآورده‌های دگرسانی بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک به وفور به چشم

جدول ۶- نتایج حاصل از تجزیه EDS کانی اپیدوت در نمونه پروپیلیتی کانسار کهنگ

sample	$K_{10}$	31	No. of oxygen 12.5		
SiO <sub>2</sub>	31.72	40.93	Si	2.62	3.32
TiO <sub>2</sub>	0.92	0.88	Al	1.49	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.25	3.44	Ti	0.06	0.05
FeO	20.43	19.49	Fe <sup>3+</sup>	1.41	1.32
MnO	1.29	1.91	Mn	0.09	0.13
MgO	1.78	8.21	Mg	0.22	0.99
CaO	26.04	22.99	Ca	2.31	2.00
Na <sub>2</sub> O	1.50	1.33	Na	0.24	0.21
K <sub>2</sub> O	1.08	0.83	K	0.11	0.09
BaO	0.00	0.00	Cations	8.55	8.45
Total	100.01	100.01			



شکل ۱۶- A) اسفن‌های دانه‌ای شکل به رنگ قهوه‌ای تیره (رنگ قهوه‌ای نشان از حضور آهن در ترکیب شیمیایی آنها دارد) (PPL)؛ B) بلورهای خودشکل اسفن به رنگ قهوه‌ای روشن (PPL)

جدول ۷- نتایج حاصل از تجزیه EDS کانی اسفن در نمونه سریسیتی کانسار کهنگ

sample	K <sub>23-1</sub>	K <sub>23-2</sub>	No. of oxygen 5		
SiO <sub>2</sub>	1.47	1.58	Si	0.05	0.05
TiO <sub>2</sub>	94.43	93.16	Al	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.4	Ti	2.42	2.4
FeO	0	0.98	Fe <sup>2+</sup>	0	0.03
MnO	0.26	0.16	Mn	0.01	0
MgO	0	0.1	Mg	0	0.01
CaO	0.18	0.35	Ca	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	0	0.15	Na	0	0.01
K <sub>2</sub> O	0.19	0.2	K	0.01	0.01
Total	97.06	97.08	Cations	2.52	2.54

ماگمایی-گرمایی در پهنه دگرسانی آرژیلیک حدواسط و یا فیلیک-آرژیلیک تشکیل می‌شود (ژاروسیت معمولی) و گاه در نتیجه هوازدگی و اکسیداسیون پیریت و اختلاط آب ماگمایی با آب جوی در منطقه سوپرژن تشکیل می‌گردد. در ژاروسیت‌های با منشأ ماگمایی-گرمایی، کاتیون غالب در موضع A پتاسیم است؛ در حالی که، ژاروسیت سوپرژن سدیم بیشتری (ناتروژاروسیت) دارد (Parsapoor *et al.*, 2004). تجزیه نمونه‌ای از ژاروسیت‌های کانسار کهنگ (جدول ۸) نشان می‌دهد که مقدار پتاسیم موجود در این نمونه به مراتب بیش از مقدار سدیم است که نشان از منشأ ماگمایی-گرمایی ژاروسیت در منطقه مطالعه شده دارد.

بر اساس طبقه‌بندی ارایه شده توسط Scott (۱۹۸۷) نمونه بررسی شده در رأس نمودار لوزی شکل و در محدوده ژاروسیت ( $S > 1/5$ ) قرار می‌گیرد (شکل ۱۷).

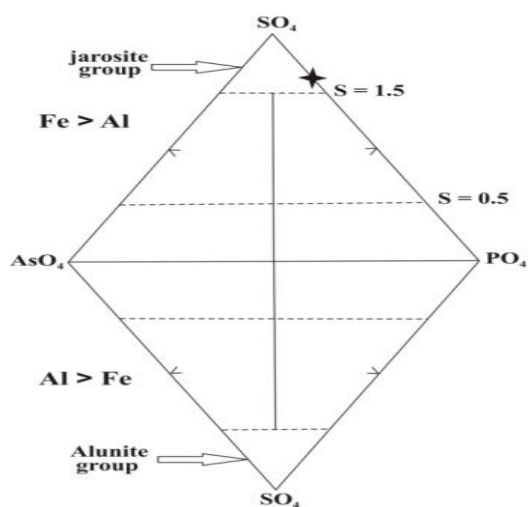
ترکیب شیمیایی اسفن تابع حرارت و فشار حاکم بر محیط است. بر این اساس، هنگامی که مقدار  $Al+Fe^{+3}$  اسفن کمتر از  $1/4$  باشد، بیانگر تشکیل اسفن در حرارت‌های بالا (بیشتر از  $700$  درجه سانتیگراد) است (Enami *et al.*, 1993; Helmy *et al.*, 2004). به منظور بررسی ترکیب شیمیایی و همچنین، تخمین درجه حرارت حاکم بر محیط تشکیل اسفن‌های مطالعه شده، دو نمونه از دانه‌های اسفن کاملاً خودشکل یک سنگ ساب‌ولکانیک دگرسان شده تجزیه شد (جدول ۷). پایین بودن میزان  $Al+Fe^{+3}$  ( $0/05$  تا  $0/02$ ) در اسفن‌های تجزیه شده نشان‌دهنده بالا بودن درجه حرارت محیط در زمان تشکیل این کانی است. بنابراین، اسفن‌های بررسی شده از جمله کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده سنگ است که در شرایط ماگمایی تشکیل شده‌اند.

ژاروسیت (با فرمول عمومی  $(AB_3)(XO_4)_2(OH,H_2O)_6$ ) گاه در اثر فرآیندهای

جدول ۸- نتایج تجزیه EDS کانی ژاروسیت در کانسار کهنگ

sample	K <sub>25</sub>	On the basis of 14 (O,OH) atoms
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.96	0.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63.87	5/42
MnO	0.69	0/07
MgO	0	0
CaO	0.58	0.068
Na <sub>2</sub> O	0.31	0.068
K <sub>2</sub> O	10.24	1.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.68	0.35
SO <sub>3</sub>	15.5	1.29





شکل ۱۷- نمودار نامگذاری گروه آلونیت-ژاروسیت (Scott, 1987) و محل قرارگیری نمونه متعلق به کانسار کهنک (هر یک از محدوده‌ها بر اساس نوع کاتیون واقع شده در جایگاه A اسامی متفاوتی دارد). (داده‌ها بر اساس جدول ۸ است)

### نتیجه‌گیری

گستره مطالعه شده شامل: مجموعه‌ای از استوک‌های پورفیری با ترکیب حدواسط تا اسیدی است. این استوک‌های پورفیری تحت تأثیر محلول‌های گرمابی، دچار دگرسانی و کانه‌زایی شده‌اند. وجود نفوذی‌های پورفیریتیک فلسیک، دگرسانی‌های گرمابی از نوع فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک، حضور فراوان رگه‌ها و استوک‌ورک‌های کوارتز و عیار بالای مس (۵۳/۰ درصد مس)، نشان از کانی‌سازی مس پورفیری در منطقه دارد. نتایج تجزیه EDS نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها همگی در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرد. آمفیبول‌های بررسی شده دارای ترکیب چرماکیت و فروادنیت است. تفاوت در ترکیب بین هسته و حاشیه در آمفیبول‌های مطالعه شده می‌تواند نشان از تغییرات حرارت و فشار در زمان صعود ماگما از عمق به بالا و تبلور آمفیبول در این زمان باشد. کلریت به عنوان یکی از کانی‌های حاصل از دگرسانی کانی‌های فرو منیزیم‌دار در پهنه دگرسانی فلیک و یکی از مهم‌ترین کانی‌های متعلق به رخساره دگرسانی پروپیلیتیک در این کانسار به چشم می‌خورد. بیوتیت‌های سنگ‌های آذرین بررسی شده حاوی آهن به نسبت بالا و از نوع بیوتیت‌های اولیه و محصول تبلور ماگما است. از دیگر کانی‌های مشاهده شده اپیدوت

هست که در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و هورنبلند تحت تأثیر محلول‌های گرمابی غنی از آهن و منیزیم و گاه به صورت رگه‌ها و رگچه‌هایی در اثر هجوم محلول‌های حاوی کلسیم به سنگ میزبان در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک تشکیل شده است. اپیدوتی شدن کانی‌های اولیه نمودی از متاسوماتیسم کلسیم در درجه حرارت پایین است. در اسفن‌های تجزیه شده، پایین بودن میزان  $Al+Fe^{3+}$  نشان از بالا بودن درجه حرارت محیط در زمان تشکیل اسفن‌ها دارد. از دیگر کانی‌های حاصل از فرآیندهای گرمابی در پهنه دگرسانی آرژیلیک حدواسط یا فلیک-آرژیلیک در منطقه مطالعه شده ژاروسیت است که گاه در منطقه سوپرژن در نتیجه هوازگی و اکسیداسیون پیریت تشکیل می‌شود. مقدار پتاسیم موجود در این ژاروسیت‌ها به مراتب بیشتر از مقدار سدیم است که می‌تواند منشأ ماگمایی-گرمابی این ژاروسیت‌ها را تأیید نماید.

### سپاسگزاری

نگارندگان این پژوهش بر خود لازم می‌دانند از راهنمایی‌های بی‌دریغ آقای دکتر محمدعلی مکی‌زاده، عضو هیأت علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان تشکر و قدردانی نمایند.

## منابع

- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Asadi, H. (2007) Detailed exploration in Kahang porphyry Cu-Mo index. Dorsa pardazeh company reports (in Persian).
- Atapour, H. and Aftabi, A. (2007) The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment. *Journal of Geochemical Exploration* 93(1): 47-65.
- Ayati, F. (2010) Neogene magmatism and their related hydrothermal alterations in NE of Arak. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Ayati, F., Noghreyan, M. and Khalili, M. (2012) Petrographic and mineral chemistry of the magmatic alteration zones, south of Salafchegan. *Journal of Petrology* 2(8): 1-20 (in Persian).
- Baksheev, I. A., Prokofev, V. Y., Zaraisky, G. P., Chitalin, A. F., Yapaskurt, V. O., Nikolaev Y. N., Tikhomirov, P. L., Nagornaya, E. V., Rogacheva, L. I., Gorelikova, N. V. and Kononov, O. V. (2012) Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits. *European Journal of Mineralogy* 24: 957-979.
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D. R. (2010) The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Ore Geology Reviews* 38(4): 367-381.
- Collins, L. G. (1988) Hydrothermal differentiation. Theophrastus Publication, Athens.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1971) Rock-forming minerals, Sheet Silicates. Longman, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock-forming minerals. 17<sup>th</sup> edition, Longman, London.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J. G. and Bird, D. K. (1993) Al-Fe<sup>+3</sup> and F-OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy* 5: 231-291.
- Evans, A. M. (1993) Ore geology and industrial minerals: an introduction. Blackwell Publishing, Oxford.
- Evans, A. M. (1997) An introduction to economic geology and its environmental impacts. Blackwell Publishing, Oxford.
- Farahani Farmahini, M. (2008) Geology, geochemistry and mineralogy investigations of Kahang index. PhD thesis, Islamic Azad University Science and Research Branch, Tehran, Iran (in Persian).
- Franchini, M., Impiccini, A., Beaufort, D., Patrier, P., Anderson, C. G. and Pons, J. (2012) Mineral assemblages and distribution of phyllosilicates composition along the main section of the Agua Rica deposit, Catamarca, Argentina, implications for future mine development. *Clay Science* 67-68: 61-71.
- Guilbert, J. M. and Park, Jr. C. F. (1997) The geology of ore deposits. Freeman and Company, New York.
- Hatami, Sh. (2008) Petrology of Kahang granitoids and volcanic rocks with emphasis on mineralization and alteration zones. MSc thesis, Islamic Azad University Khorasgan Branch, Isfahan, Iran (in Persian).
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., Mahallawi, M. M. El. and Ali, S. M. (2004) Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, eastern desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* 38: 255-268.
- Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineralogy Magazine* 30: 277-292.

- Hosseinzadeh, Gh., Mouayed, M. and Esfahanipour, R. (2009) Supergene processes in Sonajil porphyry copper deposit with respect to using of leached capping for estimation of supergene enrichment in porphyry copper deposits. *Iranian Journal of Geology* 3(10):85-96 (in Persian).
- John, D. A., Sisson, T. W., Breit, G. N., Rye, R. O. and Vallance, J. W. (2008) Characteristics, extent and origin of hydrothermal alteration at Mount Rainier volcano, Cascades arc, USA: implications for debris-flow hazards and mineral deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 175(3): 289-314.
- Karimpoor, M. and Saadat, S. (2002) *Applicable economic geology*. Mashhad university publications, Mashhad (in Persian).
- Knight, J. E. (1977) A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits. *Economic Geology* 72: 1321-1336.
- Komeili, S. S. (2010) Petrology and geochemistry of the Kahang porphyry Cu-Mo index and related hydrothermal alteration zones. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Brich, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* 82: 1019-1037.
- Leake, B. E., Wooley, R., Birch, W., Bruke, E. A. J., Ferraris, G., rice, J., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. and Whittaker, E. J. W. (2004) Nomenclature of amphiboles: addition and revisions to the international mineralogical associations amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89: 883-887.
- Mas, A., Guisseau, D., Patrier Mas, P., Beaufort, D., Genter, A., Sanjuan, B. and Girard, J. P. (2006) Clay minerals related to the hydrothermal activity of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 380-400.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Larry, J. B. and Wayne, A. D. (1981) Composition of plutonic muscovites: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 25-34.
- Monier, G., Mergoïl-Daniel, J. and Labernardiere, H. (1984) Generation successive de muscovites et feldspaths potassiques dans le leucogranite du massif de Millevalches (massif Central Francais). *Bulletin Mineral* 107: 55-68.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. and Ohoud, M. B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neofomed biotites: Geomaterials (Mineralogy). *Geoscience* 337: 1415-1420.
- Nalinijr, H. A., Bilal, E. and Neves, J. M. C. (2000) Syn-collisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the neoproterozoic Urucum suite (eastern minas Gerais State, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências* 30: 120-125.
- Parry, W. T., Jasumback, M. and Wilson, P. N. (2002) Clay mineralogy of phyllic and intermediate argillic alteration at Bingham, Utah. *Economic Geology* 97: 221-239.
- Parsapoor, A., Khalili, M., Noghreyan, M. and Mackizadeh, M. A. (2004) Petrography and geochemistry of jarosite in Rangan (southwest of Ardestan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 12(2): 203-214 (in Persian).
- Radfar, J. and Kohansal, R. (2002) Geological map of Iran (Kuhpayeh) 1:100000, Sheet 6455, Geological

Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran (in Persian).

Radfar, J. and Kohansal, R. (2002) Geological map of Iran (Kuhpayeh) 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran.

Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y. D., Frank-Kamenskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Muller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D. R. (1998) Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist* 36: 905-912.

Scott, K. M. (1987) Solid solution in, and classification of gossan-derived members of the alunite-jarosite family, northwest Queensland, Australia. *American Mineralogist* 72: 178-187.

Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.

Ulrich, T., Guenther, D. and Heinrich, C. A., (2002) The evolution of a porphyry Cu-Au deposits, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions; Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology* 96: 1743-1774.

Vink, B. W. (1986) Stability relations of malachite and azurite. *Mineralogical Magazine* 50: 41-47.

## Petrography and mineral chemistry of alteration zones in the Kahang porphyry Cu-Mo deposit (Northeast of Isfahan)

Salimeh sadat Komeili <sup>1</sup>, Mahmoud Khalili <sup>1</sup>, Hooshang Asadi Harooni <sup>2</sup>, Hashem Bagheri <sup>1</sup>  
and Farimah Ayati <sup>3\*</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

<sup>3</sup> Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697, I. R. of Iran

### Abstract

The study area is located in the Uromieh-Dokhtar volcanic belt and composed of andesite-basalt, andesite, dacite and quartz-monzonite as volcanic and subvolcanic. The occurrence of phyllic, argillic and propylitic alterations point to the presence of hydrothermal fluids. The studied amphiboles have tschermakite and ferro-edenite composition. The compositional changes from core (Fe-Mg-Mn) to rim (calcic) refer to the variation of physico-chemical condition of magma in the last stage of crystallization. The biotites are assumed to be primary, their Fe/Fe+Mg ratio is over than 0.33% and they are iron enriched. The composition of the chlorites plotted in the epidolite field with Fe and Si in the range of 6.56% to 6.76% and 5.19% to 5.61% respectively. The low content of Al+Fe<sup>3+</sup> in sphene, can be the result of high temperature of its formation. The potassium content of the Kahang jarosites is more than that of the sodium indicating the hydrothermal-magmatic condition of these phases formation.

**Key words:** Phyllic alteration, Hydrothermal alteration, Cu-Mo porphyry, Kahang, Mineral chemistry