

**Investigation of effective factors in mineralization
at Dalli porphyry Cu-Au deposit, Markazi province:
base on geological, mineralogical and geochemical evidences**

**Mehdi Daneshjou¹, Alireza Zarasvandi^{1*}, Houshang Pourkaseb¹, Mohsen Rezaei¹
and Houshang Asadi Harooni²**

¹Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University, Khuzestan, Iran

²Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

Abstract

The Dalli porphyry Cu-Au deposit is located in Delijan city, Markazi province, Iran. The deposit, structurally, is placed in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA) and consists of two parts, the South Part and the North Part with andesite to andesite basalt wall-rock intruded by granitoids (diorite, quartz diorite and monzodiorite). The aim of this study is the investigation of geologic, mineralogical and geochemical characteristics of the Dalli deposit in order to understand the mineralization factors effective in productive parts. For this purposes, in addition to field observations as well as mineralogical investigations, sampling was done from unaltered, mineralized and less-altered portions for geochemical studies using LA-ICP-MS. Mineralogical and geological evidences indicate that the presence of phyllic, argillic and supergene alterations with more abundance of hornblende, biotite and magnetite in the South Part are effective parameters in increasing the mineralization potential of the Southern Part. As the presence of hornblende, magnetite and lesser abundance of plagioclase indicate high fH_2O and fO_2 during magma evolutions and the phyllic and supergene alterations provide conditions for copper precipitation by creating heat loss and copper solution, respectively. This is also supported by high Eu/Eu^* , $[Dy/Yb]_n$, $[La/Sm]_n$ values and REEs trend with a upward concavity for the South Part.

Keywords: Mineralization, Productive and sub-productive, Mineralogy, Geochemistry, Dalli porphyry deposit, Urumieh-Dokhatr belt

* zarasvandi_a@scu.ac.ir

بررسی عوامل مؤثر بر کانه‌زایی در کانسار مس - طلای پورفیری دالی، استان مرکزی: بر پایه بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی

مه‌دی دانشجو^۱، علیرضا زراسوندی^{۱*}، هوشنگ پورکاسب^۱، محسن رضایی^۱ و هوشنگ اسدی‌هارونی^۲
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
^۲ دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

کانسار مس-طلای پورفیری دالی در شهرستان دلیجان، استان مرکزی در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه-دختر جای گرفته است. این کانسار دارای دو بخش به نام‌های جنوبی و شمالی با سنگ دیواره آندزیتی تا آندزیتی‌بازالتی است و گرانیتوئیدها (دیوریت، کوارتزادیوریت و مونزودیوریت) به درون آنها نفوذ کرده‌اند. هدف این پژوهش، بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار دالی برای درک پیامد عوامل کانه‌زایی در بخش‌های بارور است. در این راستا، افزون بر بر بازدیدهای صحرایی و بررسی کانی‌شناسی، از بخش‌های غیردگرسان، کانه‌زا و کمتر دگرسان شده نمونه برداری شد. سپس برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، نمونه‌ها به روش LA-ICP-MS بررسی شدند. شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شناختی نشان‌دهنده این است که حضور دگرسانی‌های آرژیلیک و فیلیک همراه با فراوانی بیشتر هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت در بخش جنوبی عوامل مؤثر در افزایش پتانسیل کانه‌زایی بخش جنوبی هستند. به گونه‌ای که حضور هورنبلند، مگنتیت و فراوانی کمتر پلاژیوکلاز نشان‌دهنده fO_2 و fH_2O بالا هنگام تحول ماگما هستند و دگرسانی‌های فیلیک و برون‌زاد، به ترتیب با پیدایش افت دما و انحلال مس، شرایط را برای ته‌نشست مس فراهم کرده‌اند. برپایه مقادیر بالای Eu/Eu^* ، $[Dy/Yb]_n$ و $[La/Sm]_n$ و روند عناصر خاکی نادر (REE) با تقعر رو به بالا، این یافته‌ها برای بخش جنوبی نیز تأیید می‌شوند. واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی، بارور و نیمه‌بارور، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، کانسار پورفیری دالی، پهنه ارومیه-دختر

مقدمه

سنگ‌های دگرسانی بر روی استوک‌های پورفیری پدید می‌آیند و ممکن است دارای اسکارن، سنگ میزبان‌های رسوبی و کانه‌زایی فلزهای پایه و گران‌بها از نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا تا حدواسط باشد (John et

امروزه کانسارهای مس نوع پورفیری از مهم‌ترین منابع برخی مواد معدنی هستند که به صورت حجم‌های بزرگی (۱۰ تا بیش از ۱۰۰ کیلومتر مکعب) در

* zarasvandi_a@scu.ac.ir

مس هستند. از این رو، در این پژوهش عوامل مؤثر بر انباشته شدن ماده معدنی در بخش‌های ویژه‌ای از کانسار پورفیری دالی (به ویژه توده‌های جنوبی آن) از دیدگاه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی بررسی می‌شود.

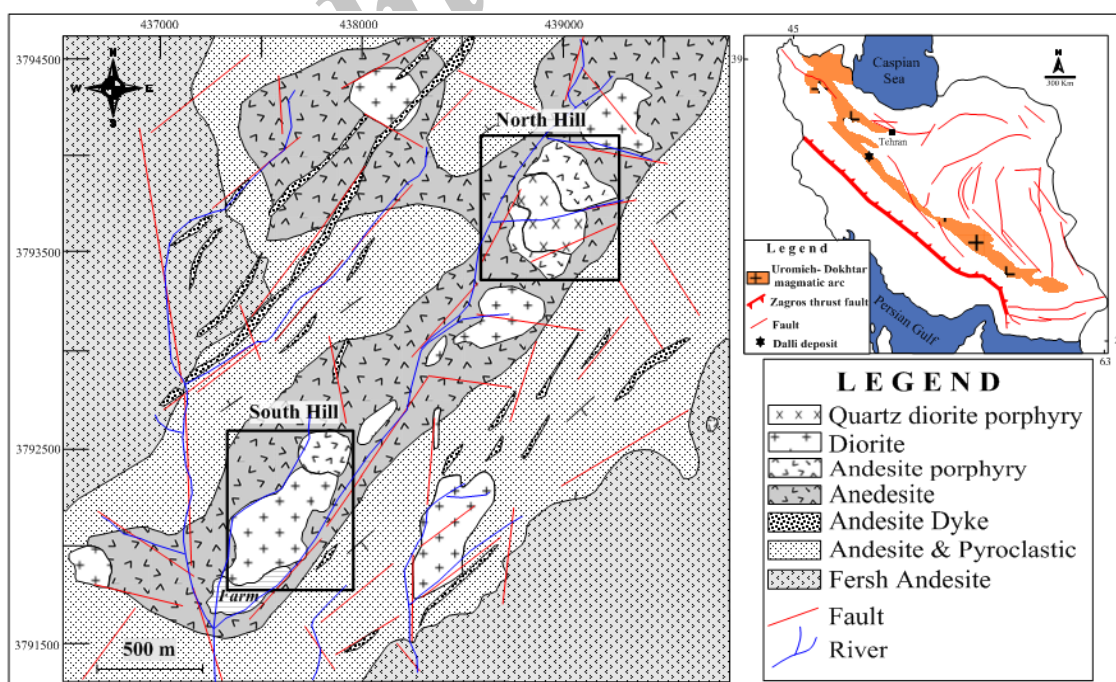
زمین‌شناسی

از دیدگاه زمین‌شناسی، پهنه کوهزایی هیمالیا- تبت که بخشی از محدوده فلززایی تتیس خاوری (ETMD) است، از پهنه‌های کلاسیک برای رخداد اندوخته‌های پورفیری به‌شمار می‌رود (Hou *et al.*, 2011). این پهنه دارای پنج پهنه Cu-Mo و Cu-Au پورفیری بزرگ مانند پهنه‌های مس پورفیری Yulong و Gangdese در ناحیه تبت، پهنه مس Chagai در پاکستان و پهنه مس ارسباران- کرمان یا همان کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA) و یا پهنه ولکانیک- پلوتونیک ایران مرکزی (CIVB) در ایران است (Hou *et al.*, 2003; Cook *et al.*, 2005; Hezarkhani, 2006a, 2006b; Zarasvandi *et al.*, 2009; Hou and Cook, 2009). پهنه ماگمایی ارومیه- دختر بخشی از این کوهزایی است و برپایه اندوخته مس، از شمال باختری به سوی جنوب خاوری، به سه بخش رده‌بندی شده است (Zarasvandi *et al.*, 2005; Samani, 1998). این منطقه در بخش مرکزی این کمان به نام ناحیه اردستان- ساوه است. برپایه بررسی‌های سنگ‌زایی و ساختاری Mohajjel و Proohan (۲۰۰۵)، و همکاران (۲۰۱۰)، و Babaahmadi و همکاران (۲۰۱۰) و Monsef (۲۰۱۱)، در پی عملکرد گسل‌های منطقه، سنگ‌های آذرین با ترکیب حدواسط در بازه زمانی نئوژن در سنگ‌های رسوبی کهن تر نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی نئوژن در دو مرحله ماگمایی پدید آمده‌اند. مرحله نخست فوران‌های پس از برخوردی در میوسن میانی تا بالایی بوده است. سنگ‌های این مرحله شامل گدازه‌ها و آذرآواری‌ها با ترکیبی از بازالت‌اندزیت

(Sillitoe, 2010; *al.*, 2010). در دهه‌های اخیر، بسیاری از رخدادها و اندوخته‌های (ذخایر) مس ایران آمیختگی چشمگیری با نقره و طلا نشان داده‌اند (Samani, 1998). منابع با توان استحصال طلا در پهنه‌های ماگمایی ترسیری به اندوخته مس پورفیری بستگی دارند (Lescuyer *et al.*, 2003). از میان آنها می‌توان محور طلادار ساوه- کاشان- نایین در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (Moritz *et al.*, 2006) و کانسار مس- طلای پورفیری امروزی در دالی را نام برد. این کانسار در ۵۰ درجه و ۲۰ دقیقه طول جغرافیایی خاوری و ۳۴ درجه و ۱۵ دقیقه عرض جغرافیایی شمالی در استان مرکزی (شهرستان دلیجان) و ۹ کیلومتری شمال باختری روستای راه در همین بخش از ارومیه- دختر جای دارد. درباره بررسی‌های انجام‌شده بر روی کانسار دالی می‌توان گزارش‌های اکتشافی و پژوهش‌هایی را برشمرد که ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ویژگی‌های سیال‌های درگیر و شیمی برخی کانی‌های ویژه آنها (مانند بیوتیت) را بررسی کرده‌اند (مانند: Harooni, 2008; Ayati *et al.*, 2008, 2012a, 2012b, 2012; Darabi-Golestan *et al.*, 2013). از مهم‌ترین ویژگی‌هایی که درباره این اندوخته از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی همواره بررسی شده‌اند، عوامل مؤثر در اقتصادی بودن این اندوخته است. پژوهشگران بسیاری آن را بررسی کرده‌اند که می‌توان به آنها استناد کرد (Stringham, 1960; Sillitoe, 1979; Baldwin and Pearce, 1982; Shafiei and Shahabpour, 2008; Zarasvandi *et al.*, 2015). بود و یا نبود برخی کانی‌ها در کانسار می‌تواند نشان‌دهنده شرایط ویژه‌ای در هنگام تحول ماگما باشد و در پایان می‌تواند در بارورشدن توده نفوذی مؤثر باشد؛ به گونه‌ای که معمولاً کانه‌زایی‌های مس پورفیری بیشتر از ماگمای کالک‌آلکالن آبدار ریشه می‌گیرند. همچنین، شرایط اکسیدان، جدایش بلورین (تفریق) پیشرفته ماگما و تبلوربخشی کانی آبداری مانند هورنبلند از فاکتورهای مهم در پیدایش توده‌های بارور

استوک کمابیش هم‌اندازه است؛ اما بخش جنوبی دارای استوک همراه با رخنمون‌هایی از دو استوک بسیار کوچک‌تر است (شکل ۱). استوک‌ها ترکیبی از دیوریت تا کوارتز دیوریت پورفیری همراه با نشانه‌هایی از مونزودیوریت، به‌ویژه در بخش جنوبی، با بافت پورفیری نشان می‌دهند. سنگ‌های آتشفشانی حدواسط با ترکیب آندزیت تا آندزیت‌بازالت پورفیری همراه با مواد آذرآواری این استوک‌ها را فراگرفته‌اند و نقش سنگ دیواره کانسار را دارند. از دیدگاه ساختاری سنگ‌های یادشده در درون سیستم گسلی به عرض ۱ تا ۲ کیلومتر با روند NE-SW نفوذ کرده‌اند. رگه‌های کوارتز کانه‌دار و بی‌کانه‌زایی همراه با کانه‌های ثانویه اکسید آهن و کربنات مس نشان‌دهنده کارکرد محلول‌های گرمایی و جوی در محدوده کانسار هستند (Harooni, 2008). از نشانه‌های دیگر در منطقه، رخداد فرایندهای دگرسانی مانند سیستم‌های پورفیری (پتاسیک، فیلیک (بیشتر به‌گونه محلی)، پروپلیتیک و همراه با مقادارهای ناچیزی دگرسانی آرژلیک) هستند که به‌صورت هم‌مرکز از درون به بیرون گسترش یافته‌اند.

تا آندزیت (بازیک- حدواسط) بوده و استراتولوکان‌هایی مانند سخت‌حصار را ساخته است. فاز دوم با فوران‌های آندزیتی- داسیتی نشان‌دهنده اسیدی‌ترشدن فعالیت‌های ماگمایی منطقه است و دارای نشانه‌های آواری، مانند گسترش دهانه آتشفشانی کوه خستک است (Monsef, 2011). نهشته‌های کنگلومرایی و رسوب‌های آواری- تبخیری سازند قرمز زیرین، رسوب‌های دریایی سازند قم و رسوب‌های تبخیری- قاره‌ای سازند قرمز بالایی رسوب‌های الیگو- میوسن منطقه و جوان‌ترین رسوب‌های آبرفتی کواترنری بخش بزرگی از منطقه را در بر گرفته‌اند. نمای کلی کانسار نشان‌دهنده دهانه آتشفشانی (کالدر) با ترکیب آندزیتی تا آندزیت‌بازالت است که استوک‌های حدواسط گرانیوتیویدی به درون آنها نفوذ کرده‌اند؛ از این‌رو می‌توان کانسار را برپایه Shafiei و Shahabpour (۲۰۰۸) بخشی از اندوخته پورفیری نوع ولکانیک (PVD) به‌شمار آورد. برپایه بازدیدهای صحرائی، این محدوده را می‌توان به دو بخش شمالی و جنوبی رده‌بندی کرد. در بخش شمالی سنگ میزبان شامل دو



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از کانسار دالی در استان مرکزی (Harooni, 2008).

روش انجام پژوهش

سنگ با بهره‌گیری از تجزیه LA-ICP-MS برپایه روش Luo و McFarlane (۲۰۱۲) بوده است. گفتنی است که در هنگام تجزیه، شیشه سنتز شده NIST 612 برای مرجع خارجی و نیز شیشه T1-GMPI-DING برای استاندارد کنترل کیفیت به کار برده شد.

سنگ‌شناسی و دگرسانی

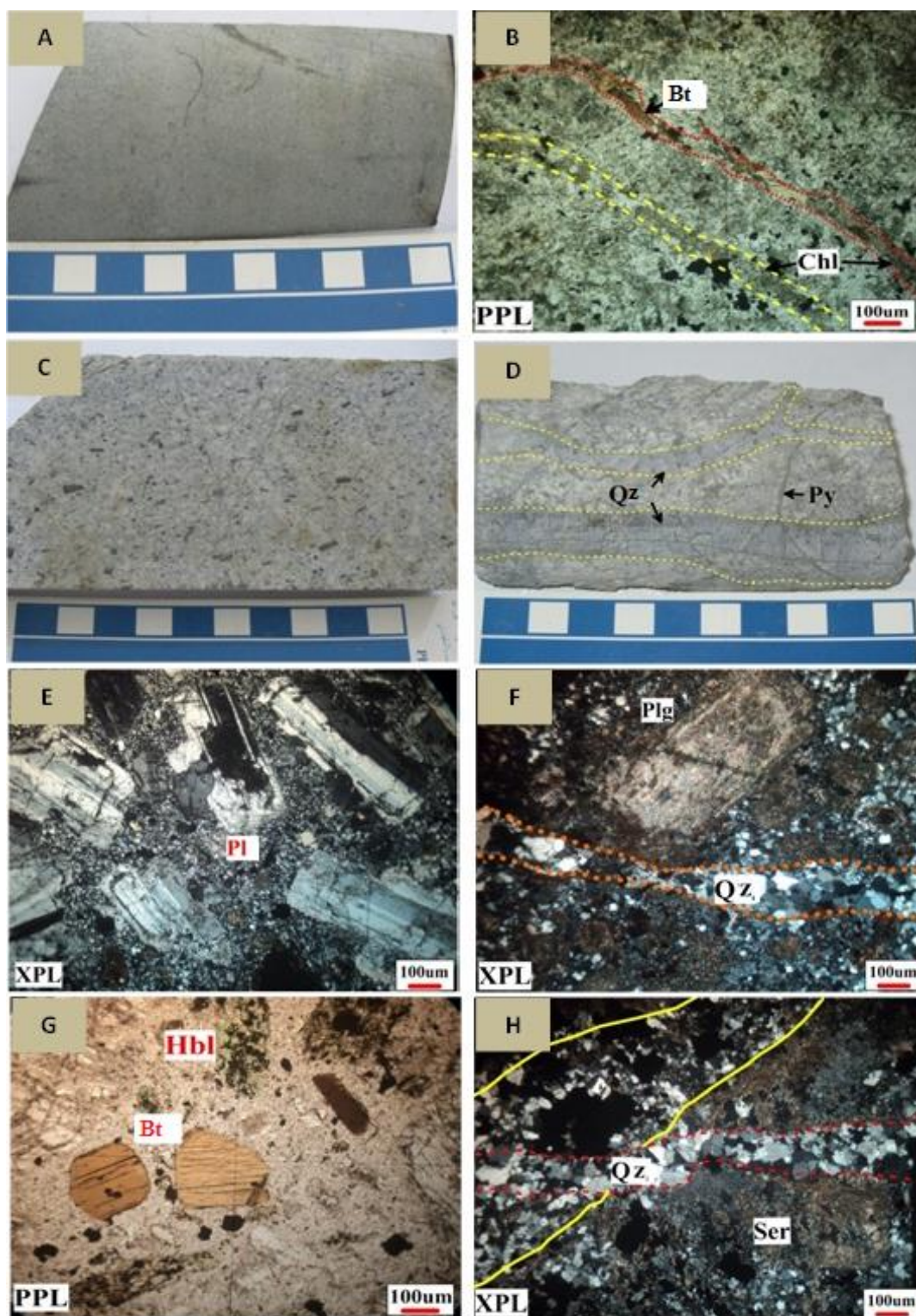
(۱) بخش جنوبی کانسار دالی

الف - سنگ دیواره: برپایه بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های اصلی سنگ دیواره که در هر دو بخش شمالی و جنوبی کانسار دیده می‌شود، گدازه‌های آتشفشانی آندزیتی تا آندزی‌بازالت پورفیری (شکل ۲- A) هستند. گدازه‌های آندزیتی سنگ دیواره دارای بافت پورفیری تا هیالوپورفیریتیک هستند. ترکیب کانی‌شناسی آنها پلاژیوکلاز (۴۵-۵۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۰-۵ درصد حجمی) و بیوتیت (۲۰-۱۵ درصد حجمی) به صورت درشت بلور است. این کانی‌ها در زمینه‌ای (مجموعاً ۱۰-۱۵ درصد حجمی) از کانی‌های ریزتر پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت و مقدار کمتری کوارتز پراکنده شده‌اند. کانی‌های کلریت و بیوتیت به صورت رگچه‌ای در نمونه‌های دستی و مقاطع نازک میکروسکوپی نیز دیده می‌شوند و بازگوکنندهٔ ثانویه بودن آنها هستند (شکل ۲- B). فراوانی کلریت به میزان بیوتیت (و به میزان کمتری با هورنبلند) در سنگ پیش از دگرسانی بستگی دارد (Schwartz, 1966).

ب - سنگ میزبان: کانه‌زایی در کانسار دالی به گونه چشمگیری به سنگ‌های حدواسطی بستگی دارد که ترکیبی مانند گدازه‌های آندزیتی سنگ دیواره دارند. این توده‌های نیمه ژرف را می‌توان هم‌ارز درونی سنگ دیواره دانست. برپایه ترکیب کانی‌شناسی می‌توان گفت سنگ میزبان دارای ترکیب دیوریت، مونزوادیوریت تا کوارتز مونزونیت با بافت پورفیری بوده است (شکل‌های ۲- C و ۲- D).

برپایه اهداف این پژوهش، بررسی‌ها در سه بخش زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری، بررسی‌های آزمایشگاهی و زمین‌شیمیایی انجام شد. در تابستان ۱۳۹۱، بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری از بخش‌های کانه‌دار، دگرسان و کمتر دگرسان در دو بخش سطحی و گمانه‌های حفاری انجام شد. برای انجام بررسی‌های کانه‌نگاری و سنگ‌شناسی، ۲۰ مقطع نازک و ۱۰ مقطع صیقلی در کارگاه مقطع‌گیری دانشگاه شهید چمران اهواز تهیه شد. برای شناسایی کانی‌های رسی، ۷ نمونه تجزیه پراش اشعه X (XRD) در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران انجام شد. برپایه جدول ۱، برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، نمونه‌هایی از بخش‌های نادگرسان و با دگرسانی کم برگزیده شد. این نمونه‌ها نخست با دستگاه آسیاب خردایش و پودر آنها تهیه شد. برای کاهش اثر آلودگی، پیش از آماده‌سازی هر نمونه، دستگاه‌ها به خوبی با آب مقطر شستشو داده شدند. پودرهای به‌دست‌آمده در اندازه‌های ۱۰۰ گرمی بسته‌بندی شده و ۱۴ نمونه برای تجزیه به آزمایشگاه زمین‌شیمی دانشگاه New Brunswick در کشور کانادا فرستاده شدند.

برای تجزیه‌های زمین‌شیمیایی، نمونه‌های پودری نخست با گرم‌کننده کربنی به شیشه‌های همگن تبدیل شدند. در ادامه برای شناسایی عناصر اصلی، دستگاه SEM-EDS به همراه روش ریزکاو الکترونی (EMPA) به کار برده شد. روش تجزیه در پژوهش Zarasvandi و همکاران (۲۰۱۵) گفته شده است. افزون‌بر این، برای سنجش عناصر خاکی نادر و کمیاب، روش پرتوسنجی جرمی پلاسمای جفتیده القایی با پرتو لیزری (LA-ICP-MS) به کار برده شد. روش تجزیه نمونه‌های کل



شکل ۲- تصویرهایی از نمونه‌های دستی و مقاطع میکروسکوپی کانسار دالی (استان مرکزی). A و B) نمونه آندزیتی با رگچه‌های کلریت و بیوتیت؛ C و D) نمونه‌های دستی سنگ میزبان گرانیتوئیدی با رگه‌های کوارتز؛ E) بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز در نمونه‌های کوارتز دیوریتی؛ F) بیوتیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز؛ G) درشت‌بلورهای بیوتیت نخستین و هورنبلند؛ H) نمونه دارای رگچه کوارتز و بلورهای سرسیت به‌دست‌آمده از دگرسانی کانی‌های نخستین. نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است (Bt: بیوتیت؛ Chl: کلریت؛ Hbl: هورنبلند؛ Qz: کوارتز؛ Py: پیریت؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Ser: سرسیت).

میزبان به دو صورت پراکنده و رگه‌ای دیده می‌شوند که نشان‌دهنده دو نسل متفاوت از آنهاست. نسل اول به صورت درشت‌بلورهای شکل‌دار با برگوارگی آشکار و به رنگ قهوه‌ای تیره هستند. این کانی‌ها که به صورت پراکنده در مقاطع نازک دیده می‌شوند را بیوتیت‌های ماگمایی می‌دانند. نسل دوم یا گونه‌های گرمابی آنها دارای رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ بوده و آمیبی‌شکل هستند. این گروه از بیوتیت‌ها به صورت رگه‌ای یا جانشینی کانی‌های نخستین مانند هورنبلند دیده می‌شوند. کانی کوارتز به سه صورت در نمونه‌ها دیده می‌شود: (۱) درشت‌بلورهایی با شکل هندسی آشکار تا نیمه‌شکل‌دار که نشان‌دهنده نسل اول کوارتزها هستند؛ (۲) بلورهای دانه‌ریز به صورت پراکنده و فراوان زمینه را ساخته‌اند؛ (۳) کانی‌های کوارتز رگه‌ای که می‌توانند نشان‌دهنده کارکرد و پیامد فرایندهای گرمابی پایانی باشند (شکل ۲-H).

ب- دگرسانی: چگونگی گسترش دگرسانی در کانسار دالی بدین ترتیب است که در بخش جنوبی، از بیرون به درون، دگرسانی‌های پروپلیتیک، آرژیلیک، سرسیتی و پتاسیک را می‌توان دید. دگرسانی‌های آرژیلیک و سرسیتی بیشتر به صورت محلی و نزدیک به سطح بوده و گاه دگرسانی‌های پیشین را می‌پوشانند. دگرسانی پروپلیتیک دارای بیشترین گسترش در کانسار دالی است؛ به گونه‌ای که پیامد آن را می‌توان به صورت هاله‌ای سبز رنگ دید که در هر دو بخش شمالی و جنوبی بیشترین همراهی را با سنگ دیواره آندزیتی منطقه دارد. از دیدگاه کانی‌شناسی، بیشتر کانی‌های این دگرسانی عبارتند از اپیدوت (۳۰-۴۰ درصد حجمی)، کلریت (۲۵-۳۰ درصد حجمی) و به اندازه کمتر کلسیت (<۵ درصد حجمی). این کانی‌ها بیشتر به صورت پراکنده در زمینه‌های دانه‌ریز از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز

کانی‌شناسی استوک جنوبی شامل پلاژیوکلاز (۴۵-۳۵ درصد حجمی)، هورنبلند (۵-۱۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰-۱۵ درصد حجمی) و کوارتز (۱۵-۲۰ درصد حجمی) است. این کانی‌ها به صورت درشت‌بلور در زمینه‌های دانه‌ریز از کوارتز و پلاژیوکلاز یافت می‌شوند (شکل‌های ۲-E، ۲-F و ۲-G). در بخش‌های مرکزی این استوک کانی‌های ارتوکلاز نیز دیده می‌شود و از میزان کانی‌های بیوتیت نخستین کاسته می‌شود.

ارتوکلازها به صورت رگه‌ای و به رنگ صورتی روشن دیده می‌شوند. فلدسپارها شکل‌دار هستند و منطقه‌بندی و دوقلویی دارند. این موضوع نشان‌دهنده پیدایش آنها در ماگمای گرانیتوییدی است (Best and Christiansen, 2001). اندازه آنها در کناره‌ها نزدیک به ۴ تا ۵ میلیمتر و در مرکز توده ۷ میلیمتر است. هسته‌های دگرسانی و بلورهای کوچک با ماکل کارلسباد در این درشت‌بلورها نشان‌دهنده پیدایش آنها در شرایط سدیک است (Hezarkhani, 2006b). پلاژیوکلازهای سنگ میزبان ترکیبی از الیگوکلاز تا آندزین را نشان می‌دهند؛ اما در آندزیت‌ها ترکیبی آندزین دارند (Ayati et al., 2013). پلاژیوکلازها گاه به سرسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۲-F).

هورنبلند به صورت درشت‌بلورهای شکل‌دار با رنگ سبز دیده می‌شود که در پهنه‌های با دگرسانی بالا به کانی‌های ثانویه مانند کلریت و بیوتیت ثانویه تبدیل شده است (شکل ۲-G). درشت‌بلورهای هورنبلند در نمونه‌های نادگرسان، نشان‌دهنده فاز سیال نخستین و ماگمای گرانودیوریتی با بیش از ۳ درصد وزنی H₂O و آمیختگی هنگام تبلور است (Whitney, 1975; Burnham, 1979; Whitney and Stormer, 1985; Hezarkhani, 2006a, 2006b). برپایه بررسی‌های Ayati و همکاران (۲۰۱۳)، کمابیش همه هورنبلندهای منطقه از آمفیبول‌های کلسیک هستند. کانی‌های بیوتیت با رنگ قهوه‌ای تیره تا قهوه‌ای روشن در سنگ

پدید آمده‌اند (شکل ۲- H). نشانه‌های تخریب فلدسپارها به سرسیت بیشتر در هسته و شکستگی‌های درون درشت بلورهای فلدسپار دیده می‌شود.

در بخش جنوبی این کانسار دگرسانی پتاسیک با حضور کانی‌های بیوتیت ثانویه، پتاسیم‌فلدسپار، مگنتیت و کوارتز در بخش مرکزی استوک‌های نفوذی شناسایی می‌شوند. کانی‌های بیوتیت به دو صورت پراکنده و رگچه‌ای با رنگ قهوه‌ای روشن که نشان‌دهنده Mg/Fe بیشتر است؛ اما کانی‌های پتاسیم‌فلدسپار بیشتر به صورت رگه و رگچه‌های صورتی رنگ آشکار و بیشتر در بخش‌های کوارتزومونزونیتی بخش‌های جنوبی شناسایی شدند.

۲- بخش شمالی کانسار دالی

سنگ دیواره بخش شمالی کانسار ویژگی‌های سنگ‌نگاری مانند بخش جنوبی را دارد. می‌توان گفت که سنگ‌های آندزیتی تا آندزیت‌بازالتی، در هر دو بخش، نقش سنگ دیواره را دارند؛ اما از سوی دیگر، سنگ میزبان بخش شمالی به صورت دو استوک کمابیش هم‌اندازه به درون سنگ‌های آندزیتی نفوذ کرده‌اند. استوک‌های بخش شمالی با ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت به صورت درشت‌بلور در زمینه‌ای دانه‌ریز تا دانه‌متوسط از کوارتز بیشتر ترکیب کوارتز دیوریت با بافت پورفیری را نشان می‌دهند. در سنگ میزبان بخش شمالی، کانی ارتوکلاز بسیار ناچیز و میزان درشت‌بلورهای هورنبلند و بیوتیت در مقایسه با بخش جنوبی کانسار کمتر است. نشانه‌های دگرسانی کانی‌های نخستین (پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت) نیز در این بخش بسیار کمتر از بخش جنوبی است.

چگونگی گسترش دگرسانی در بخش شمالی کانسار دالی بیشتر با داشتن نشانه‌های دگرسانی

هستند. کانی کلریت افزون‌بر حالت پراکنده، به صورت رگچه نیز همراه با بیوتیت ثانویه دیده می‌شود. نشانه‌های دگرسانی آرژیلیک بیشتر به صورت تخریب سنگ‌های سنگی و تبدیل کانی‌های سیلیکاته به کانی‌های رسی در نمونه‌های دستی و داده‌های XRD شناسایی می‌شوند. از کانی‌های فراوان این دگرسانی در کانسار دالی می‌توان کوارتز، آلبیت، مونت موریلینیت و کائولینیت (به صورت فاز اصلی) و کلریت، ایلیت و میکروکلین (به صورت فاز فرعی) را نام برد. این ترکیب کانی‌شناسی نشان‌دهنده دگرسانی آرژیلیک متوسط است. دگرسانی آرژیلیک متوسط گویای تجمع‌های رس‌داری است که در پی دگرسانی هیدرولیکی و دماهای کمتر و pH کمابیش کمتر از دگرسانی سرسیتی پدید آمده‌اند؛ اما pH بالاتر از دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در دماهای همانند پدید می‌آید.

اجتماع‌های سفید تا خاکستری کوارتز-سرسیت-پیریت که تا اندازه‌ای در تخریب بیشتر بافت سنگ نقش دارند، در شناسایی دگرسانی سرسیتی در اندوخته پورفیری کاربرد دارند (Sillitoe, 2000). این دگرسانی در محدوده کانسار دالی بیشترین پیامد خود را در بخش‌های جنوبی نشان می‌دهد. نشانه‌های آن به صورت سنگ‌های کمابیش سست به رنگ سفید تا سبز کمرنگ با گسترشی در مقیاس محلی و بیشتر همراه با حضور رگچه‌های کوارتز دیده می‌شوند.

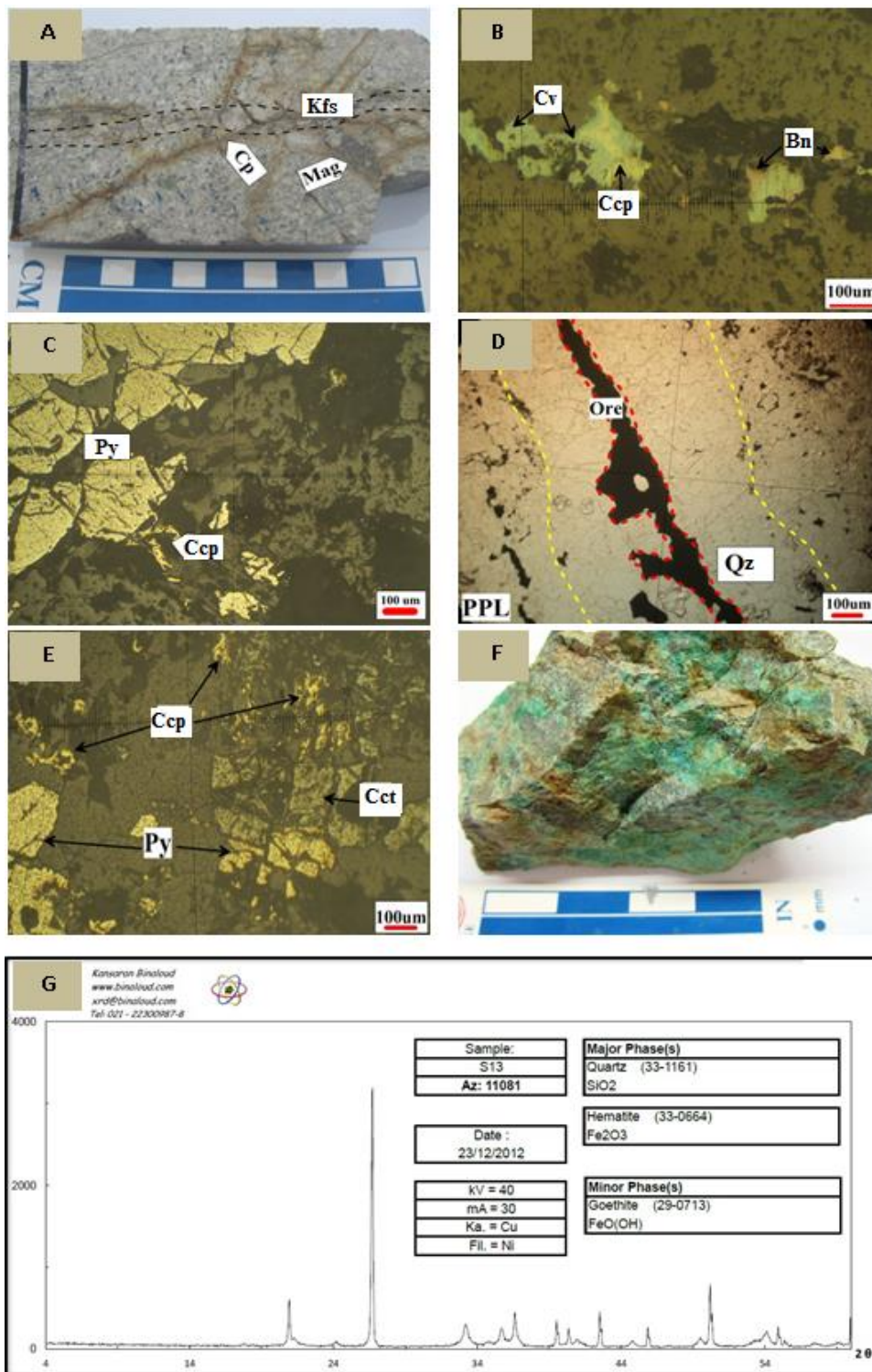
بر پایه بررسی‌های کانی‌شناسی در چهارچوب مقاطع نازک و XRD، کانی‌های سازنده این دگرسانی عبارتند از کلریت (۱۰-۱۵ درصد حجمی)، سرسیت (۲۵-۳۵ درصد حجمی)، کوارتز (۵۰-۴۵ درصد حجمی) که بیشتر آنها از تخریب و دگرسانی کانی‌های مافیک نخستین مانند بیوتیت و هورنبلند و همچنین، پلاژیوکلاز

پراکنده در زمینه و رگه و رگچه‌ای، بیشتر در بخش درون‌زاد دیده می‌شود (شکل‌های ۳- A، ۳- B و ۳- C). فراوانی کالکوپیریت در بخش جنوبی در مقایسه با بخش شمالی بسیار بیشتر است و برپایه بررسی‌های SEM به‌دست Harooni (۲۰۰۸)، میزبان اصلی طلا در کانسار دالی است. پیریت از کانه‌هایی است که در بخش درون‌زاد پس از کالکوپیریت به‌فراوانی یافت می‌شود (۲۰-۳۰ درصد حجمی کانه‌های فلزی). این کانه نیز به‌صورت دانه‌های پراکنده و رگه‌ای در مقاطع صیقلی دیده می‌شود و فراوانی آن در بخش جنوبی بیشتر است (شکل‌های ۳- D و ۳- E). کانه مگنتیت (۱۵-۱۰ درصد حجمی کانه‌های فلزی) به‌صورت رگه‌ای و شکاف پرکن و به مقدار کمتر به‌صورت پراکنده بیشتر در بخش‌های جنوبی دالی دیده می‌شود (شکل ۳- A). این کانه گاه در پی پدیده مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شده است. کانه مگنتیت نشان‌دهنده شرایط اکسیدانی است که برای پیدایش اندوخته مس-طلای پورفیری مناسب است (Shafiei and Shahabpour, 2008). از کانه‌های دیگر بخش درون‌زاد که به مقدار بسیار کم و تنها در بخش جنوبی یافت می‌شود می‌توان بورنیت (۵ درصد حجمی کانه‌های فلزی) را نام برد. این کانه با رنگ صورتی تا صورتی کم‌رنگ بیشتر همراه با پیریت و گاه کوولیت (کمتر از ۵ درصد حجمی کانه‌های فلزی) به‌صورت رگچه دیده می‌شود (شکل ۳- B). طلا و نقره، به‌صورت محصول‌های همراه یا جانبی نزدیک به ۳۰ درصد اندوخته‌ها هستند. گمان می‌شود این عنصرها در اندوخته پورفیری بیشترین همراهی را با کانه‌های کالکوپیریت و بورنیت دارند و به‌صورت ادخال در آنها یافت می‌شوند (Kesler et al., 2002; John et al., 2010). همان‌گونه که گفته شد در کانسار دالی میزبان اصلی طلا کالکوپیریت و همچنین، رگه‌های کوارتز است که می‌تواند نشان‌دهنده ورود آن از محیط پیرامون باشد. با وجود این، فراوانی آن در هر دو محدوده شمالی و جنوبی کمابیش یکسان است.

پروپلتیک وابسته به سنگ‌های آندزیتی سنگ دیواره و دگرسانی پتاسیک وابسته به سنگ میزبان شناسایی می‌شود. در بخش‌های شمالی کانسار کمابیش نشانه‌هایی از دگرسانی سرسیتی و به‌ویژه آرژیلیک را نمی‌توان یافت و یا شدت آنها بسیار کم است. دگرسانی آرژیلیک (به‌ویژه در بخش جنوبی کانسار) بیشتر به‌گونه محلی گسترش یافته و در ژرفا دارای شدت کمتری هستند؛ اما شدت پیامد این دگرسانی در بخش شمالی از بخش جنوبی بسیار کمتر و ناچیزتر است.

کانه‌زایی

کانه‌زایی در این سیستم‌ها در توالی‌های آشکاری از رگچه‌های کوارتز و همچنین، به شکل پراکنده در سنگ دگرسان میان آنها رخ می‌دهد (Sillitoe, 2010). اگر شرایط دگرسانی و هوازدگی افزایش یابد چه‌پسا این اندوخته دچار فرایند غنی‌سازی برون‌زاد شود و در پایان پیدایش توالی ویژه‌ای از دیدگاه کانی‌شناسی را در پی داشته باشد. این توالی از پایین به بالا عبارت است از بخش درون‌زاد، بخش غنی‌شده سولفیدی، منطقه اکسیدی و در پایان کلاهدک آهنی. این توالی ممکن است ستبرایی نزدیک به بیش از ۱ کیلومتر داشته باشد؛ البته اگر فرسایش نشود (Sillitoe, 2010; John et al., 2010). در همه این محدوده بخش درون‌زاد گسترش خوبی را نشان می‌دهند و برپایه بررسی گمانه‌های حفاری، تا ژرفای متوسط ۲۰۰ تا ۲۵۰ متری نفوذ کرده است. دیوریت-مونزودیوریت‌های پورفیری بیشترین نشانه‌های کانه‌زایی را در خود جای داده‌اند. بخش درون‌زاد کانسار دارای کانه‌های فلزی بیشتر پیریت و کالکوپیریت به‌همراه مقدار کمتری بورنیت و مگنتیت، به‌صورت پراکنده و رگچه، دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- A و ۳- B). کالکوپیریت کانه اصلی مس در کانسار دالی (۴۰ درصد کانه‌های فلزی) به‌شمار می‌رود و به‌صورت دانه‌های درشت و متوسط، به‌حالت



شکل ۳- A) نمونه دستی از سنگ میزبان کانسار دالی (استان مرکزی) با کانه‌های کالکوپریت و مگنتیت؛ B، C و D) مقاطع میکروسکوپی از کانه‌های سولفیدی که به صورت رگچه و پراکنده در بخش درونزاد دیده می‌شوند (در نور انعکاسی)؛ E) مقطع میکروسکوپی از کانه‌های سولفیدی که بیشتر به صورت پراکنده در بخش برونزاد (در نور انعکاسی)؛ F) نمونه دستی دارای کانه‌های مالاکیت و آزوریت؛ G) داده‌های XRD مربوط به نمونه کلاهِک آهنی. نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است (Kfs: پتاسیم‌فلدسپار؛ Ccp: کالکوپریت؛ Mag: مگنتیت؛ Cv: کوولیت؛ Bn: بورنیت؛ Cct: کالکوسیت؛ Py: پیریت).

نشان‌دهنده ترکیب شیمیایی یکسان آنهاست. در این پژوهش برای شناسایی ترکیب شیمیایی و نام‌گذاری توده‌های آذرین این منطقه، نمودارهای R_1-R_2 (De la Roche *et al.*, 1980) و نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Le Maitre *et al.*, 2002) به کار برده شد. برپایه این نمودارها توده‌های آتشفشانی در محدوده ترکیبی آندزیت تا آندزیت بازالت و درونی‌ها نیز در محدوده دیوریت، مونزودیوریت، با گرایش به گابرو دیوریت، جای می‌گیرند (شکل‌های ۴-A و ۴-B). برای شناسایی سری ماگمایی، نمودار Th در برابر Co (Hastie *et al.*, 2007) به کار برده شده است (شکل ۴-C). در بررسی‌های سنگ‌شناسی، این نمودار برای پهنه‌هایی که دگرسان شده‌اند و برای کاهش پیامد دگرسانی معرفی شده که در آن Co جانشین SiO_2 و Th جایگزین K_2O می‌شوند. برپایه این نمودار سنگ‌های آذرین منطقه کمابیش همگی در محدوده سری کالک‌آلکان تا شوشونیتی هستند. برپایه بررسی سرشت سنگ‌زایی، این سنگ‌ها ویژگی‌های گرانیتوئیدهای اکسیدی-نوع I (همانند متالومینوس‌بودن، SiO_2 کمتر از ۷۰ درصد وزنی، Na_2O بیشتر از ۳/۲ درصد وزنی) مانند داشتن مگنتیت و بیوتیت قهوه‌ای مایل به سبز (Maanijou *et al.*, 2013) را نشان می‌دهند. نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی نیز I-type بودن آنها را تأیید می‌کنند (شکل ۴-D).

بسیاری از پژوهشگران از عناصر فرعی و اصلی در شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی بهره می‌گیرند. در میان این عناصر، میزان Y، Tb، Nb، Th/Yb و Ta/Yb به علت تحرک کم آنها در هنگام فرایندهای پیدایش سنگ‌های ماگمایی (مانند پدیده فرورانش) اهمیت بیشتری دارند (Zarasvandi *et al.*, 2005; Pearce, 2005; Maanijou *et al.*, 2013). در این نمودارها، کمابیش همه نمونه‌های کانسار دالی در محدوده کناره‌های فعال قاره‌ای (VGA) و I-type جای می‌گیرند (شکل ۴-D).

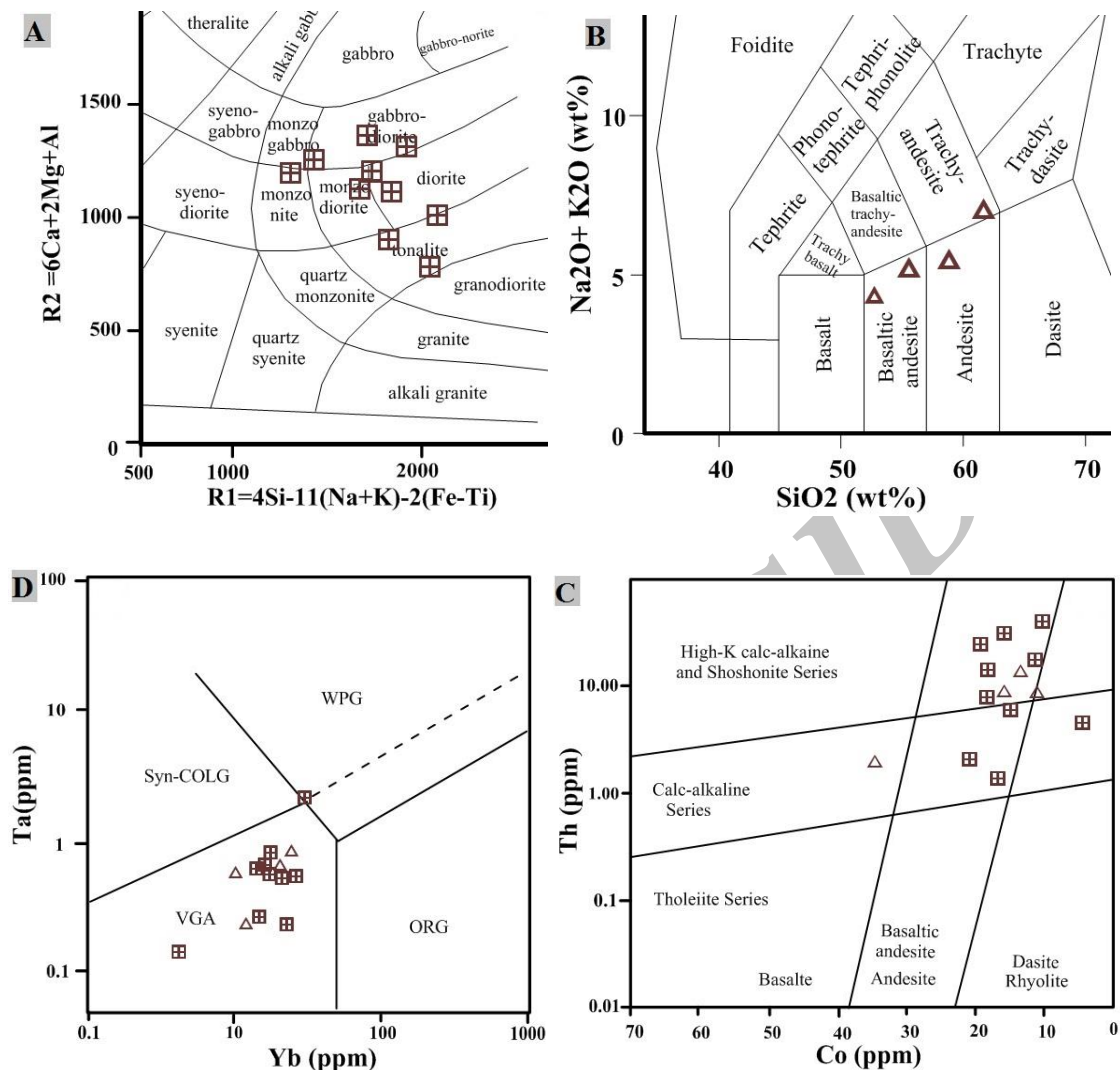
نشانه‌های فرایند برون‌زاد به صورت کانه‌های اکسیدی آهن و کربناته مس در کلاهدک شسته‌شده و پهنه اکسیدی و همچنین، به صورت مقدار کمی کوولیت و کالکوسیت در پهنه سولفیدی دیده می‌شوند (شکل‌های ۳-E و ۳-F). کانه‌های مالاکیت و آزوریت (بیش از ۵۰ درصد کانه‌های بخش برون‌زاد) بیشتر در نمونه‌های دستی به رنگ سبز و آبی همراه با کانی‌های اکسید آهن دیده می‌شوند (شکل ۳-F). در کانسار دالی کلاهدک آهنی تنها در بخش جنوبی است و برپایه بررسی‌های صحرایی و XRD کانی‌های شاخص آن ژاروسیت، هماتیت و گوتیت هستند (شکل ۳-G). در بررسی‌های میکروسکوپی با میکروسکوپ بیناکولار، کانه مس خالص نیز به صورت ذرات جداگانه دندریتی و به رنگ قرمز تیره شناسایی می‌شوند. این کانه‌ها نشان‌دهنده منطقه اکسیدی در بخش برون‌زاد کانسارهای پورفیری هستند (John *et al.*, 2010). در کانسار دالی، بیشتر کانه‌های سولفیدی ثانویه، کالکوسیت و کوولیت هستند و در مقاطع صیقلی به صورت هاله‌های جانشینی در پیرامون کانه سولفیدی درون‌زاد شناسایی می‌شوند.

زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده تجزیه‌های زمین‌شیمیایی شامل عناصر اصلی و عناصر فرعی در جدول ۱ آورده شده است. در تجزیه شیمیایی نمونه‌ها، ۱۰ عنصر به‌عنوان اکسیدهای اصلی دیده می‌شوند. از آنجایی که این عناصر بیشترین همراهی را با کانی‌های اصلی توده‌های آذرین دارند، نقش مهمی در شناسایی ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، تحول ماگمایی و حتی شناسایی پهنه زمین‌ساختی این سنگ‌ها دارد. محدوده SiO_2 سنگ‌های این منطقه در محدوده ۴۹ تا ۶۳ درصد وزنی با میانگین (۵۶ درصد وزنی) با میانگین (۵۴/۲ درصد وزنی) هستند که نشان‌دهنده حدواسط‌بودن و سرشت گرانیتوئیدی آنهاست. برای عناصر اصلی در سنگ دیواره و سنگ میزبان، دامنه تغییر کمابیش یکسان و همسان

جدول ۱- داده‌های زمین‌شیمیایی تجزیه LA-ICP-MS و SEM-EDS نمونه‌های کانسار دالی (استان مرکزی) (عناصر اصلی برپایه درصد وزنی و عناصر فرعی برپایه ppm؛ N: مقدار بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984) است).

Sample	High Productivity samples (South Part)							Low Productivity samples (North Part)						
	DL-1	DL-2	DL-3	DL-4	DL-5	DL-6	DL-7	DL-8	DL-9	DL-10	DL-11	DL-12	DL-13	DL-14
	host rock				Wall Rock			host rock				Wall Rock		
SiO ₂	51.1	58	57.5	53.1	63.7	53.5	59.6	53.8	59.8	54	49.5	55.9	59.1	51.2
TiO ₂	1	0.7	0.3	0.8	0.3	0.6	0.4	1.5	1.2	0.3	1.1	0.6	0.3	0.3
Al ₂ O ₃	16.5	17.2	14.9	18.7	14.5	13.1	20.7	17	19.1	21.5	18.5	17.8	19.3	20.7
FeO	12.3	7	6.4	6.2	8.3	15.8	3.8	8.8	4.7	7.2	10.9	7.7	3.2	6.9
MnO	0.2	0.1	0.1	0	0	0.3	0	0.2	0	0	0.2	0.1	0	0.2
MgO	3.2	3.4	6.1	5	1.6	3	2	2.7	1.7	5.5	4.8	2.9	2.1	5.8
CaO	7.4	5.7	6.8	7.1	3.4	5.4	3	5.9	4.9	5	5.6	5.8	5.3	8.5
Na ₂ O	3.1	3.7	4	3.4	3.5	3	3.6	3.2	3.2	4	3.3	3.2	4.1	3.1
K ₂ O	2.4	2.1	1.5	1.9	3.1	1.9	3.3	2.1	2.7	1.2	2.2	1.9	2.9	1.2
SO ₃	0.1	0	0.1	0	0	0	0.1	0	0.1	0	0	0	0.1	0.1
Li	8.4	10.3	9.5	32.9	6.9	9.1	12.1	14.1	19.5	5.7	14.1	9.6	9	12
Be	2.3	1.6	1	1	1.5	2	1.5	1.6	1.9	0.5	1.7	1.7	1.5	0.8
P	2478	1168	2790	436	708	1849	642	2786	1063	379.3	1216	1040	621	893
Sc	16.6	14.3	24.4	23.1	10.3	18	12.9	19	11.5	4.6	16.8	13.6	12.8	25.8
V	129.8	143.3	129.4	203.8	75.4	127.4	129.1	140.8	92.6	43	130.9	114	72.2	228.3
Cr	68.4	54	18.7	20.1	25	39.2	345	27.9	385	17.1	168.5	51.1	11.3	97.5
Co	15	15.6	17.3	21.3	11.2	15.8	18.2	19.2	10.4	3.6	18.1	12.6	11.2	35.3
Ni	19.7	240.5	18.1	12.3	88.1	16.7	60.8	19	39.4	6.6	65.6	34.7	8.5	36.4
Cu	582	175.9	668.5	2352	582	3661	4220	93	159.5	28	1522	441.7	1828	1461
Zn	243.2	104.1	146.7	206.9	63.3	166.5	223.2	89.9	107.9	50.7	199.4	100.8	172.5	279.7
Ga	67.3	54.4	26.4	36.8	36.7	55.8	53.9	53.7	57.8	9.4	62.2	48.9	67.7	29.2
Ge	4.7	1.7	3.1	2.2	1.5	4	2.4	2.3	2.6	0.5	2.7	2.1	2.2	1.7
As	10.3	1.6	3.9	1.3	1.2	2.6	2.3	10.2	5.7	0.8	3.7	2.8	1.5	2.4
Rb	79.4	51.4	37.9	155.5	41.9	69.4	68.2	61.8	81.1	7.7	56.7	65.6	69.9	46.7
Sr	643	724.2	388.1	472.7	314.2	482	500.3	489.3	674	128	518.2	534.2	416.8	414.5
Y	31	15.2	19.9	14.1	13.1	22.7	10.4	24	15.4	3.4	17.3	17.6	11.2	12.4
Zr	33	66	9.3	52	244	37.3	494	92.8	93.5	35.9	36.3	101.2	30.3	61
Nb	25.5	9.6	5.4	5	6	10	8.6	8.8	9.3	1.7	10	8	6.6	4.2
Sn	5.7	5	5.1	1.9	3.3	2.8	5.2	5.9	3.3	2.6	5.7	6.4	3.2	3
Sb	1	1.2	1	0.2	0.6	0.8	1.7	3.5	2	0.3	1.8	1.1	1.3	0.7
Cs	0.8	1.5	2.8	5.7	0.5	0.9	7.5	2.4	1.4	0.1	3.3	0.8	2.7	4.8
Ba	1045	902.7	239.1	329.7	584.3	888	896	906.5	945	104.8	1033	768.4	1290	216.7
La	44.5	56.9	21	16.8	14.7	25	18.8	35.2	19.1	7.4	21.1	38	29.3	7.3
Ce	95	102.4	47.4	34.4	28.8	53.8	32.4	66.8	32	13.7	40.1	70	63.3	16.7
Pr	9.8	10.4	5.4	3.5	3.1	6	3.3	7.4	3.3	1.4	4.5	7.1	7	2.2
Nd	37.5	37.3	22.7	14.5	12.5	24.3	12.4	28.9	13.2	5.3	18.8	26	25.5	9.9
Sm	7.3	5.7	4.5	2.7	2.7	5	2.4	5.7	2.9	1	3.9	4.4	4	2.5
Eu	1.8	1.4	1	0.9	0.7	1.2	0.7	1.3	0.9	0.3	1	1.2	0.9	0.8
Gd	6.1	4.1	4.1	2.8	2.2	4.3	2.1	4.7	2.6	0.7	3.5	3.6	2.6	2.5
Tb	0.9	0.5	0.6	0.4	0.3	0.6	0.3	0.7	0.4	0.1	0.5	0.5	0.3	0.4
Dy	5.7	2.9	3.9	2.5	2.1	4	2	4.3	2.8	0.6	3.2	3.3	2.1	2.4
Ho	1.1	0.6	0.8	0.5	0.5	0.8	0.4	0.9	0.5	0.1	0.6	0.6	0.4	0.5
Er	3.4	1.5	2.2	1.5	1.4	2.3	1.1	2.5	1.6	0.4	1.9	1.8	1.2	1.4
Tm	0.5	0.2	0.3	0.2	0.2	0.4	0.2	0.4	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
Yb	3	1.5	2.2	1.4	1.7	2.4	1.4	2.7	1.7	0.4	1.8	1.9	1.1	1.3
Lu	0.5	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
Hf	1.2	1.6	0.4	1.5	5	1.3	11.5	2.9	3.1	1	1	2.8	1	1.8
Ta	2.2	0.6	0.2	0.3	0.6	0.8	0.6	0.6	0.8	0.1	0.6	0.7	0.6	0.2
W	4.5	0.6	0.9	0.3	0.8	0.9	2.7	3.3	4.3	0.4	2	1.6	1.7	1.8
Au	0	0	0	0	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	87	27.9	33	38.4	23.3	65.9	41.4	15.8	25.2	38	58.3	23.6	32.5	72.8
Bi	1.1	0	0.2	1.7	0.1	1.6	0.2	0.1	0	0.2	0.1	0.1	0.2	0.4
Th	5.5	30.6	1.4	1.9	14.6	7.3	12.7	23.5	37.8	4.2	6.7	13.2	8.1	2
U	3.5	4.9	1.1	1.2	3.9	2.5	3	7.3	7.9	1.9	1.2	3.2	1.5	0.6
Eu/Eu*	0.8	0.9	0.7	1	0.9	0.8	1	0.8	1	1.1	0.8	0.9	0.9	0.9
La _N /Yb _N	10.1	24.8	6.5	8.3	5.8	7.1	9	8.8	7.3	11.6	8.1	13.3	17.5	3.9
La _N /Sm _N	3.9	6.3	3	3.9	3.5	3.2	4.9	3.9	4.2	4.9	3.4	5.4	4.6	1.8
Dy _N /Yb _N	1.1	1.2	1.2	1.1	0.7	1.1	0.9	1	0.8	0.8	1.1	1	1.1	1.1
ΣREE	216.9	225.6	116.4	82.3	71.4	130.3	77.7	161.7	81.5	31.6	101.4	159	138.1	48.2

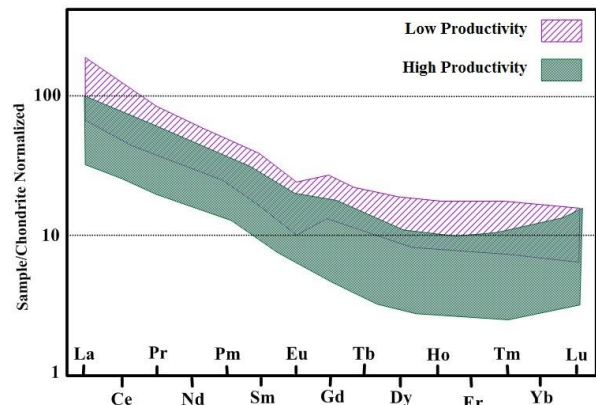


شکل ۴- جایگاه نمونه‌های کانسار دالی (استان مرکزی) در: (A) نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین R₁ در برابر R₂ (De la Roche *et al.*, 1980)؛ (B) نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Le Maitre *et al.*, 2002)؛ (C) نمودار Th در برابر Co (Hastie *et al.*, 2007)؛ (D) نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی Ta در برابر Yb (Pearce *et al.*, 1984) (مثلث: سنگ‌های آذرین آتشفشانی؛ مربع: سنگ‌های آذرین درونی).

شدند. نفوذی‌های کانه‌دار معمولاً در الگوی عناصر خاکی نادر (REEs) خود جدایش آشکاری را نشان می‌دهند؛ به گونه‌ای که عناصر خاکی نادر با شدت میدان بالا (HFSE) و ایتريم (Y) در برابر عناصر دیگر تهی‌شدگی نشان می‌دهند (John *et al.*, 2010). همان‌گونه که در شکل ۵ دیده می‌شود، برپایه نمودار الگوی REE، غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در برابر عناصر خاکی متوسط (MREE) و سنگین (HREE) در هر دو بخش دیده می‌شود.

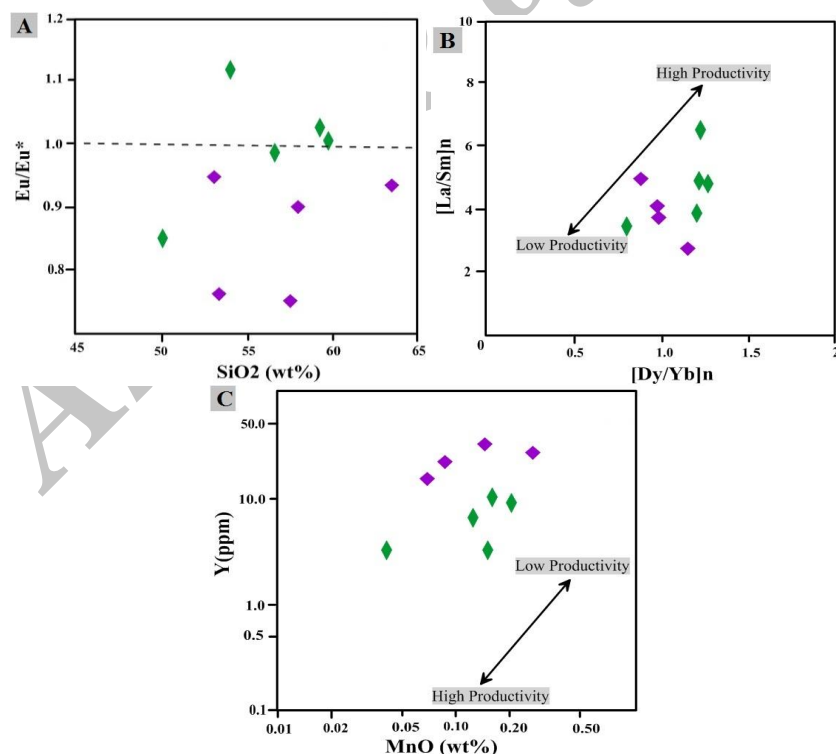
در مجموعه‌های گرانیتوئیدی میزبان کانه‌زایی مس پورفیری، الگوی عناصر خاکی نادر (REEs) ابزار بارزشی برای بررسی منبع ماگما است. همچنین، در شناسایی توانایی ماگما در متمرکز کردن مس به ما کمک می‌کند (Zarasvandi *et al.*, 2005; 2015). این‌رو برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی در بخش‌های بارور (بخش جنوبی کانسار) و نیمه بارور کانسار (بخش شمالی کانسار) دالی، چگونگی توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر در دو بخش با هم مقایسه

به گونه‌ای که نمونه‌های بخش جنوبی روندی پرشیب‌تر، همراه با یک تقعر رو به بالا در بازه میان MREE به سوی HREE و نبود ناهنجاری آشکار منفی Eu نشان می‌دهند (مانند اندوخته پورفیری بارور کوه‌پنج کرمان؛ سرچشمه و میدوک؛ Shafiei *et al.*, 2009). عنصر کاربردی دیگر، Eu است که در شرایط ماگمایی در دو وضعیت اکسیداسیونی Eu^{2+} و Eu^{3+} رخ می‌دهد. کاتیون Eu^{2+} در پلاژیوکلاز جانشین Ca^{2+} می‌شود. Eu یک شاخص حساس برای جدایش پلاژیوکلاز است که بر پایه ناهنجاری منفی Eu در برابر REE کناری شناسایی می‌شود. نمودار Eu/Eu^* در برابر SiO_2 (Richards *et al.*, 2001) برای شناسایی رفتار یوروپیم و جدایش توده‌های بارور و نابارور به کار برده می‌شود. در این نمودار، انواع بارور میزان Eu/Eu^* نزدیک به یک یا بیشتر نشان می‌دهند (شکل ۶- A).



شکل ۵- الگوی عناصر خاکی نادر (REE) برای کانسار دالی (استان مرکزی) در نمودار بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984).

از ویژگی‌های مهم این نمودار تفاوت در روند الگوی REE برای بخش بارور (نمونه‌های مربوط به بخش جنوبی کانسار) در مقایسه با بخش‌های کم بارور (نمونه‌های مربوط به بخش شمالی کانسار) است؛



شکل ۶- نمودارهای جداکننده نمونه‌های بارور و کم‌بارور در کانسار دالی (استان مرکزی). A) نمودار Eu/Eu^* در برابر SiO_2 (Richards *et al.*, 2001)؛ B) نمودار $[La/Sm]_n$ در برابر $[Dy/Yb]_n$ (Richards *et al.*, 2012)؛ C) نمودار Y در برابر MnO (Baldwin and Pearce, 1982) (ترکیب کندریت پیشنهادی Boynton (۱۹۸۴) برای بهنجارسازی به کار برده شده است) (لوزی سبز: نمونه‌های بارور؛ لوزی بنفش: نمونه‌های کم‌بارور؛ توضیح کامل‌تر در متن آمده است).

آزادشدن سیال غنی در Mn از ماگما توضیح داده می‌شود. مقدارهای کم Y ممکن است نشان‌دهنده فرایندهای ماگمایی آشکار و لازم برای زایش مس پورفیری باشد؛ اما مقدار کم MnO ممکن است نشان‌دهنده اندازه و استحکام و توانایی گسترش یک سیستم گرمایی باشد (Baldwin and Pearce, 1982).

بحث

از فاکتورهای مهم در پیدایش توده‌های بارور مس، شرایط اکسیدان، جدایش پیشرفته ماگما و تبلوربخشی یک کانی آبدار (مانند هورنبلند) است (Sun et al., 2015; Zarasvandi et al., 2013). برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی مهم‌ترین کانی‌ها و فرایندهایی که می‌توانستند در کانه‌زایی و اقتصادی بودن کانسار مس - طلای پورفیری دالی نقش بسزایی را داشته باشند عبارت بودند از: هورنبلند، پلاژیوکلاز، مگنیتیت، پیریت، کالکوپیریت و رخداد دگرسانی برون‌زاد. میزان بالای آب ماگمایی پیش شرط لازم برای جایگیری پوسته‌ای کم‌ژرف ماگماهای کم‌انی و پیدایش سیستم‌های ماگمایی - گرمایی با پتانسیل کانه‌زایی است. از این‌رو، Richard و همکاران (۲۰۱۲) پیشنهاد می‌کنند که باروری ماگماهای پدیدآمده در پهنه برخوردی و یا کم‌انی می‌تواند برپایه دارابودن درشت‌بلورهای هورنبلند یا بیوتیت شناسایی شود؛ زیرا هورنبلند (۱ تا ۲ درصد وزنی آب) و بیوتیت (۲ تا ۴ درصد وزنی آب) عادی‌ترین فازهای ماگمایی آبدار در ماگماهای حدواسط هستند (Cloos, 2001). همچنین، دیدن هورنبلند به‌صورت درشت‌بلور در نمونه‌های بسیار تازه در بخش ژرف استوک (یک فاز مایع نخستین) نشان‌دهنده ماگمای حدواسط با بیش از ۳ درصد وزنی H₂O و اشباع‌بودن از آب در هنگام تبلور آغازین است (Whitney and Burnham, 1979; Whitney, 1975; Stomer, 1985). از ویژگی‌های دیگر پورفیری‌های بهره‌ور، فراوانی مودال کانی‌های روشن در برابر تیره و

در این زمینه، عناصر و نسبت‌های عنصری کلیدی دیگر عبارتند از La, Sm, Dy, Yb. عناصر LREE (La)، MREE (Sm, Dy) و HREE (Yb) در برابر شرایط و فرایندهای ماگمایی رفتار حساسی نشان می‌دهند و در نمودار [La/Sm]_n در برابر [Dy/Yb]_n به کار برده شده‌اند (Richards et al., 2012). در این نمودار، نمونه‌های بارور، در مقایسه با انواع کم بارورتر، مقدارهای بیشتری از این نسبت‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۶- B).

الگوی عناصر MREE و HREE در برابر LREE نشان‌دهنده برخی کانی‌ها، مانند گارنت و هورنبلند جدایش یافته یا به‌جامانده، هستند. حضور این کانی‌ها الگوهای هموار یا منحنی‌واری در رده‌بندی MREE نشان می‌دهند که شیب آن از LREE به‌سوی MREE رو به پایین است (نسبت‌های بالای [La/Sm]_n نزدیک به ۴ تا ۱۱). سپس الگو در میان MREE هموار می‌شود و ممکن است حتی به‌سوی HREE شیب تا اندازه‌ای رو به بالا شود و تقعر رو به بالا در آنها روی دهد (نسبت‌های $([Dy/Yb]_n \leq 1)$ Klein et al., 1997; Bachmann et al., 2005; Prowatke and Klemme, 2006).

حالت هموار بیشتر برای اندوخته نابارور و حالت منحنی‌وار برای اندوخته بارور گزارش شده است (شکل‌های ۵ و ۶- B). برپایه ۱۰۰ نمونه سنگ تازه و ناهوازده در مقیاس‌های معدنی، محلی و ناحیه‌ای در منطقه آند شیلی، مقایسه زمین‌شیمیایی دیگری به‌دست Baldwin و Pearce (۱۹۸۲)، میان نفوذی‌های بارور و نابارور انجام شده است. در این مقایسه دریافتند که نفوذی‌های بارور دارای ناهنجاری منفی آشکاری از Y، Mn، Th و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند؛ از این‌رو، Baldwin و Pearce (۱۹۸۲) نمودار شناسایی Y در برابر MnO را پیشنهاد داده‌اند (شکل ۶- C). در این نمودار، در نمونه‌های بارور، مقدارهای کم Y و Mn برپایه تبلور نخستین فازهای آبدار غنی در Y و Mn (به‌صورت هورنبلند) و همچنین، برپایه خروج و

برون‌زاد در بخش جنوبی کانسار دالی دیده می‌شوند. همچنین، سنگ‌هایی که دچار دگرسانی فیلیک شده‌اند بهترین سنگ‌ها برای اکسیدشدن و پیدایش منطقه برون‌زاد هستند (Enders, 2000; Berger *et al.*, 2008). از آنجایی که رخداد و پیامد دگرسانی فیلیک بیشتر در بخش جنوبی آشکارا دیده می‌شود؛ از این رو، یکی از عوامل مهم در گسترش دگرسانی برون‌زاد در بخش جنوبی را می‌توان به آن وابسته دانست. در کانسار دالی مهم‌ترین تفاوت درباره دگرسانی درون‌زاد، دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک در بخش جنوبی هستند که در مقیاس محلی و سنگ میزبان کانه‌زایی به‌گونه فراگیر دچار آنها شده است. درباره دگرسانی فیلیک و میزان طلا در اندوخته مس - طلای پورفیری پیشنهادهای گوناگونی داده شده است. به‌گونه‌ای که برخی، مانند Shafiei و Shahabpour (۲۰۰۸)، رخداد دگرسانی فیلیک و آرژیلیک را از عوامل مؤثر در کم‌بودن میزان طلای اندوخته پورفیری ناحیه کرمان دانسته‌اند؛ اما Sillitoe (۱۹۷۹، ۲۰۰۰) رخداد دگرسانی فیلیک را عاملی محدودکننده در میزان طلای این اندوخته نمی‌داند؛ به‌گونه‌ای که نمی‌توان آن را به همه اندوخته‌های پورفیری تعمیم داد. در کانسار دالی میزان طلای هر دو بخش بسیار نزدیک به هم است. پس رخداد این دگرسانی‌ها در این کانسار عاملی محدودکننده در تمرکز طلا نبوده است؛ اما برپایه بررسی‌های Hezarkhani (۲۰۰۶a) درباره پیامد دگرسانی فیلیک بر میزان مس در یک ذخیره پورفیری، سه عامل کاهش در fO_2 ، افزایش در pH و کاهش دما در ته‌نشست کالکوپیریت مؤثر هستند. در میان آنها، عامل سوم نقش مهم‌تری دارد؛ به‌گونه‌ای که شورابه غنی از فلز تا هنگامی که به چند صد درجه کمتر از دمای خود در ماگمای مادر نرسد، مس را ته‌نشست نمی‌کند. از مواردی که کاهش دمای چشمگیری در آن رخ می‌دهد، میان دگرسانی فیلیک و پتاسیک است. این افت دما نیز با تخریب فلدسپار و مصرف H^+ ، کاهش اسیدیته را در

همچنین، برتری مودال هورنبلند در برابر بیوتیت است (Shafiei, 2012). برپایه بررسی‌های Zarasvandi و Liyaghat (۲۰۰۵)، همراه با تبلور هورنبلند چه‌بسا مس فراوانی از سیستم آزاد می‌شود؛ اما سنگ‌های گرانیتویدی بی‌کانه‌زایی مس دارای تبلور بخشی پلاژیوکلاز هستند. دگرسانی کوارتز - مگنتیت و حضور کانه مگنتیت نخستین که با رخداد کانه‌زایی همبستگی مثبتی دارند، از ویژگی‌های آشکار اندوخته پورفیری با توان کانه‌زایی بالا هستند. فوگاسیته اکسیژن سیال‌های بهره‌ور معمولاً در محدوده بافرهای اکسید نیکل - نیکل (NNO) و هماتیت - مگنتیت (HM) در دماهای مناسب است (Burnham and Ohmoto, 1980). فراوانی مگنتیت، هماتیت و انیدریت نخستین در تعادل با کانی‌های سولفید مس - آهن (کالکوپیریت، بورنیت) و همراهی اندوخته مس پورفیری با گرانیتویدهای اکسیدی نوع I یا سری مگنتیت نشان‌دهنده این فوگاسیته بالای اکسیژن هستند (Rowins, 2000). همبستگی مثبت میان مگنتیت و هماتیت با کانه‌زایی‌های کالکوپیریت و بورنیت در بخش مرکزی همراه با دگرسانی پتاسیک به‌ویژه در بخش جنوبی می‌تواند نشان‌دهنده حالت اکسیدان در هنگام تحول ماگمایی باشد؛ زیرا شرایط بهتری برای گردآوری، حمل و در پایان ته‌نشست مس و طلا فراهم می‌کند. کلاهدک آهنی، منطقه اکسیدی و غنی‌سازی سولفیدی نشان‌دهنده تکامل این دگرسانی در کانسار دالی به‌ویژه در بخش جنوبی است. برپایه بررسی‌های Sillitoe (۲۰۰۰) در اندوخته مس - طلای پورفیری، پوشش و کلاهدک شسته‌شده به‌دست‌آمده بیشتر گوتیتی هستند و برخی دارای مس چشمگیری به‌صورت مالاکیت، کریزوکولا، نئوتوسیت، لیمونیت (گوتیت مس‌دار) و کانی‌های اکسید مس همراه هستند. نشانه‌های گوتیت، لیمونیت، مالاکیت، همراه با کائولینتی‌شدن فلدسپارها و مارتیتی‌شدن مگنتیت (تبدیل مگنتیت به هماتیت) در کلاهدک آهنی و بخش اکسیدی پهنه

سنگ‌های گرانیتوئیدی که همراه با کانه‌زایی شدید مس هستند مقدار $Eu/Eu^* \geq 1$ را نشان می‌دهد (Zarasvandi, 2004; Richards *et al.*, 2012). این وضعیت می‌تواند نشان‌دهنده جدایش ماگمایی و کنترل آن با تبلور بخشی هورنبلند باشد. این پدیده عامل اصلی تکامل ماگمایی در کانسارهای مس پورفیری است که در شرایط بالای اکسیداسیون در ماگما انجام می‌شود (Lang and Tittley, 1998). افزون‌بر این، این مقدار می‌تواند نشان‌دهنده نبود جدایش پلاژیوکلاز از ماگمای نخستین، توقف جدایش و جدایش پلاژیوکلاز در پی میزان بالای آب ماگمایی، یا یک وضعیت اکسیداسیونی بالا (که Eu بیشتر در وضعیت سه‌ظرفیتی است) باشد. برپایه دیدن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی آشکار، همراه با هورنبلند و بیوتیت و فراوانی بیشتر این دو کانی در کانسار دالی، به‌ویژه در بخش جنوبی، می‌توان نبود ناهنجاری آشکار Eu در این بخش از کانسار را پیامد توقف تبلور پلاژیوکلاز (در پی میزان آب بالا و شرایط اکسیداسیون در مراحل پایانی تحول ماگمایی) دانست. روند عناصر خاکی نادر نمونه‌های بخش جنوبی که مقدارهای حدواسطی را برای LREE/MREE نشان می‌دهند ($[La/Sm]_n$ بالاتر)؛ اما غنی‌شدگی ضعیفی را برای HREE دارند ($[Dy/Yb]_n$ بیشتر) نشان‌دهنده نقش بیشتر هورنبلند در هنگام تحول ماگمایی هستند. همچنین، جدایش نخستین و فراوان هورنبلند از یک ماگماهای آبدار (Romick *et al.*, 1992; Davidson *et al.*, 2011; Rooney *et al.*, 2007) می‌تواند ماگما را به‌گونه ترجیحی از MREE-HREE و Y تهی می‌کنند و در پی آن روندی منحنی‌وار با تقعر رو به بالا در الگوی REE و غلظت‌های کم Y و Yb (HREEها) پدید آورد. از نمودارهای شناسایی به‌کاررفته دیگر، نمودار Y در برابر MnO است (شکل ۶-C) که در آن، تپه جنوبی مقدارهای کم Y و Mn را نشان می‌دهد. Baldwin و Pearce (۱۹۸۲) تفاوت در مقدارهای Mn و Y را به این علت‌ها می‌دانند:

پی خواهد داشت. همچنین، با هیدرولیز کردن SO_2 ماگمایی، محیط احیایی شده و کالکوپیریت ته‌نشست می‌شود. این پدیده در دماهای زیر ۴۰۰ درجه بیشتر رخ می‌دهد و محصول آن با مس و آهن نامحلول برای ته‌نشست کالکوپیریت ترکیب می‌شود. از این‌رو شاید بتواند مقدار بسیار کم کانی‌های مس‌دار در بخش شمالی را پیامد رخداد ضعیف دگرسانی سرسیت و در نتیجه نبود افت دمای مناسب دانست. از سوی دیگر، این پدیده نیز با مقدار کمتر مگنتیت در بخش شمالی که نشان‌دهنده فوگاسیته کم اکسیژن ماگمای مادر است، نیز سازگاری دارد؛ اما نکته‌ای که باید به یاد داشت این است که نسبت کم Cu/Au در بخش شمالی در مقایسه با بخش جنوبی می‌تواند نشان‌دهنده جایگیری استوک شمالی در سطوح بالاتری در برابر به استوک جنوبی باشد زیرا نسبت Cu/Au با ژرفای جایگیری توده نفوذی وابستگی وارونه دارد (Murakami *et al.*, 2010). از سوی دیگر، این ژرفای کم جایگیری با fO_2 کم در بخش شمالی که در بالا گفته شد متناقض است. در تفاوت نسبت Cu/Au در دو بخش باید این نکته را به یاد داشت که سرد شدن و جدایش طلا از سولفیدها و تفاوت در کانی‌شناسی سولفیدها در مقایسه با ژرفا تاثیر بیشتری را بر نسبت Cu/Au در اندوخته مس-طلای پورفیری دارند و همچنین، فرایندهای دما بالا مس را در برابر طلا از سیستم‌های مس پورفیری حذف می‌کند؛ اما فرایندهای کم‌دما به‌گونه ترجیحی Au را حذف می‌کنند (Kesler *et al.*, 2002) که فراوانی دگرسانی‌های دما بالا (پتاسیک و فیلیک) در بخش شمالی می‌تواند علت میزان بالای Au/Cu در آن باشد. افزون‌بر این، همبستگی میان دگرسانی کم‌دما (آرژیلیک و پروپلیتیک) با دگرسانی برون‌زاد و تمرکز ثانویه مس که در بالا به آن گفته شد نیز می‌تواند عامل دیگری در تفاوت نسبت Cu/Au در دو بخش باشد. بر پایه نمودارها می‌توان به شرایط متفاوت تحول ماگمایی میان اندوخته‌های بارور و اندوخته‌های نابارور پی برد. بیشتر

باروری توده‌های نفوذی مرتبط با اندوخته‌های پورفیری انجام شده است که برخی داده‌های آنها در جدول ۲ آورده شده است. مقایسه کانسار دالی با برخی کانسارهای پورفیری ایران نشان‌دهنده روندی همسان در شاخص‌های شناسایی دیگر کانسارهای پورفیری ایران است؛ به‌گونه‌ای که از دیدگاه کانی‌شناسی، در کانسارهای با باروری بالا (مانند سرچشمه، سونگون، کوه پنچ، میدوک و شادان) در مقایسه با انواع کم بارور (مانند ریگان، دارالو و جبال بارز)، کانی‌های آبدار (مانند هورنبلند و بیوتیت) بسیار بیشتر است. همچنین، نسبت‌های عناصر فرعی به‌عنوان شاخص جدایش خوبی را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که انواع با باروری بالا دارای $[La/Sm]_n$ بالاتر از ۴ و Eu/Eu^* نزدیک به یک یا بیشتر هستند.

(۱) در هنگام جدایش بلوری: تبلور فازها از نفوذی‌های بارور می‌توانسته ضریب جدایش بیشتری برای Y و Mn در برابر تبلور فازها از نفوذی‌های نابارور داشته باشد؛
(۲) در هنگام خروج فاز بخار و مواد فرار: خروج یک فاز غنی در CO_2 در سطوح بالا در پوسته می‌توانسته Y و Mn را از ماگما بیرون براند؛
(۳) در هنگام دگرسانی گرمایی: گذر سیال‌های گرم ماگما یا سیال‌های جوی می‌توانسته دوباره با نفوذی‌های بارور پس از تبلور واکنش داده و Y و Mn را در محلول حذف کند. پس می‌تواند نشان‌دهنده دگرسانی (جانشینی هورنبلند) بیشتر در بخش جنوبی در برابر بخش شمالی باشد و بر میزان MnO تأثیر بیشتری دارد تا بر Y ، و کاهش MnO .
در ایران نیز بررسی‌هایی درباره عوامل مؤثر بر

جدول ۲- مقایسه زمین‌شیمیایی کانسار دالی (استان مرکزی) با برخی کانسارهای پورفیری ایران (داده‌های جدول از: Zarasvandi *et al.*, 2011, 2015; Asadi *et al.*, 2013, 2014; Richards *et al.*, 2012; Shafiei 2010; Shafiei *et al.*, 2009; Hezarkhani, 2006a, 2006b).

Deposit	Index minerals	Eu/Eu*	[La/Sm] _n	REEs Pattern	productivity
Sarchesmeh	Plagioclase, Quartz, Hornblende, K-feldspar	≈ 1	4 - 11	Upward Concavity	High
Sungun	Plagioclase Hornblende, Biotite	1 & >1	6 - 9	Upward Concavity	High
Reagan	plagioclase, K-feldspar, quartz, rare biotite & hornblende (<1 vol%)	< 1	2 - 1	Flat	Low
Daraloo	plagioclase, quartz, K-feldspar, minor olivine, hornblende & biotite	< 1	2	Flat	Low
Meiduk	plagioclase, quartz, Hornblende and biotite	1 & >1	4 - 7	Upward Concavity	High
Shadan	Hornblende ± Biotite, Plagioclase	≈ 1	5 - 8	Upward Concavity	High
Jebal Barez	Plagioclase + Olivine	≈ 1 & <1	1 - 4	Flat	Low
Kuh panj	Hornblende phenocrystal	> 1	4 - 10	Upward Concavity	High
Dalli	N part plagioclase, quartz, minor Hornblende & Biotite	< 1	1 - 4	Flat	Low
	S part plagioclase, quartz, Hornblende and biotite	≈ 1	4 - 7	Upward Concavity	High

نتیجه‌گیری

یافته‌های این پژوهش به‌گونه زیر است:

(۱) برپایه بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و داده‌های زمین‌شیمیایی این کانسار دارای دو بخش شمالی (بزرگ‌تر و کم‌عیار) و جنوبی (پرعیارتر) است که درون یک ناحیه گسلی با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری جای گرفته‌اند و در کل نمای یک کالدرای آتشفشانی را دارند.

(۲) مهم‌ترین تفاوت دو بخش از دیدگاه

(۱) برپایه بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و داده‌های زمین‌شیمیایی این کانسار دارای دو بخش شمالی (بزرگ‌تر و کم‌عیار) و جنوبی

(REE) در نمودار بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت و مقادیرهای بیشتر $[La/Sm]_n$ و $[Dy/Yb]_n$ نشان می‌دهند که تبلور ماگمای استوک جنوبی با تبلور هورنبلند و چه بسا پایان یافتن تبلور پلاژیوکلاز (در پی مقدار آب بالا و یا شرایط اکسیدان بالا) کنترل می‌شود. (۵) مقایسه کانسار دالی با دیگر کانسارهای پورفیری ایران نشان می‌دهد که به کارگیری این ویژگی‌ها می‌تواند راهنمای خوبی برای شناسایی بخش‌های با کانه‌زایی بالا و شناسایی آنها از بخش‌های نابارور و حتی با باروری کمتر باشد که در بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی بسیار اهمیت دارد.

سنگ‌نگاری و کانه‌زایی، فراوانی کانی‌های هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت ماگمایی در بخش جنوبی است که نشان‌دهنده شرایط اکسیدان و میزان آب ماگمایی بیشتر در این بخش است (۳) از دیدگاه دگرسانی، بخش‌های بارور کانسار دالی با رخداد دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و دگرسانی برون‌زاد رابطه مستقیمی دارند که ترکیب این دگرسانی با ویژگی‌های سنگ‌نگاری نام‌برده شده در بند ۲، از عوامل مهم در اقتصادی‌تربودن این بخش از کانسار دالی به‌شمار می‌روند. (۴) نبود ناهنجاری منفی آشکار Eu برای داده‌های بخش جنوبی ($Eu/Eu^* \geq 1$)، الگوی قاشقی‌شکل (تقعر رو به بالا) عناصر خاکی نادر

منابع

- Asadi, S., Moore, F., Zarasvandi, A. and Khosrojerdi, M. (2013) First report on the occurrence of co2-bearing fluid inclusions in Meiduk porphyry copper deposits, Iran: Implications for mineralizing processes in a continental collision setting. *Geologos* 19(4): 301-320.
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A. (2014) Discriminating productive and Barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the Central Iranian Volcano-Plutonic Belt, Kerman region, Iran: A review. *Earth-Science Reviews* 138: 25-46.
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H. H., Richards, J. P. and Jourdan, F. (2013) Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review* 55(2): 1-27.
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Haroni, A. and Yavuz, R. (2008) Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copperprospect, Arak, Central Province of Iran. *Mineralogy and Petrology* 94(1-2): 107-122.
- Ayati, F., Asadi Harouni, H., Bagheri, H. and Mansouri Isfahani, M. (2012b) Application of mineralograpy and fluid inclusion data to determine the formation conditions of porphyry copper deposit, NE Arak. *Petrology* 3(12): 15-32 (in Persian)
- Ayati, F., Noghreyan Kalimi, M. and Khalili, M. (2012a) Petrographic and mineral-chemistry of the magmatic-alteration zones south of salafchegan. *Petrology* 2(8): 1-19 (in Persian)
- Babaahmadi, A., Safaei, H., Yassaghia, A., Vafa, H., Naeimi, A., Madanipour, S. and Ahmadi, M. (2010) A study of quaternary structures in the Qom region, west Central Iran. *Journal of Geodynamics* 50(5): 355-367.
- Bachmann, O., Dungan, M. A. and Bussy, F. (2005) Insights into shallow magmatic processes in large silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149(3): 338-349.

- Baldwin, A. J. and Pearce, A. J. (1982) Discrimination of productive and non-productive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology* 77(3): 664-974.
- Berger, B. R., Ayuso, R. A., Wynn, J. C. and Seal, R. R. (2008) Preliminary model of porphyry copper deposits. U.S. Geological Survey, open-file Report.
- Best, M. G. and Christiansen, E. H. (2001) *Igneous petrology*. Black Well Science Inc.
- Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Burnham, C. W. (1979) Magmas and hydrothermal fluids. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Ed. Barnes, H. L.) 71-136. John Wiley and Sons, New York.
- Burnham, C. W. and Ohmoto, H. (1980) Late-stage processes in felsic Magmatism. *Mining Geology Special* 8: 1-11.
- Cloos., M. (2001) Bubbling Magma chambers, cupolas and porphyry copper deposits. *International Geology Review* 43(4): 285-311.
- Cooke, D. R., Hollings, P. and Walshe, J. L. (2005) Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic control. *Economic Geology* 100(5): 801-818.
- Darabi-Golestan. F., Ghavami-Riabi. R., Asadi-Harooni. H. (2012) Alteration, zoning model, and mineralogical structure considering lithochemical investigation in northern Dalli Cu–Au porphyry. *Arabian Journal of Geosciences* 6(12): 4821-4831.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A. (2007) Amphibole “Sponge” in arc crust? *Geology* 35(9): 787-790.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using r1r2- diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29(1-4): 183-210.
- Enders, M. S. (2000) The evolution of supergene enrichment in the Morenci porphyry copper deposit, Greenlee County, Arizona: Tucson. Ph. D. Thesis, University of Arizona, USA.
- Harooni, H. (2008) Final exploration report of porphyry Cu-Au Dalli deposit, industries and mines organization of Markazi Province, Iran. Dorsa Pardaze Co. (in Persian).
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of The Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341-2357.
- Hezarkhani, A. (2006a) Alteration/Mineralization and controls of chalcopyrite dissolution/deposition in the Raigan porphyry system, Bam-Kerman, Iran. *International Geology Review* 48(6): 561-572.
- Hezarkhani, A. (2006b) Mineralogy and fluid inclusion investigations in the Reagan porphyry system, Iran, the path to an uneconomic porphyry copper deposit. *Journal of Asian Earth Sciences* 27(5): 598–612.
- Hou, Z. and Cook, N. J. (2009) Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: a review and introduction to the special issue. *Ore Geology Review* 36(1-3): 2-24.
- Hou, Z. Q., Ma, H. W., Zaw, K., Zhang, Y. Q., Wang, M. J., Wang, Z., Pan, G. T. and Tang, R. L. (2003) The Himalayan Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet. *Economic Geology* 98(1): 125-145.
- Hou, Z., Zhang, H., Pan, X., Yang, Z. (2011) Porphyry Cu (–Mo–Au) Deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews* 39(1-2): 21-45.

- John, D. A., Ayuso, R. A., Barton, M. D., Blakely, R. J., Bodnar, R. J., Dilles, J. H., Gray, F., Graybeal, F., T., Mars, J. C. McPhee, D. K., Seal, R. R., Taylor, R. D. and Vikre, G. P. (2010) Porphyry copper deposit model, chapter b of mineral deposit models for resource assessment. Scientific Investigations Report 2010–5070.
- Kesler, S. E., Chryssoulis, S. L. and Simon, G. (2002) Gold in porphyry copper deposits: Its abundance and fate. *Ore Geology Reviews* 21(1-2): 103- 124.
- Klein, M., Stosch, H. G. and Seck, H. A. (1997) Partitioning of high fieldstrength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology* 138(3-4): 257–271.
- Lang, J. R. and Titley, S. R. (1998) Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology* 93(2): 138-170.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J. Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A. R. (2002) *A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press.
- Lescuyer, J. L., Hushmandzadeh, A. and Daliran, F. (2003) Gold metallogeny in Iran: A preliminary-review. In: *Mineral exploration and sustainable development* (Ed. Liopoulos, D. G.) 1185-1188. Millpress, Rotterdam, Netherlands.
- Maanijou, M., Aliani, F., Miri, M. and Lentz, D. R. (2013) Geochemistry and petrology of igneous assemblage in the south of Qorveh Area, West Iran. *Chemie der Erde* 73(2): 181-196.
- McFarlane, C. and Luo, Y. (2012) U–Pb Geochronology using 193 Nm Excimer LA–ICP-MS optimized for in situ accessory mineral dating in thin section. *Geoscience Canada* 39(3): 158–172.
- Mohajjel, M. and Proohan, N. (2005) Geometry and kinematics of the Qom-Zefreh fault system and its significance in transpression tectonics. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 12: 72-83 (in Persian).
- Monsef, R. (2011) Geochemistry, petrogenesis and tectonomagmatic aspects of Neogene volcanic and sub-volcanic rocks in west of Salafchegan to north of Deligan (Central Iran). Ph. D. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Moritz, R., Ghazban, F., Singer, B. S. (2006). Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic sitting zone, western Iran: A result of late stage extension and metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen. *Economic Geology* 101(8): 1497-1524.
- Murakami, H., Seo, J. H. and Heinrich, C. A (2010). The relation between Cu/Au ratio and formation depth of porphyry-style Cu-Au± Mo deposits. *Mineralium Deposita* 45(1): 11-21.
- Nadri, R., Mohajjel, M. and Behrodi, A. (2010) Bidhend strike-slip fault (south Qom). *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 19: 184-177 (in Persian).
- Pearce, J. A. (2005) Mantle preconditioning by melt extraction during flow: theory and petrogenetic implications. *Journal of Petrology* 46(5): 973-997.
- Prowatke, S. and Klemme, S. (2006) Rare earth element partitioning between titanite and silicate melts: Henry's law revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(19): 4997-5012.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology* 107(2): 295-332.
- Richards, J. R., Boyce, A. J. and Pringle, M. S. (2001) Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A Model for spatial and temporal localization of porphyry copper mineralization. *Economic Geology* 96(2): 271-305.

- Romick, J. D., Kay, S. M. and Kay, R. W. (1992) The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite tephra from the Central Aleutians, Alaska. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112(1): 101-118.
- Rooney, T. O., Franceschi, P. and Hall, C. M. (2011) Water-saturated magmas in the Panama Canal Region: A precursor to adakite-like magma generation? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161(3): 373-388.
- Rowins, S. M. (2000) Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology* 28(6): 491-494.
- Samani, B. (1998) Distribution setting and metallogenesis of copper deposits in Iran. exploration division AEOI, in porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: a global perspective. *Proceedings of Australian Mineral Foundation, Glenside, South Australia.*
- Schwartz, G. M. (1966). The nature of primary and secondary mineralization in porphyry copper deposits, geology of the porphyry copper deposits southwestern North America. The University of Arizona press.
- Shafiei, B. (2010) Lead Isotope Signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications. *Ore Geology Reviews* 38(1-2): 27-36.
- Shafiei, B. (2012) Discrimination between productive and non-productive granitoid intrusions in Kerman porphyry copper belt: Results of preliminary petrographic and mineralogical studies. *Journal of Advanced Applied Geology* 1: 1-7 (in Persian).
- Shafiei, B. and Shahabpour, J. (2008) Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, southeastern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19(3): 247-260.
- Shafiei, B., Haschke, M., Shahabpour, J. (2009) Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita* 44: 265-283
- Sillitoe, R. H. (1979) Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita* 14(2): 161-174.
- Sillitoe, R. H. (2000) Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *SEG Reviews* 13(9): 315-345.
- Sillitoe, R. H. (2010) Porphyry copper systems, *Economic Geology* 105(1): 3-41.
- Stringham, B. (1960) Differences between barren and productive intrusive porphyry: *Economic Geology* 55: 1622-1630.
- Sun, W. D., Liang, H. Y., Ling, M. X., Zhan, M. Z., Ding, X., Zhang, H. and Yang, X. Y. (2013) The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 103: 263-275.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Whitney, J. A. (1975) The effects of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *Journal of Geology* 83(1): 1-32.
- Whitney, J. A. (1975) Volatiles in magmatic systems, in fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology* 1: 155-175.
- Whitney, J. A. and Stormer, J. C. (1985). Mineralogy, petrology, and magmatic conditions from the Fish Canyon tuff, Central San Juan volcanic field, Colorado. *Journal of Petrology* 26(3): 726-762.
- Zarasvandi, A. (2004) Magmatic and structural controls on localization of the Darreh-Zerreshk and Ali-

Abad porphyry copper deposits, Yazd Province, Iran. Ph. D. thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran.

- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M. and Reynolds, P. H. (2007) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the DarrehZerreshk and Ali-Abad area, Central Iran. *Exploration and Mining Geology* 16: 11–24.
- Zarasvandi, A., Liaght, S. and Zentilli, M. (2005) Porphyry copper deposits of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, Super Porphyry Copper and Gold deposits: A global perspective. PGC publishing, Adelaide 2: 441-452.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M. and Pourkaseb, H. (2015) Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews* 70: 407-423.
- Zarasvandi, A., Shafiei, B., Pourkaseb, H. and Moridi, S. (2011) Effects of the supergene process in distribution of major and trace elements in the Darreh-Alu porphyry copper deposit, Kerman Province. First symposium of Copper, Kerman, Iran (in Persian).

Archive of SID