## **کانسار مس- طلای پورفیری ائوسن مسجدداغی، شمال باختر ایران، نمونهای از کانسارهای** پورفیری نوع جزایر کمانی

**شهره حسنپورا<sup>۰</sup> و سعید علیرضایی۲** <sup>۱</sup>استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران ۲دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ایران تاریخ دریاف: ۱۳۹۶/۱۱/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۲۴

#### چکیدہ

نابي المالي ا

کانسار مسجدداغی در جنوب باختر کمربند ماگمایی ارسباران در شمال باختر ایران و در حاشیه جنوبی پهنه قفقاز کوچک جای گرفته است. این کانسار در یک توده میزبان دیوریتی نیمهژرف مربوط به ائوسن تشکیل شده و در مجموعهای از سنگهای آتشفشانی و تخریبی - رسوبی کهن تر نفوذ کرده است. ویژگیهای ژئوشیمیایی توده نفوذی مسجدداغی، آن را دارای خصلت کالک آلکالن با پتاسیم بالا و متاآلومینوس معرفی میکند که در یک محیط فرورانشی جزایر قوسی و همزمان با برخوردی جایگزین شده است. دگرسانیهای آن از نوع پتاسیکه با کانیهای شاخص بیوتیت ثانویه و ارتوز در مرکز کانسار پورفیری است که به وسیله دگرسانی پروپیلیتیک با کانی شاخص کلریت است. دگرسانیهای آن از نوع پتاسیکه با کانیهای شاخص بیوتیت ثانویه و ارتوز در مرکز کانسار پورفیری است که به وسیله دگرسانی پروپیلیتیک با کانی شاخص کلریت دربر گرفته شده است. کانیهای فلزی کانسنگساز را بیشتر کالکوپیریت همراه با مقادیر فرعی کانههای بورنیت، کالکوسیت اولیه و تتراهدریت به همراه مقدار کمی مولیدنیت تشکیل میدهد. پیریت و مگنیت کانههای همراه و متداول هستند. این کانسار در نمای پلان بهصورت یک توده بیضوی شکل با قطر بزرگ مت متر و قطر کوچک ۲۰۰۰ متر بوده و آثار کانی سازی تا ژرفای ۱۰۰۰ متری در گمانهها ردیابی شده است. سن سنجی ۹۵<sup>404</sup> روی بیوتیت های ثانویه در منطقه دگرسانی پتاسیک، زمان تشکیل کانسار و از این رو جایگزینی و تبلور توده دیوریت پورفیری مادر را ۲۵<sup>(10</sup> با ۲۰۰۵ (ائوسن آغازی) نشان میده.

> **کلیدواژه ها:** مس- طلای پورفیری، مسجدداغی، جزایر کمانی، ائوسن، آذربایجان، ایران. **نویسنده مسئول:** شهره حسن پور

E-mail: Hassanpour@pnu.ac.ir

### 1- پیشنوشتار

کانسار مس – طلای پورفیری مسجدداغی در ۳۵ کیلومتری خاور شهرستان جلفا و ۵ کیلومتری باختر سیهرود، در حاشیه رودخانه مرزی ارس قرار گرفته است (شکل ۱). از نظر موقعیت زمین شناسی، منطقه مسجدداغی در انتهای باختری پهنه ساختاری آذربایجان–البرز باختری (نبوی، ۱۳۵۵) و در ایالت فلززایی جلفا–نخجوان در حاشیه جنوبی پهنه قفقاز کوچک (UN, 2000) جای دارد.

گسترده ترین واحدهای سنگی منطقه را سری سنگ آهک – دولومیت پرموتریاس جلفا، سازندهای فلیشی و آذرآواری مزوزوییک و گدازه های آندزیتی و توف با سن احتمالی پالئوسن و یا پیش از آن تشکیل می دهد (شکل ۲). فعالیت های ماگمایی ائوسن در این منطقه، سبب تشکیل یک کمپلکس آتشفشانی – نفوذی درون واحدهای تخریبی (فلیش) مربوط به کرتاسه یا کهن تر شده است. سری آتشفشانی پالئوسن؟ به وسیله توده نفوذی دیوریتی و دایکهای همراه قطع شده است (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۸).

برخی پژوهشگران، از جمله اکبرپور (۱۳۸۵) و کلاگری و شیخ (۱۳۸۶) کانسار مسجدداغی را از دید سن و ویژگیهای زمین شناسی با کانسار مس پورفیری سونگون مقایسه کرده و آن را در پهنه ارسباران در نظر گرفته اند. حسن پور (۱۳۸۹) و Hassanpour and Alirezaei (2013) نشان دادند که منطقه مسجدداغی در حاشیه پهنه ماگمایی یا پهنه فلززایی ارسباران جای گرفته و از دید تکامل زمین شناسی، متفاوت از این پهنه می باشد.

آگاهی از زمان کانی سازی و فرایندهای کنترل کننده آن و نیز جایگاه زمین شناسی کانسارها اهمیت زیادی از دو دیدگاه علمی و کاربردی، به ویژه در اکتشاف ناحیه ای آنها دارد. کانسارهای مس موسوم به نوع پورفیری، در چند محیط زمین شناسی متفاوت، از جمله جزایر کمانی و کمانهای ماگمایی قاره ای و محیطهای برخوردی و پس برخوردی پدید می آیند و همبستگی زمانی – مکانی و زایشی با فعالیت های ماگمایی دارند (Titley and Beane, 1981; Richards, 2003; Sillitoe and Perelló, 2005). از این رو شناخت ماهیت و تحول ماگماهای مولد و محیط تشکیل آنها بخش مهمی از مطالعه این کانسارها به شمار می رود. در این مقاله، ویژگی های زمین شناسی، دگرسانی، کانی سازی و ژنوشیمیایی و تحول سنگهای آذرین محدوده اکتشافی مسجدداغی

بررسی می شود. همچنین، سن کانی سازی با استفاده از روش Ar-Ar بر روی کانی پیوتیت مربوط به منطقه دگرسانی پتاسیک ارائه شده و با استفاده از نتایج حاصل از این مطالعات و نیز داده های موجود در مورد کانسار های دیگر در شمال باختر ایران، جایگاه و تحول زمین شناسی این محدوده مورد بحث و بررسی قرار می گیرد.

### ۲- روش مطالعه

این مطالعه با توجه به مشاهدات صحرایی و نمونه برداری سیستماتیک از رخنمونهای سطحی و مغزههای حفاری بر پایه مطالعات میکروسکوپی و آنالیز سنگ کل (whole rock) استوار است. پس از مطالعه میکروسکوپی نمونه ها به منظور تشخیص ویژگی های سنگشناسی، بافتی و دگرسانی، ۵ نمونه معرف از توده پورفیری دیوریتی از نظر عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و عناصر خاکی کمیاب با روش ICP-MS تجزیه شد (جدول ۱). تجزیه نمونه ها در آزمایشگاه Amdel در استرالیا انجام شده است. به منظور آگاهی از زمان کانی سازی، و به طور غیرمستقیم سن جایگزینی و تبلور توده پورفیری در کانساز مسجدداغی، بیوتیت های ثانویه جدا شده از یک نمونه مربوط به منطقه دگرسانی پتاسیک، در مرکز تحقیقات علوم زمین در دانشگاه بریتیش کلمبیای کانادا به روش Ar<sup>40</sup>Ar<sup>40</sup>Ar

### 3- زمینشناسی منطقه

کهن ترین و گسترده ترین واحدهای سنگی در منطقه مسجدداغی، شامل مجموعهای از سازندهای تخریبی (فلیش) مربوط به کرتاسه یا کهن تر است. این مجموعه آذرآواری-رسوبی، در کرتاسه بالایی-پالئوسن توسط گدازههای تراکی-آندزیتی و آندزیتی جوان تر پوشیده شدهاست (شکل ۲). در مراحل انتهایی فعالیتهای ماگمایی، توده نیمه ژرف دیوریتی در مجموعه آتشفشانی یاد شده، نفوذ کرده است. در ادامه، ویژگیهای سنگ شناسی واحدهای آتشفشانی-آذرآواری و توده نفوذی توصیف می شود.

### ۳- ۱. سنگهای آتشفشانی آندزیتی و تراکیآندزیتی

این واحد با رنگ به نسبت روشن تر از توده پورفیری، گسترش زیادی در منطقه

# U20109k

مسجدداغی دارد (شکل۳). بافت پورفیری داشته و درشت بلورهای آن بیشتر شامل پلاژیو کلاز، هورنبلند و بیوتیت است. در مقیاس میکروسکوپی، مقداری فلدسپار قلیایی و پیروکسن نیز دیده می شود و زمینه سنگ نیز، شیشه ای تا میکرولیتی است (شکل ۴- الف). در نمودارهای تفکیک سنگهای آتشفشانی، ترکیب آن از آندزیت تا تراکی آندزیت تغییر می کند. این واحد در بیشتر مناطق به شدت دگرسان شده است. در بسیاری از نمونه ها، دگرسانی موجب تغییر کانی های اولیه سنگ شده و بافت اولیه قابل تشخیص نیست. این واحد در ادامه فعالیت های ماگمایی، تو سط دایک هایی با ترکیب کموبیش مشابه با آن، قطع شده است (شکل ۴- ب).

### 3-20 استوک دیوریتی

در منطقه مسجدداغی، یک کمپلکس استوک دیوریتی، که به نظر میرسد منشأ اصلی کانیسازی باشد، درون سنگهای آتشفشانی آندزیتی نفوذ کرده است. حاشیه خارجی این کمپلکس، به دلیل فراوانی کلریت، به رنگ سبز تیره و کدر دیده می شود و منطقه دگرسانی پروپیلیتیک کانسار مسجدداغی را تشکیل می دهد. بخش مرکزی آن تحت تأثیر دگرسانی پتاسیک قرار گرفته و با کانیهای ارتوز و بیوتیت ثانویه مشخص می شود. به دلیل فراوانی نسبی کانی ارتوز، این بخش را می توان به رنگ قهوهای روشن تا مایل به سرخ در دو سوی رودخانه آرپاچایی مشاهده کرد. حفاریها نشان می دهد که کانی سازی بیشتر در این منطقه رخ داده است.

### 3-3 .3 دایکها

مجموعه آتشفشانی- نفوذی مسجدداغی، توسط دایکهای فراوان آندزیتی و بازالتی قطع شده است. همانندی کانی شناسی و ترکیب شیمیایی بیشتر دایکهای آندزیتی با واحد آندزیتی درونگیر نشان از منشأ ماگمایی یکسان آنها دارد. دایکهای آندریتی درشتدانه تر هستند و بیشتر در امتداد گسل هایی با راستای شمال خاوری- جنوب باختری تا خاوری- باختری تزریق شدهاند. ابعاد تکبلورها در این دایکها تا ۰/۵ سانتی متر می رسد.

دایکهای بازالتی تفاوت کانیشناسی و ترکیب شیمیایی آشکاری با دیگر سنگهای منطقه نشان میدهند. در این دایکها، تکبلورهای الیوین دیده می شود. در نمونه دستی، این سنگها تیرهتر هستند و بلورهای آمفیبول (هورنبلند سبز)، گارنت و الیوین در زمینه فلدسپار با بافت میکرولیتی دیده می شوند.

### 3-4 %. نهشتههای کواترنر

نهشتههای کواترنری بیشتر بهصورت آبرفت و رسوبات رودخانهای در بخش اصلی کانسار به ستبرای میانگین ۵۰متر (مطابق با نتایج مطالعات ژئوفیزیکی در بخش آبرفتی منطقه، شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۷) دیده می شود. رودخانه آرپاچایی از میان کانسار مسجدداغی عبور و آن را به دو نیمه خاوری– باختری تقسیم می کند.

### ۴- ژئوشیمی و فعالیت ماکمایی کمپلکس آتشفشانی- نفوذی مسجدداغی

نمونههای معرف از واحدهای سنگی با کمترین دگرسانی با روشهای ICP-OES و ICP-MS در آزمایشگاه امدل استرالیا برای عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب تجزیه شدهاند. در بحث ژئوشیمی ماگما، برای تکمیل اطلاعات از دادههای یداللهی و همکاران، ۱۳۸۸ نیز استفاده شده است (جدول ۱).

مطابق شکل ۵- الف، سنگها از دید گرایش ژئوشیمیایی در محدوده کالکآلکالن با پتاسیم بالا و مطابق شکل ۵- ب در محدوده کالکآلکالن جای میگیرند. در نمودار TAS پیشنهادی (1979) .Cox et al سنگهای آتشفشانی در محدوده داسیت تا تراکیآندزیت و ریولیت (شکل ۶- الف) و مطابق شکل ۶- ب ترکیب سنگهای نفوذی مسجدداغی در محدوده دیوریت جانمایی می شوند.

در نموداری که با مقادیر گوشته اولیه بهنجار شده است، عناصر سنگدوست بزرگیون (LILE) مانند توریم، اورانیم، پتاسیم و سرب غنی شدگی نشان می دهند که ناشی از آلودگی گوه گوشته ای با رسوبات و سیال های ناشی از تختال (plate) فروونده بوده است (;De Hoog et al., 2001 نهی شدگی از عناصر موسوم به

HFSE مانند Ti و Nb دیده می شود که ناشی از خصلت عدم تحرک این عناصر است که در مناطق فرورانش، در فرایندهای مربوط به ذوب بخشی شرکت نمی کنند و در نتیجه، در ماگمای تولید شده در گوه گوشته ای، تهی شدگی از آنها دیده می شود (Brenan et al., 1994; Foley et al., 2000) (شکل ۷).

در نمودار توزیع عناصر خاکی کمیاب، که با مقادیر کندریتی بهنجار شده است، غنیشدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک LREE (۱۴۰–۱۱۰ برابر) دیده می شود. این غنیشدگی برای عناصر خاکی کمیاب سنگین HREE ۱ تا ۳۰ برابر است.

در نمودار عنکبوتی، عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه الگوی تفریق یافته ای با شیب منفی مشخص از عناصر نشان می دهند که از عناصر LREE به سوی عناصر MREE و HREE شیب نمودار بسیار کمتر شده و تقریباً حالت مسطح نشان می دهد (شکل ۸). در این شکل همه نمونه های برداشت شده از سنگهای آتشفشانی و دیوریتی، تغییرات یکسانی نشان می دهند؛ بنابراین گویای منشأ یکسان برای همه سنگها در سکانس آتشفشانی - نفوذی در منطقه مسجدداغی است.

در نمودار شکل ۹- الف از (1943) Shand نمونههای معرف مسجدداغی در محدوده متاآلومینوس جای می گیرند. در نمودار Hf-Th-Ta (Wood, 1980) نمونهها در منطقه CAB یعنی بازالتهای کالکآلکالن جانمایی می شوند (شکل ۹- ب). در نمودار تمایزی Y-Nb یرای گرانیتوییدها (از 1984 , 1984) که قلمروهای زمین ساختی را از هم تفکیک می سازد (شکلهای ۹- ج و د) نمونهها در قلمرو Tribado یا برخورد است.

#### ۵- دگرسانی در کانسار مسجدداغی پورفیری

دگرسانی های پتاسیک، آرژیلیک و پروپلیتیک بیشترین گسترش را در کانسار مسجدداغی دارند و به نظر می رسد که در ار تباط با تحول سامانه گرمابی و کانی سازی نوع پورفیری تشکیل شدهاند. دگرسانی های سیلیسی، رسی و رسی پیشرفته نیز بهطور پراکنده و با گسترش کمتر وجود دارد. توزیع انواع دگرسانی ها در شکل ۲ نشان داده شده است. **۵ – ۱. دگرسانی پتاسیک** 

دگرسانی پتاسیک در مسجدداغی در حاشیه خاوری و باختری رودخانه فصلی آر پاچایی دیده می شود (شکل ۲). این دگرسانی گسترش زیادی دارد و تا حد زیادی توسط دگرسانی های بعدی (رسی و کمی فیلیک) تحت تأثیر قرار گرفته است. کانی شناسی منطقه شاخص دگرسانی پتاسیک، شامل فلدسپار پتاسیم (ار توز) + بیو تیت + مگنتیت + انیدریت است. ار توز به رنگ صورتی به شکل بلورهای و جه دار درشت و نیز بی و جه دیده می شود (شکل ۱۰–الف). تشکیل ار توز در امتداد درز ها کاملاً مشخص و نشانگر منشأ ثانویه این کانی است (شکل ۱۰– ب). این کانی در متن سنگ نیز دیده می شود. کوار تز به رنگ خاکستری و در رگچه های ثانویه نوع A و یا به صورت تجمع بی و جه درون توده نیمه آتشفشانی دیده می شود (شکل های ۱۰– ب و ج). انیدریت در این منطقه به مقدار زیاد به چشم می خورد.

بیوتیت گرمابی به صورت پراکنده در متن سنگ و نیز پرکننده شکستگی ها وجود دارد و فراوانی آن در برخی نمونه های مقاطع ناز ک به بیش از ۵۰ درصد هم می رسد (شکل ۱۰ – د). مگنتیت در اثر دگرسانی های تأخیری تا حدی به هماتیت تبدیل شده است. بی هنجاری های مغناطیسی در محدوده اکتشافی مسجدداغی (شکل ۱۱) همپوشانی آشکاری با توزیع دگرسانی پتاسیک دارد و این امر با لاگ مغزه های حفاری بخوبی تأیید می شود. تجربه اکتشاف ژئوفیزیکی در مسجدداغی ثابت کرده است که اکتشاف ژئوفیزیکی به روش مغناطیس سنجی در سامانه های اکتشاف و طراحی بهینه نقاط اکتشافی است (حسن پور و همکاران، ۱۳۸۷). نتایج حاصل از لاگ و تحلیل هدفمند مغزه های حفاری نشان می دهد که کانهزایی مس و طلا در همراهی با دگرسانی پتاسیک، تا ژرفای ۷۰۰ متری ادامه دارد (شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۷).

## 

### ۵- ۲. دگرسانی پروپیلیتیک

این دگرسانی در بخش های حاشیه ی کانسار بیشتر به صورت لکه هایی در پیرامون منطقه دگرسانی پتاسیک و کانه دار تشکیل شده است. این منطقه بیشتر بخش های حاشیه ای توده نیمه آتشفشانی و حاشیه توده آتشفشانی و آندزیتی کانسار مسجدداغی را متأثر ساخته است. منطقه دگرسانی پروپیلیتیک این کانسار، بیشتر از کانی کلریت تشکیل شده است و با رنگ سبز کدر، در منطقه شناسایی می شود (شکل ۱۲). در مطالعات میکروسکوپی، درشت بلورهای سنگ بیشتر به وسیله کلریت جایگزین شده اند. کانی های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت از کانی های عمده این منطقه دگرسانی به شمار می روند.

### 6- کانهزایی مس- طلای پورفیری مسجدداغی

بیشترین گسترش و رخنمون توده دیوریت پورفیری، دگرسانی پتاسیک و کانهزایی همراه آن در امتداد رودخانه آرپاچایی دیده می شود. میزبان اصلی کانهزایی در کانسار مسجدداغی، توده دیوریتی با دگرسانی غالب پتاسیک است (شکل ۱۲). حفاریهای انجام شده توسط شرکت ملی صنایع مس ایران، با طراحی، هدایت و نظارت مستقیم نگارنده اول، نشاندهنده گسترش قائم این توده تا ژرفای زیاد، حتی تا بیش از هفتصد متر می باشد. کانههای شاخص کانسنگ را پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، تتراهدریت، کالکوسیت و مگنتیت به همراه مقادیر کمی مولیدنیت تشکیل می دهد (شکل ۱۳).

شکلهای کانهزایی بیشتر بهصورت رگه و رگچههایی بسیار باریک و کمتر بهصورت افشان در متن سنگ دیده میشوند (شکلهای ۱۳- الف تا خ). شواهد رخداد برونزاد در نمونههای حاصل از گمانهها بسیار کم است و در گمانههای حفاری شده آثار بسیار ضعیفی از پهنه اکسیدان و پهنه غنی شده دیده میشود. بنابراین، شواهد غنیسازی و در نتیجه تشکیل ذخیره در بخش برونزاد مسجدداغی بسیار کم است.

کانههای سولفیدی کالکوپیریت، بورنیت، تتراهدریت و کالکوسیت اولیه، از جمله کانههای شاخص در منطقه درونزاد در مسجدداغی به شمار میروند (شکل ۱۳).

### ۷- تعیین سن به روش آرگون-آرگون

برای تعیین سن به روش آرگون- آرگون از توده دیوریت پورفیری با دگرسانی پتاسیک از کناره رودخانه آرپاچایی که در نقشه زمین شناسی منطقه و در شکل ۲ مشخص شده، نمونه برداری صورت گرفت. نمونه با کد SH451 از توده دیوریت نمونه در اندازه الک زیر ۲۰ مش خرد شد. پس از انجام همه مراحل لاوک شویی، نمونه ها در آون در دمای بالا خشک شدند. نمونه های آماده شده در زیر دستگاه بینو کولر مورد بررسی قرار گرفت و سپس کانی های بیوتیت ثانویه از آن جدا شد. در پایان نمونه دارای کانی های بیوتیت ثانویه، برای تعیین سن به آزمایشگاه بریتیش کلمبیای کانادا فرستاده شد. چگونگی تجزیه نمونه در دستگاه رادیواکتیو آید آزمایشگاه و روش استفاده شده، در ادامه توضیح داده می شود. سن به دست آمده، بیانگر زمان تشکیل منطقه دگرسانی پتاسیک پس از تأثیر محلول های گرمابی در کانسار مسجدداغی است (شکل).

در مرحله آماده سازی برای تجزیه دستگاهی، کانی های جداسازی شده، در یک ورق آلومینیمی پیچیده و همراه با کانی های با سن مشابه درون یک کپسول پرتوزا و در مانیتور (FCs; Fish Canyon Tuff sanidine) به سن ۲۸/۰۲ Ma (Renne et al., 1998) با گداخت نوترونی قرار داده شد. نمونه ها در رآکتور هسته ای مک مستر در هامیلتون کانادا به مدت ۴۳ MWH با تشعشعات گداخت نوترونی برابر با ۱۰۲۰ × 6 نوترون بر مجذور سانتی متر در واحد ثانیه، تحت بمباران هسته ای قرار گرفتند. تجزیر مورد در مونی قرار خداخت هسته ای، حدود کمتر از نیم درصد خطا نشان داده است. نمونه ها در آزمایشگاه نابل گاز، در مرکز تحقیقات ژئوشیمیایی اقیانوس

آرام در ونکوور، بریتیش کلمبیای کانادا تجزیه شدهاند. در این مرحله، کانیهای تفکیک شده، با افزایش توان پر توهای غیر متمرکز لیزری با قدرت 200 WOV (New Wave Research MIR10) و بهصورت تدریجی تا مرحله گداخت کامل، گرما داده می شود. گازی که در هر مرحله نشت می یابد، به وسیله طیفسنج جرمی VG5400 مجهز شده با مولتیپلایر شمارش یونی الکترونی، اندازه گیری می شود. همه اندازه گیری ها برای سامانه بلانک کل، طیفسنج جرمی حساس، تفکیک جرمی، فروپاشی رادیواکتیویته در هنگام پر توزایی و یا پس از آن تصحیح شدهاند؛ که در هر لحظه ممکن است گاز آرگون با آلودگی اتمسفری و پر توزایی کلسیم، کلر و پتاسیم وارد شود. نسبتهای ایزوتوپی شامل موارد زیر است:

 $({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\rm K}$ =0.0302±0.00006,

 $\label{eq:asymp_$ 

در کل، با این روش سنسنجی، کل سن های گازی به دست آمده، سن خطی (Plateau age)، سن های متقارن وارون با مقدار خطای ۲ سیگما همخوانی دارند؛ به جز مسائل عمدهای که ناشی از آرگون بیش از حد یا از دست رفتن آرگون جزیی است. در این روش و تعیین سن به روش آرگون- آرگون، تعیین سن کانی های

بیوتیت های ثانویه، با گرم کردن مرحله ای کانی های نمونه برداری شده از دگرسانی پتاسیک انجام می شود و نتایج حاصل (که در جدول ۲ و شکل های ۱۴- الف و ب آورده شده است) معادل سن ۵۴/۰ ± ۵۴/۰۷ برای تشکیل منطقه دگرسانی پتاسیک درون توده نیمه ژرف دیوریت پورفیری است. این سن با میزان انحراف معیار 2۵، خطای در حد ۱ % و درجه اطمینان ۹۹ % به دست آمده است. مقدار آرگون (۵۴<sup>۵۴</sup>) موجود در نمونه تعیین سن شده، ۹۷/۲ % بوده است.

### ۸- نتیجهگیری

ویژگی های ژنوشیمیایی نمونه های معرف از توده نفوذی مسجدداغی و سنگهای آتشفشانی همراه نشان می دهد که این کانسار در یک محیط زمین ساختی جزایر کمانی فرورانشی با سرشت کالکالن و پتاسیم بالا و با گرایش شوشونیتی تشکیل شده است. همچنین طبق مطالعات صحرایی، سنگ شناسی و دگرسانی صورت گرفته، این کانسار دارای دو نوع دگرسانی اصلی پروپلیتیک و پتاسیک است. بخش های زیادی از منطقه دگرسانی پتاسیک در منطقه حفظ شده و منطقه دگرسانی پروپلیتیک (کلریتی) هم به صورت لکه هایی در حاشیه بلافصل آن دیده می شود. در این کانسار بر خلاف کانسارهای مونزونیتی تقریباً کانی اپیدوت نایاب می شود. در این کانسار بر خلاف کانسارهای مونزونیتی تقریباً کانی اپیدوت نایاب کمانی است، در آن به فراوانی دیده می شود. کانسار مسجدداغی با توجه به شواهد فعالیت ماگمایی، دگرسانی و کانی سازی از نوع کانسارهای پورفیری آلکالن مس – طلا ارزیابی می شود. از این نوع کانسارها در جهان می توان به کانسارهای پورفیری باختر اقیانوس اطلس، کانسارهای جنوب خاور آسیا و همچنین کانسارهای الاستیت و پاناگیوریشته در بلغارستان اشاره کرد.

ژنز این کانسار در مقالات و نوشته های پیشین با وجود تفاوت های آشکار صحرایی دیده شده در سطح، همانند دیگر کانسارهای پورفیری منطقه و از نوع مونزونیتی و حاشیه قارهای معرفی شده است.

در منطقه مسجدداغی پس از فرورانش، الحاق دو پوسته اقیانوسی در حاشیه پهنه ارسباران و احتمالاً در زمان کرتاسه و در تراف آرپاچایی (UN, 2000) رخ داده است. همزمان با رخداد برخورد، توده نیمه آتشفشانی دیوریت پورفیری مسجدداغی با سن پیدایش ۳/۵۰ ± ۵۴/۰۷ میلیون سال درون کمپلکس آتشفشانی های ائوسن و رسوبات فلیش گونه کرتاسه منطقه نفوذ کرده است. این توده پس از تشکیل، به مدت طولانی در معرض فرسایش شدید بوده و بخش های پروپیلیتیک بالایی کانسار کاملاً از بین رفته است.

## 

همان گونه که اشاره شد، مطابق مطالعات پیشین در این منطقه، کانسار مسجدداغی با تشابه زمانی تشکیل با کانسار سونگون و در پهنه فلززایی ارسباران فرض شده بود، اما مطالعه حاضر و انجام سن یابی بیوتیت های ثانویه در منطقه دگرسانی پتاسیک و به دست آمدن زمان دقیق تشکیل کانسار، مشخص شد که این منطقه در حاشیه پهنه ارسباران و مستقل از آن، و خارج از تحولات این پهنه فلززایی، تشکیل شده و از دید تکامل ساختاری زمین شناسی، به کلی متقدم و متفاوت از پهنه ارسباران بوده است. برپایه سن یابی ارایه شده در این پژوهش، دست کم از دید زمانی، تفاوت آشکاری میان این دو کانسار مهم در شمال باختر ایران دیده می شود. با به دست آمدن همه شواهد بیان شده در این پژوهش، می توان نتیجه گرفت که کانسار مسجدداغی از نوع کانسارهای پورفیری مس – طلا و از نوع جزایر کمانی بوده و سن تشکیل منطقه پتاسیک آن مربوط به ۵۴ میلیون سال پیش است.

حفاری های انجام گرفته توسط شرکت ملی صنایع مس ایران با نظارت و طراحی حفاری های اکتشافی به وسیله نگارنده اول، گسترش و تداوم کانی سازی را در ژرفای زیاد ثابت کرده است. این مطالعات و حفاری های گسترده انجام شده نشان داده است که ابعاد توده پورفیری مسجدداغی در حدود ۵۰۰ \*۴۰۰ متر می باشد. مطالعات صورت گرفته، ذخیره قطعی ارزیابی شده برای این کانسار را، در حدود ۸۳ میلیون تن با عیار حد ۱۹۶۰ % مس و ۸۰۰۰۰ تن طلا با عیار حد ppm ۱ بر آورد کرده است.

### سپاسگزاری

از کمکهای مدیریت وقت امور اکتشافات و مهندسی توسعه شرکت ملی صنایع مس ایران، آقایان مهندس محمد کارگر و دکتر مهرداد حیدری در انجام این تحقیق سپاسگزاری می شود.



شکل ۱- نقشه پهنههای ساختاری- زمین شناسی ایران (با تغییرات از (tocklin and Setudehnia (1972) با نمایش موقعیت کانی سازی منطقه مسجدداغی.





. شکل ۲- نقشه زمین شناسی ساده شده از کانسار مسجدداغی (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۸ با تغییرات).



شکل ۳- نمایی از واحد آندزیتی و تراکی آندزیتی که مهمترین واحد سنگ شناختی منطقه بوده و تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیک (رنگ سفید) قرار گرفته است.



شکل ۴- الف) تصویر میکروسکوپی نمونه ای از واحد آندزیتی، که نشانگر درشت بلورهای پلاژیو کلاز (برخی با زون بندی ترکیبی) در زمینه ریزدانه و میکرولیتی است؛ ب) تصویر میکروسکوپی نمونه ای از دایکهای آندزیتی در منطقه که بدون دگرسانی هستند. در این نمونه، درشت بلورهای پلاژیو کلاز در زمینه ای ریزدانه دیده می شوند.



شکل ۵- موقعیت نمونه های سنگی منطقه در نمودارهای: الف) (SiO<sub>2</sub>//(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) Peccrillo and Taylor (1976؛ ب) (Irvine and Baragar (1971). نمونه های با کد Yad از یدالهی و همکاران (۱۳۹۰).



شکل ۶- موقعیت نمونههای برداشت شده از کانسار مسجدداغی در نمودار TAS (Cox et al., 1979): الف) آتشفشانی؛ ب) توده نفوذی نیمهژرف که ID.ir (دهمیای بندیه همانند شکل ۵).



شکل ۷- نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر فرعی و کمیاب از منطقه مسجدداغی که با گوشته اولیه و بر پایه (I989) Sun and McDonough بهنجار شدهاند (خطوط سرخ مربوط به توده دیوریت پورفیری و خطوط آبی مربوط به سنگهای آتشفشانی منطقه؛ نمونهها مربوط به این مطالعه و یدالهی و همکاران، ۱۳۹۰ هستند).





شکل ۹- جانمایی نمونه های معرف سنگ های آذرین کانسار مسجدداغی در:الف)نمودار تفکیک نمونه های معرف مسجدداغی بر پایه تفکیک A/CNK- ۸/NK شاخص آلومینیم (Shand, 1943)؛ ب) نمودار تفکیک جایگاه زمین ساختی بر پایه مقادیر عناصر فرعی ب) نمودار تفکیک جایگاه (یس اختی بر پایه مقادیر عناصر فرعی (Wood, 1980) Th, Ta, Hf/3 (مین ساختی بر پایه مقادیر عناصر فرعی Pearce et al., 1984).





شکل ۱۰– الف) دگرسانی پتاسیک در مقیاس نمونه دستی، ارتوز برنگ صورتی به همراه مگنتیت (بخش تیره رنگ) که گاه به هماتیت تبدیل شده است؛ ب) ارتوز به رنگ صورتی به همراه رگچههای سیلیسی؛ ج) رگه و رگچههای سیلیسی نوع A در منطقه دگرسانی پتاسیک؛ د) رگچههای موازی مگنتیت (Sheeted Veins) در منطقه دگرسانی پتاسیک کانسار مسجدداغی.



ستمکل ۱۱- نقشه ژئوفیزیک مغناطیسی محدوده مسجدداغی؛ بیهنجاری سمت چپ به خوبی با منطقه دگرسانی پتاسیک انطباق دارد Www.SID.ir (شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۷).





شکل ۱۲- نمای کلی از دره آرپاچایی که توده نفوذی دیوریت پورفیری با زمینه صورتی رنگ (به دلیل وجود ارتوز فراوان) در پهنه پتاسیک دیده میشود.



شکل ۱۳- تصاویر میکروسکوپی از کانههای تشکیلدهنده کانسنگ در مسجدداغی. الف) مگتیت و کالکوپیریت افشان، گمانه ۶، ژرفای ۲۵۰ ۲۸۶، ب) مولیبدنیت، گمانه یک، ژرفای ۲۸۴ متری؛ ب) کالکوسیت افشان و ثانویه، گمانه ۴، ترفای ۲۹۹ متری؛ ت) تبدیل کالکوپیریت به رونیت، گمانه ۸، ژرفای ۲۹۶ متری؛ ث) تبدیل کالکوپیریت به کالکوسیت و کوولین، بورنیت و تتراهدریت، گمانه ۴، ژرفای ۲۵۵ متری؛ خ) جانشینی کالکوپیریت توسط کوولین، گمانه شماره ۲ مسجدداغی، ژرفای ۵۵ متری (CP = کالکوپیریت، مسجدداغی، ژرفای Bor میری: الماه مالاکیت، میه = Malp یولیدنیت، و Co





شکل ۱۴- تعیین سن روی مونههای بیونیت تانویه از پهنه پتاسیک مسجدداعی به روش Steam Heated. الف) منحنی ایژو ب) نمودار Plateue age.

	MSJMNA	Mas15.458.3	Mas09-238	Mas02-29	Msj33-306	M01	M02	M08
Petrology	Vol	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Vol	Vol	Vol
Sample	This study	This study	This study	This study	This study	Yad	Yad	Yad
SiO <sub>2</sub>	53.9	57.9	57	65.5	58.4	64.1	60.7	70.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17	15.7	15	16.5	17.8	13.9	16.2	14.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.8	5.4	4.7	3.6	4.7	3.07	2.1	0.93
CaO	5.6	5.5	5.8	1.8	4.8	1.14	2.9	2.77
Na <sub>2</sub> O	3.9	4.7	3.3	4	4.9	4.41	4.7	4.9
K <sub>2</sub> O	4.4	2.6	3.3	3.4	2.6	2.5	3.48	1.98
SrO	0.23	0.09	0.08	0.03	0.05			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	nd	nd	nd	nd			
MgO	5.5	2.4	3.4	2.6	1.3	1.36	0.65	0.65
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.44	0.76	0.54	0.55	0.34	0.46	0.2
MnO	0.07	0.06	0.05	0.08	0.15	0.09	0.32	0.07
$P_2O_5$	0.55	0.21	0.37	0.15	0.25	0.18	0.21	0.08
Cl	0.02	0.05	0.03	nd	0.01			
SO <sub>3</sub>	0.34	4	5.1	1.3	1.1			
LOI	1.9	2.8	4.2	2.2	4.1	*		
Ag	0.13	0.42	0.75	0.05	0.14			
Al	83033	80333	76742	84068	93522			
As	13.9	2.5	0	0.7	9			
Be	2	1.1	2.1	1.8	1.3			
Bi	0.1	0.4	0.2	0.1	0			
W	1.3	1.3	2.2	1	0.9	6	42	1
Zn	36.7	56.3	25.8	35.1	76.4	254	1785	135
V	175	99	108	91	136	87	119	22
Se	0.08	1.49	2.04	0.4	0.14			
Te	0.3	0.2	0.2	0.1	0.4			
Re	0	0.01	0.17	0.03	0			
<b>S</b>	1073	11670	13707	3787	3494			
Sb	0.4	0.2	0.2	0.2	0.8			
Sc	17	12	14	14	12			
Na	27521	32606	23411	27135	35047			
Ni	20	17	22	10	7	15	21	9
Li	46	9.3	7.9	4.8	16.9			
Mg	30202	13610	18937	13990	7255			
Mn	542	441	272	584	983			
Hg	0.01	0	0.01	0.01	0.01			
Cs	3	1.8	2.1	0.5	9.5	1.25	3.18	3.78
TI	0.9	0.2	0.7	0.4	0.7			
Rb	85.4	62.9	104.9	60	83	54.1	110	53.2
Ba	1621.1	837.8	526.8	1140.5	805.3	815	1820	671
Th	24.9	11.25	8.96	11.6	5.84	10.4	12.7	7.22

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای آتشفشانی و نفوذی نیمهژرف در کانسار مسجدداغی (نمونههای با کد Yad از یدالهی و همکاران،۱۳۹۰).



	MSJMNA	Mas15.458.3	Mas09-238	Mas02-29	Msj33-306	M01	M02	M08
Petrology	Vol	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Vol	Vol	Vol
Sample	This study	This study	This study	This study	This study	Yad	Yad	Yad
U	5.44	2.29	2.32	4.49	1.51	2.4	3.26	1.92
Nb	17.5	9.6	13.1	6	9.8	7.9	8.2	5.9
К	32784	19406	24796	25184	19924			
La	98.31	28.44	36.16	21.67	23.32	22.3	37.7	17.9
Ce	158.05	43.22	59.71	35.19	37.83	38	58	31.8
Pb	14.7	15.4	4.9	4.5	8.1	56	49	184
Pr	18.57	5.12	7.73	4.58	4.7	3.82	6.32	3.31
Мо	0.5	7.1	140.3	2.2	0.8	45	25	3
Sr	1818.8	829.3	737.6	309.2	499.2	609	508	417
Р	1859	649	1266	494	852			
Nd	66.3	19.24	30.18	18.24	17.89	13.3	22.2	11.8
Sm	9.98	3.01	5.37	3.82	3.01	2.12	3.4	1.9
Zr	232	22	20	18	71	110	116	87
Hf						2.6	3.1	2.4
Eu	2.75	0.96	1.59	1.02	1.02	0.7	1.13	0.56
Sn	1.2	1.1	1.3	1.9	0.7			
Ti	4671	2574	4406	3088	3261			
Gd	7.33	2.76	4.91	3.99	2.93	2.39	3.71	1.82
Tb	0.76	0.36	0.63	0.58	0.38	0.32	0.44	0.21
Dy	3.66	2.04	3.45	3.49	2.27	1.77	2.18	0.86
Y	17.45	12.34	19.03	22.09	13.28	13.4	10.7	4.3
Но	0.63	0.4	0.64	0.71	0.45	0.4	0.43	0.16
Er	1.63	1.17	1.8	2.07	1.34	1.25	1.27	0.41
Tm	0.28	0.23	0.34	0.41	0.26	0.17	0.16	0.04
Yb	1.53	1.24	1.8	2.44	1.51	1.34	1.09	0.36
Lu	0.25	0.21	0.28	0.42	0.26	0.22	0.17	0.06
Cu	23.2	1169.6	2603.5	53.5	76.6	4760	260	42
Fe_	35969	33999	30594	23633	30723			
Ca	37444	36900	40341	11842	33714			
Cd_	0.1	0.16	0.17	0.04	0.05			
Со	13.5	10.7	14.5	7.9	7.7	806	17.9	3.3
Cr	45	31	41	12	10	130	160	400
Ga						16.2	17.8	17.2
Та						0.5	0.5	0.5

ادامه جدول ۱-

	M16	M34	Ma04-06	Ma06-29	Ma07-02	Ma10-16	Ma11-26	Ma14-05	Ma40
Petrology	Vol	Vol	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Vol
Sample	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad
SiO <sub>2</sub>	66.7	62.2	59.3	60	57.3	59.6	58.4	61.8	63.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.3	16.45	14.95	15.85	14.1	15.25	15.75	17.7	15.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.66	1.84	1.97	1.7	1.75	1.23	2.19	1.95	1.93
CaO	0.45	2.17	4.97	4.83	6.56	5.41	5.21	1.28	4.78
Na <sub>2</sub> O	3.36	4.9	4.79	3.66	3.62	4.71	4.59	3.76	3.72
K <sub>2</sub> O	2.55	3.08	3.39	2.97	3.34	2.52	1.8	2.51	3.29
SrO									
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									
MgO	0.54	1.9	2.13	3.02	2.1	2.49	2.72	1.52	1.9
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.45	0.38	0.42	0.39	0.47	0.48	0.46	0.5
MnO	0.01	0.19	0.04	0.11	0.04	0.04	0.04	0.13	0.07
$P_2O_5$	0.018	0.26	0.2	0.17	0.22	0.26	0.27	0.26	0.23
Cl					X				
SO <sub>3</sub>									
LOI									
Ag									
Al									
As									
Be									
Bi									
W	4	2	1	2	1	2	3	5	3.2
Zn	16	122	67	65	48	79	66	426	30
V	100	112	104	105	96	103	126	119	3.2
Se									
Te									
Re									
S									
Sb									
Sc									
Na									
Ni	3.3	9	14	29	12	16	14	23	13
Li									
Mg									
Mn									
Hg									
Cs	3	3.24	1.74	3.53	14.6	1.52	4.05	20.4	1.18
Tl									
Rb	68.5	78.5	83.9	87.7	70.5	79.1	67	79.9	99.7
Ba	1775	1600	1100	1130	1075	853	641	1235	909
Th	21.1	16.15	12.55	10.95	10.35	10.8	16.3	15.6	3.2

ادامه جدول ۱-

	M16	M34	Ma04-06	Ma06-29	Ma07-02	Ma10-16	Ma11-26	Ma14-05	Ma40
Petrology	Vol	Vol	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry	Vol
Sample	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad	Yad
U	3.48	4.01	2.46	3.11	2.87	3.08	4.1	2.49	3.2
Nb	12.3	10.1	8.4	7.6	8.5	11.1	9.9	10.2	10.9
К									
La	41.1	40.4	32.7	24.3	30.7	32.8	40.1	35.6	36.2
Ce	74.1	67.9	53.4	40.7	51.8	53.9	64.9	60.3	63.4
Pb	19	25	22	16	21	52	20	30	3.2
Pr	8.39	7.11	5.45	4.31	5.26	5.56	6.63	6.15	6.68
Мо	9	2	15	7	40	111	13	26	5
Sr	269	956	759	606	1050	887	1045	455	781
Р									
Nd	27	24.1	18.5	14.8	18	18.9	22.7	21.5	24.7
Sm	2.56	3.89	2.95	2.43	2.71	2.92	3.63	3.37	4.02
Zr	156	130	120	108	102	114	124	146	113
Hf	4.2	3.5	3.1	2.8	2.7	3	3.2	3.9	3.2
Eu	0.58	1.09	0.9	0.7	0.79	0.92	1.08	1.03	1.09
Sn									
Ti									
Gd	2.36	3.42	2.72	2.3	2.46	2.85	3.26	3.13	3.81
Tb	0.24	0.44	0.34	0.3	0.32	0.36	0.42	0.42	0.48
Dy	0.94	2.13	1.65	1.53	1.48	1.73	2.02	1.96	2.37
Y	5.4	11.5	9.4	8.7	8.4	9.5	10.8	11	12.7
Но	0.2	0.44	0.33	0.32	0.3	0.36	0.39	0.43	0.47
Er	0.8	1.29	1.03	0.99	0.92	1.12	1.18	1.3	1.38
Tm	0.11	0.16	0.13	0.12	0.12	0.15	0.17	0.17	0.19
Yb	0.98	1.28	1.06	0.98	0.89	1.06	1.1	1.26	1.31
Lu	0.17	0.22	0.17	0.16	0.15	0.17	0.19	0.2	0.22
Cu	23	34	727	53	2590	2430	316	1165	39
Fe_									
Ca									
Cd_									
Со	3.3	9.3	8.6	11.6	8.6	10.1	12.3	10.7	10.7
Cr	180	170	180	120	190	130	110	100	150
Ga	18.4	18.5	16.6	17.2	15.6	16	17.4	19.7	16.9
Та	0.8	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0,8



							0
Incremental	<sup>39</sup> Ar(k)	Age	$\pm 2\sigma$	<sup>40</sup> Ar(r)	<sup>39</sup> Ar(k)	V/C-	1.2-
(%)	(M	la)	(%)	(%)		K/Ca	± 20
2.00 W	0.10	-38.77	$\pm 167.20$	1.02	0.10	0.257	$\pm 0.055$
2.20 W	0.44	19.82	$\pm 45.66$	2.63	0.34	0.975	$\pm 0.139$
2.50 W	2.83	40.12	± 9.72	15.90	2.39	3.750	$\pm 0.796$
3.00 W	16.79	54.04	$\pm 2.32$	54.84	13.96	10.502	± 1.548
3.60 W	61.96	54.69	$\pm 1.18$	69.41	45.17	5.539	$\pm 0.245$
4.00 W	85.27	54.27	$\pm 0.77$	86.37	23.30	1.836	$\pm 0.075$
4.60 W	96.47	53.22	$\pm 1.04$	88.67	11.20	0.270	$\pm 0.011$
5.80 W	99.67	54.15	$\pm 3.03$	53.58	3.20	0.042	$\pm 0.002$
6.80 W	100.00	58.36	$\pm 20.06$	20.00	0.33	0.009	$\pm 0.000$

جدول ۲- نتایج تجزیه سن سنجی روی بیوتیت های ثانویه به روش آرگون- آرگون در کانسار مسجدداغی.

Isotope Ratios	40(r)/39(k)	1σ	40(r+a)	1σ	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	1σ	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	1σ	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	1σ
						C				
2.00 W	4.008493	8.55027	0.38142	0.00019	391.24042	4.60323	2.12336	0.22889	1.33812	0.03289
2.20 W	2.082964	2.41202	0.26508	0.00046	79.13494	0.77824	0.55964	0.04000	0.26086	0.00853
2.50 W	4.239461	0.51934	0.62907	0.00065	26.66689	0.15481	0.14558	0.01544	0.07588	0.00181
3.00 W	5.731829	0.12463	1.43793	0.00569	10.45211	0.08052	0.05199	0.00383	0.01594	0.00039
3.60 W	5.802042	0.06337	3.71859	0.00476	8.35886	0.04596	0.09857	0.00218	0.00863	0.00019
4.00 W	5.757011	0.04130	1.52821	0.00352	6.66420	0.03915	0.29738	0.00605	0.00310	0.00008
4.60 W	5.643867	0.05579	0.70112	0.00193	6.35563	0.04356	2.01828	0.04007	0.00295	0.00013
5.80 W	5.744133	0.16334	0.33826	0.00026	10.62300	0.07167	12.83776	0.23250	0.02025	0.00055
6.80 W	6.197954	1.08271	0.10162	0.00029	29.75040	0.28766	56.46150	1.25798	0.09635	0.00360

### کتابنگاری

اکبرپور، ا.، رسا ا.، مهرپرتو، م. و محمدی ب.، ۱۳۸۵– بررسی کانهزایی طلا در محدوده مسجد داغی، جلفا، فصلنامه علوم زمین، زمستان ۱۳۸۵، دوره ۱۶، شماره ۶۲، ص. ۴۲ تا ۵۱.

- حسن پور، ش.، ۱۳۸۹– متالوژنی و کانه زایی مس و طلا در زون ارسباران، شمال غرب ایران، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۰۳ ص.، منتشر نشده.
- حسنپور، ش.، رسا، ا.، حیدری، م. و اسکویی، ر.، ۱۳۸۷- کاربرد اکتشافات ژئوفیزیکی بروش مغناطیسی در اکتشاف زون پتاسیک در کانسار مسجدداغی، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز، ایران.

سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۸– تهیه نقشه زمینشناسی مسجدداغی در مقیاس ۱:۲۰۰۰، گزارش داخلی، منتشرنشده.

شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۱۳۸۷لف- مطالعات تهیه نقشه زمین شناسی و آلتراسیون در محدوده هفت چشمه در مقیاس ۱۱:۵۰۰۰ ، توسط شرکت زرناب اکتشاف، گزارش داخلی، منتشر نشده.

شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۷ب– مطالعات اکتشافات ژئوفیزیکی در کانسار مسجدداغی، آذربایجان شرقی، گزارش داخلی توسط شرکت صمان کاو، منتشر نشده.

کلاگری، ع. ا. و شیخ، س.، ۱۳۸۶- فاکتورهای کنترل کننده توزیع عناصر در سیستم پورفیری مسجدداغی (شرق جلفا، آذربایجان شرقی)، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچهای بر زمین شناسی ایران؛ انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

یداللهی، د.. کنعانیان، ع.، معانیجو، م.،سرجوقیان، ف. و حسن پور، ش.، ۱۳۹۰- خاستگاه ماگماتیسم آداکیتی در منطقه مسجد داغی جلفای آذربایجان شرقی، مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران ۱۹ ۲۰ س. ۲۹۷ تا ۱۹۰۰.

#### References

Brenan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L. and Ryerson, F. J., 1994- Rutileaqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: Implications for high field strength element depletions in island arc basalts: Earth and Planetary Science Letters, v. 128: p. 327–339.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pakhurst, R. J., 1979- The Interpretation of Igneous Rocks, London, Allen and Un-Win, 450.

- Davidson, J. P., 1996- Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism: Geophysical Monograph 96: p. 251-262.
- De Hoog, J. C. M., Mason, P. R. D. and van Bergen, M. J., 2001- Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: Constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 65: p. 3147–3164.
- Foley, S. F., Barth, M. G. and Jenner, G. A., 2000- Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 64: p. 933–938.
- Hassanpour, S. and Alirezaei, S., 2013- Studies in economic geology and age assessmentmethod (Ar/Ar) deposits copper-gold porphyry Masjeddaghy: 32th National and 1th International Geosciences Congress, Geological survey of Iran.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Peccrillo, A. and Taylor, S. A., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern.
- Renne, P. R., Swisher, C. C. III, Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. and DePaolo, D. J., 1998- Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. Chem Geol., 145(1–2):117–152.
- Richards, J. R., 2003- Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation, economic Geology, 98 (8), 1515-1533.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite, New York: John Wiley and Sons.
- Sillitoe, R. H. and Perelló, J., 2005- Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery: Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., eds., Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 845–890.
- Stocklin, J. and Setudehnia, A., 1972- Lexique Stratigraphique International Volume III, ASIE centnational de la Recherche scientifique. 15 quai Anodle-France 75 (paris-VII), Geological Survey of Iran, Report no. 18, second edition, 376 p.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norry, M.J., )od( Magmatism in the ocean basins, Geologred Society, London. spec. pub., 42, 313-345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W., 1986- Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: Evidence from high pressure experiments and natural rocks: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 29: p. 293–309.
- Titley, S. R. and Beane, R. E., 1981- Porphyry copper deposits, Part 1. Geologic settings, petrology, and tectonogenesis: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 214-235.
- UN (United Nations), 2000- Metallogeny of northern Azerbaijan.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagnetic classification and to establishing nature of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and Planetary Science Letters: 50, 11–30.



## Eocene Masjeddaghi porphyry Cu-Au deposit; an example of island arc porphyry type deposit in NW Iran

S. Hassanpour<sup>1\*</sup> and S. Alirezaei<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran Received: 2016 January 27 Accepted: 2016 November 14

#### Abstract

The Masjeddgaphi Cu-Au deposit is located at the southeast of the Arasbaran zone, NW Iran, to the south of Lesser Caucasus. Mineralization in Masjeddaghi is associated with an Eocene dioritic subvolcanic pluton intruded into volcanic and sedimentary rocks. The Masjeddaghi intrusive is high K, calc alkaline- and meta-aluminous, and formed in post magmatism stage, in an island arc setting. Hydrothermal alteration is distinguished by potassic core marked by secondary biotite, and K-spar that grades outward into a chlorite-rich propylitic halo The ore mineral include chalcopyrite, associated with minor chalcocite, bornite, tetrahedrite, and trace amounts of molybdenite. Pyrite and magnetite are common associate. The Masjeddaghi deposit is elliptical in view, 500 m in 400 in diameter, and mineralization has been traced for several hundred meters from surface exposures.  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar geochronology on secondary biotite from the potassic alteration zone indicates that mineralization, and accordingly the emplacement and crystallization of the Masjeddaghi porphyritic intrusion occurred 54.07 ± 0.53 Ma ago. Masjeddaghi ore deposit shows geology, mineralization and alteration characteristics similar to island arc porphyry type systems.

Keywords: Porphyry Cu-Au, Masjeddaghi, Island Arc, Eocene , Azerbaijan, Iran. For Persian Version see pages 43 to 58

\*Corresponding author: Sh. Hassanpour; E-mail: Hassanpour@pnu.ac.ir