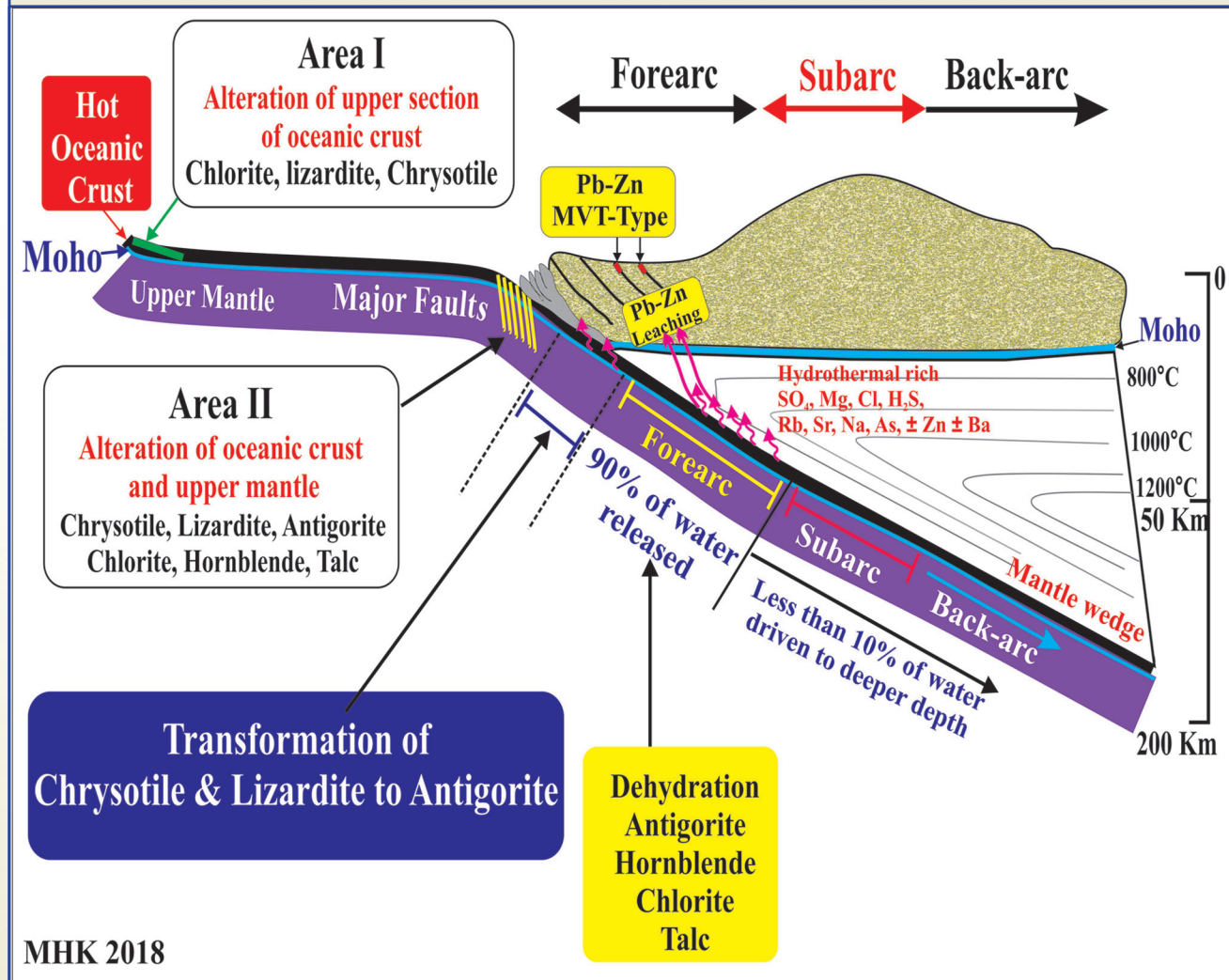


زمین‌شناسی اقتصادی



MHK 2018

بسم الله الرحمن الرحيم

زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد

جلد ۱۲، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۹، شماره پیاپی ۲۶

پروانه انتشار نشریه ۲۱۱۲۴ - ۱۳۸۸/۰۹/۰۲

وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

پروانه انتشار رسانه غیربرخط ۲۱۱۲۴ - ۱۳۹۸/۰۲/۰۹

وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

بر اساس مجوز کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور طی شماره ۴۱۴۳ - ۸۹/۵/۹

این نشریه دارای اعتبار علمی-پژوهشی است.

این نشریه در پایگاه‌های زیر نمایه شده است:

- Scopus
- GeoRef
- Directory of Open Access Journals (DOAJ)
- پایگاه استنادی علوم ایران (ISC)
- پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID)
- پایگاه اطلاعات نشریات کشور (MAGIRAN)
- پایگاه نشریات ادواری ایران (RiCeST)
- CIVILICA

زمین‌شناسی اقتصادی

جلد ۱۲، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۹، شماره پیاپی ۲۶

با شماره پروانه ۲۱۱۲۴ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی
وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد
مدیر مسئول و سردبیر: دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

اعضای هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر چارلز استرن، استاد (دانشگاه کلرادو امریکا)

دکتر محمدحسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سیداحمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

ناشر: انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

انتشار: الکترونیکی

تلفن دفتر نشریه: ۰۵۱-۳۸۸۰۴۰۵۰

پست الکترونیک: econg@um.ac.ir

نشانی وب سایت: <http://econg.um.ac.ir>

مشاوران علمی این شماره:

دکتر محمدحسن کریم پور، استاد، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر آزاده ملکزاده شفارودی، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر سید سعید محمدی، استاد، پترولوژی (دانشگاه بیرجند)
دکتر محمود خلیلی، استاد، پترولوژی (دانشگاه اصفهان)
دکتر حسن زمانیان، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه لرستان)
دکتر مهرداد براتی، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بوعلی سینا)
دکتر علی اصغر سپاهی، استاد، پترولوژی (دانشگاه بوعلی سینا)
دکتر زهرا بنیادی، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بین المللی امام خمینی قزوین (ره))
دکتر محمد ابراهیمی، دانشیار، پترولوژی (دانشگاه زنجان)
دکتر رامین صمدی، استادیار، پترولوژی (دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد)
دکتر علی اکبر حسن نژاد، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه دامغان)
دکتر محمد بومری، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه سیستان و بلوچستان)
دکتر علی عابدینی، استاد، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه ارومیه)
دکتر حسین کوهستانی، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه زنجان)
دکتر فرهنگ علی یاری، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه صنعتی ارومیه)
دکتر قاسم نباتیان، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه زنجان)
دکتر زهرا اعلمی نیا، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه اصفهان)
دکتر هاشم باقری، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه اصفهان)
دکتر صدیقه زیرجانی زاده، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (مجتمع آموزش عالی گناباد)

ویراستار متن فارسی: سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن انگلیسی: دکتر علی پیروی (مرکز ویراستاری دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی: دکتر آزاده ملکزاده شفارودی (دانشگاه فردوسی مشهد)

کارشناس اجرایی و صفحه آرا: سارا حبیبی (گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد)

نشانی: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دفتر نشریه

زمین شناسی اقتصادی، کدپستی ۴۸۹۷۴-۹۱۷۷۹

سخن سردبیر

با سلام

21 شهریور سالگرد تأسیس انجمن زمین‌شناسی اقتصادی را به اساتید، پژوهشگران و دانشجویان رشته زمین‌شناسی اقتصادی و رشته‌های مرتبط در سراسر کشور صمیمانه تبریک و شادباش می‌گویم. ضمن استعانت از خداوند قادر متعال برای تحقق اهداف این انجمن، برای همکاران محترم آرزوی سلامت، موفقیت، همدلی و تلاش در جهت ارتقای جایگاه زمین‌شناسی اقتصادی ایران را دارم.

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقشی مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا کرده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه‌ای مستقیم با دانایی انسان‌ها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاه ویژه‌ای در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای آمریکا، از 104 سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود چهار نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن یادشده نقشی مهم در تولید مس و اقتصاد آمریکا در طول تمامی این سال‌ها داشته است. کشورهای توسعه‌یافته، برنامه‌های ویژه و توجه جدی به اکتشاف و استخراج مواد معدنی دارند؛ از جمله می‌توان کشورهای استرالیا، کانادا، آمریکا و چین را نام برد. زمین‌شناسان اقتصادی و رشته‌های مرتبط، مسئولیت شناسایی، اکتشاف و مدیریت ذخایر معدنی را در کشورهای توسعه‌یافته برعهده دارند. موفقیت در کشف ذخایر معدنی، مرهون زمین‌شناسان اقتصادی باتجربه، کارآمد، ماهر و برخوردار از آخرین یافته‌های دانش زمین‌شناسی اقتصادی است. با نگاهی به گذشته، می‌توان دریافت که ایرانی‌ها در کشف و ذوب فلزات، دارای تاریخچه درخشان و با قدمت چندین هزار ساله‌اند. نخستین آلیاژ (برنز) توسط ایرانی‌ها اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به توانایی بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد کرد تا از طریق آموزش، پژوهش‌ها و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه در کشف ذخایر معدنی را برای کشور مهیا سازد.

انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران مصمم است با همدلی و تلاش اساتید، پژوهشگران، دانشجویان و دستگاه‌های اجرایی مرتبط با برنامه‌ریزی، گام‌های مهمی در راستای تحقق جایگاه مناسب اکتشاف ذخایر معدنی در کشور را فراهم کند. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

- 1) هدفمند کردن تحقیقات و پژوهش‌ها در زمین‌شناسی اقتصادی (اکتشافات ذخایر معدنی). با توجه به توانایی و شرایط زمین‌شناسی و اولویت‌های تحقیقاتی - اکتشافی در خصوص اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق مختلف کشور، این امر با مشارکت اساتید، پژوهشگران و دستگاه‌های اجرایی محقق خواهد شد. اساتید، پژوهشگران، دانشجویان دکتری و کارشناسی ارشد دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرح‌های مزبور خواهند شد. در خصوص تعیین اولویت‌ها، مؤلفه‌های متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: 1- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، 2- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، 3- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایق‌های حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، 4- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش

افزوده، 5- توجه جدی به مسایل زیست محیطی اکتشاف و استخراج معادن، 6- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، 7- اکتشاف مواد راهبردی و 8- سایر مؤلفه‌ها.

(2) رصد کردن آموزش و تحقیقات زمین شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه یافته و بومی سازی و به روز رسانی آموزش و پژوهش زمین شناسی اقتصادی در ایران.

(3) خوشبختانه نشریه زمین شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی - پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش های زمین شناسی اقتصادی در کشور را فراهم کرده است. با عنایت به این مهم که نشریه زمین شناسی اقتصادی، نمادی از متخصصان زمین شناسی اقتصادی ایران است؛ لذا از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می شود بهترین مقاله های علمی - پژوهشی خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.

(4) برنامه ریزی برای برگزاری کارگاه های آموزشی و تخصصی.

فهرست

- 269 **بررسی سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی کانسار مس پورفیری سرچشمه، با تأکید بر گرانودیوریت و کوارتز چشمی پورفیری**
محمد معانی‌جو، محمد مستقیمی، مهدی عبداللهی ریشه و علی‌اصغر سپاهی
- 299 **زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، زمین‌شیمی و منشأ کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد (خاور زنجان)**
شیوا کردیان، میرعلی اصغر مختاری، حسین کوهستانی و سمیه ویسه
- 327 **ژئوشیمی و اسپکتروسکوپی رامان آگات‌های سه‌قلعه، شمال غرب بیرجند (ایران مرکزی)**
مهدی رضائی کهخانی، حدیثه آقائی قوجه و فرح‌الله فردوست
- 341 **پراکندگی و توزیع ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و کانساری در کانسار رگه‌ای چاه‌مسی، شمال شهر بابک**
سارا درگاهی، مریم سروری‌زاده و محسن آروین
- 359 **باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، شمال کردستان؛ شواهدی از ماگماتیسیم کرتاسه-پالئوسن در پهنه سنندج-سیرجان**
فرید عبداللهی، قاسم نباتیان، جیان‌وی لی، مریم هنرمند و محمد ابراهیمی
- 377 **بررسی میان‌بارهای سیال در رگه‌های کانی‌سازی مس، کانی‌سازی فلوریت-باریت، زون دگرسانی و بررسی شرایط رخداد کانی‌سازی در شمال غرب گناباد، استان خراسان رضوی**
صدیقه زیرجانی‌زاده، محمدحسن کریم‌پور، سمیه سمیعی و اعظم انتظاری هرسینی
- 399 **زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی، زمین‌شیمی، بررسی سیالات درگیر، پتروژنز و سن‌سنجی دایک‌های دیوریتی محدوده مس رباعی (جنوب دامغان)**
مهدی مهدوی‌آکردی، آزاده ملک‌زاده شفارودی، محمدحسن کریم‌پور و بهنام رحیمی
- 433 **نقش pH، ماده آلی و شدت هوازدگی بر روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناختی لاتریت‌های نیکل‌دار در منطقه بوانات، استان فارس**
محمدعلی رجب‌زاده و معصومه هدایتی



بررسی سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی کانسار مس پورفیری سرچشمه، با تأکید بر گرانودیوریت و کوارتز چشمی پورفیری

محمد معانی جو^{1*}، محمد مستقیمی¹، مهدی عبداللهی ریسه² و علی اصغر سپاهی¹

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، کد پستی 65174-33391، ایران

(2) مجتمع معدنی مس سرچشمه، شرکت ملی صنایع مس ایران، رفسنجان، ایران

دریافت مقاله: 1398/03/05، پذیرش: 1398/10/17

چکیده

کانسار مس پورفیری سرچشمه در بخش جنوب شرقی کمر بند ارومیه - دختر و در کمر بند دهج - ساردوئیه واقع شده است. این کمر بند با روند شمال غربی - جنوب شرقی در استان کرمان واقع شده و بیشترین حجم ماگماتیسیم و نیز کانی سازی پورفیری را به خود اختصاص داده است. رخنمون های سنگی در محدوده معدن شامل استوک گرانودیوریتی سرچشمه و پورفیری دانه ریز تأخیری، توده های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری، ولکانیت ها یا سنگ میزبان آندزیتی و دایک های هورنبلند پورفیری، بیوتیت پورفیری و فلدسپار پورفیری با ترکیب دیوریتی است. همچنین توده های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری پیش از توده های نفوذی کانی ساز (از جمله سرچشمه پورفیری و پورفیری دانه ریز تأخیری) تزریق شده اند. بر اساس بررسی های سنگ شناسی و ژئوشیمیایی، توده های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری در محدوده سنگ های گرانودیوریتی حاصل از یک ماگمای کالک آلکالین قرار می گیرند و لذا توده های نفوذی مورد بررسی از نوع پرآلومینوس و پتاسیم بالا هستند. غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و عناصر LILE نسبت به HFSE، تشکیل ماگما را در پهنه فروراشی تأیید می کند؛ همچنین نسبت های عناصر نادر خاکی و کمیاب (از جمله: Ba/Nb، Sr/Y، Ba/Ta و ...) بیانگر آن است که این توده های نفوذی در یک پهنه فروراشی و از یک کمان ماگمایی غنی شده حاصل شده اند که این غنی شدگی می تواند ناشی از متاسوماتیسیم شدید منبع گوشته ای با میزان پایین ذوب بخشی محل منشأ و آلودگی ماگما با مواد پوسته ای و همچنین ماگما های کالک آلکالین حاصل از میزان زیاد ذوب بخشی یا حاصل ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتیس باشد. محیط زمین ساختی کانسار سرچشمه و توده های مورد بررسی، بیانگر یک محیط پس از برخوردی است که کانی سازی در آن صورت گرفته است.

واژه های کلیدی: کانسار مس پورفیری سرچشمه، گرانودیوریت، کوارتز چشمی پورفیری، فروراش، محیط پس از برخوردی

مقدمه

هیمالیا منطبق است و مانند دیگر کمان های ماگمایی حاشیه قاره،

میزبان کانسارهای مس - مولیبدن به همراه دیگر کانسارهای

کمر بند ارومیه - دختر بر کمر بند جهانی کوه زایی - فلز زایی آلپ -

توده‌های نفوذی کم‌ژرفای نوع کوه پنج با ماهیتی آداکتی و همراه با کانسارسازی مس پورفیری و یا کانی‌سازی محدود از نوع پورفیری جایگزین شده‌اند و می‌توان اظهار کرد که کانی‌سازی مس پورفیری کمر بند دهج-ساردوئیه و منطقه کرمان با توده‌های نفوذی و جوان کوه پنج همراه بوده و این توده نفوذی در بخش شمال‌غربی کمر بند یادشده رخنمون دارد (McInnes et al., 2005; Shafiei et al., 2009; Aghazadeh, 2015) و بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی انجام‌شده بر روی آنها، توده‌های جبال بارز دامنه سنی $29/0 \pm 7/3$ تا $16/9 \pm 0/2$ میلیون سال (Ghorashizadeh, 2003; McInnes et al., 1978) و توده‌های نفوذی و جوان کوه پنج دارای محدوده سنی $13/3 \pm 1/1$ تا $4/9 \pm 0/4$ میلیون سال دارند (Ghorashizadeh, 1978; McInnes et al., 2005; McInnes et al., 2003).

فاز اصلی نفوذی و مولد کانسارسازی در منطقه سرچشمه استوکی با ترکیب گرانودیوریتی تا تونالیتی است که این استوک عامل اصلی کانی‌سازی در کانسار سرچشمه تلقی می‌شود. این استوک در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده و آنها را تحت تأثیر دگرسانی قرار داده است؛ به‌طوری‌که دگرسانی پتاسیک در مرکز سیستم قرار می‌گیرد و به‌طرف حاشیه دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک مشاهده می‌شود. این در صورتی است که دگرسانی گرمابی و کانی‌سازی در سرچشمه بر روی استوک متمرکز شده و به‌طور گسترده‌ای هم‌زمان با جایگزینی آن واقع شده است (Maanijou, 2013; and Mostaghimi, 2013).

تاکنون بر روی کانسار مس پورفیری سرچشمه بررسی‌های جامع و گسترده‌ای صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان موارد زیر را نام برد:

بررسی‌های ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی، تهیه مقاطع و نقشه‌های زمین‌شناسی و عیار مس، تهیه نقشه‌های مناطق هم‌عیار مس و مولیدن و در نهایت تعیین ذخیره نهایی، بررسی سیالات درگیر برای تعیین دمای توده‌های کانی‌ساز کانسار سرچشمه و نقش

وابسته به این خاصیتگاه‌های ژئودینامیکی است (Shahabpour, 1999). انواع گوناگون ماگماتیسزم در طول این کمر بند اتفاق افتاده است که مهم‌ترین آنها شامل واحدهای کالک‌آلکان، کالک‌آلکان غنی از پتاسیم و به‌صورت موضعی آلکان است (Shahabpour, 2005). واحدهای سنگی کالک‌آلکان به‌طور عمده از ولکانیک‌های ائوسن و نفوذی‌هایی با سن میوسن تشکیل شده‌اند. بخش جنوب‌شرقی این کمر بند، با عنوان کمر بند دهج-ساردوئیه خوانده می‌شود (Dimitrijevic, 1973; Asadi et al., 2014) و می‌توان اظهار کرد که ماگماهای ایجادشده در این کمر بند به دوران سنوزوئیک تعلق داشته و در ائوسن به‌صورت فرایندهای آتشفشانی و در الیگوسن بیشتر به‌صورت نفوذ ماگما نمود داشته است (Dimitrijevic, 1973; Maanijou, 1993). کمر بند دهج-ساردوئیه را می‌توان بر پایه ویژگی‌های زمین‌شناسی و رخداد کانسار و به‌عبارتی کانی‌سازی به دو بخش شمال‌غربی (کوه پنج) و جنوب‌شرقی (جبال بارز) تقسیم کرد. لذا همان‌طور که در شکل 1 نشان داده شده است، در بخش شمال‌غربی کمر بند دهج-ساردوئیه، کانسارهای مس پورفیری بیشتری تشکیل شده است که این امر می‌تواند فرسایش و از بین رفتن کانسارهای بخش دیگر را مورد توجه قرار دهد. در این کمر بند نهشته‌های ائوسن با توالی از سنگ‌های بازیک تا فلسیک ائوسن زیرین به نام مجموعه بحر آسمان نام‌گذاری شده‌اند (Dimitrijevic, 1973) و بر روی این مجموعه، توالی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی رازک با سن ائوسن قرار دارد که به عقیده شهاب‌پور (Shahabpour, 2007) مجموعه‌های بحر آسمان و رازک ماهیت کالک‌آلکان و به‌طور فرعی ماهیت تولیتی دارند و بر روی این دو مجموعه سنگ‌های ائوسن پایانی-الیگوسن میانی مجموعه هزار با ماهیتی شوشونیتی قرار دارد (Hassanzadeh, 1993). همچنین حجم فعالیت ماگمایی از ائوسن زیرین به سوی الیگوسن میانی کاهش؛ ولی میزان عناصر آلکالی-ماگماها افزایش پیدا می‌کند (Aghazadeh, 2015). در طی دوره میوسن، به‌خصوص میوسن میانی-بالایی،

بحث‌برانگیز است و از کرتاسه پسین (Berberian and King, 1981) تا میوسن (Berberian and Berberian 1981; Berberian et al., 1982; Sengor et al., 1988; Mohajjel et al., 2003) و یا پلیوسن پایانی (Stocklin, 1968) متفاوت است؛ اما شواهدی مبنی بر رخداد برخورد اولیه در ائوسن پایانی-الیگوسن توسط برخی پژوهشگران ارائه شده است (Ballato et al., 2010) و وردل و همکارانش (Verdel et al., 2011) برخورد اولیه را در زمان میوسن می‌دانند. تکامل این کمربند، با مراحل متوالی بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس شامل فرورانش در کرتاسه-الیگوسن و برخورد قاره-قاره در نئوژن مرتبط است (Berberian et al., 1982; Ricou, 1994; Mohajjel et al., 2003; McClay et al., 2004; Shahabpour, 2005; Agard et al., 2005, Agard et al., 2011). از جمله شواهدی که وجود یک حوضه اقیانوسی نئوتتیس را در ایران تأیید می‌کند، حضور توالی‌های افیولیتی است که این توالی به‌طور ناپیوسته در قسمت‌های مختلف زون ایران مرکزی برون‌زد دارند (Hooper et al., 1994; Glenni, 2000). همچنین این کمربند، میزبان فعالیت‌های قابل توجهی در زمان ترشیری است که ویژگی‌های کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای (Berberian and Berberian, 1981; Berberian et al., 1982; Emami, 2000; Mohajjel et al., 2003; Maanijou et al., 2012b; Asadi et al., 2014; Asadi, 2018) را نشان می‌دهد. همچنین به اعتقاد (Shahabpour, 2005) عده‌ای از پژوهشگران کمان ماگمایی ارومیه دختر به‌وسیله ماگماتسم ترشیاری میزبان شده و این ماگماتسم یا نتیجه فعالیت‌های کمان قاره‌ای است (Berberian et al., 1982; Emami, 2000; Alirezaei et al., 2017) و یا حوضه‌های پشت کمانی. سنگ‌های آتشفشانی کمان ارومیه-دختر اغلب در طول زمان ائوسن حاصل شده‌اند (Farhoudi, 1978; Shahabpour, 2005) و قدیمی‌ترین آنها مربوط به ائوسن زیرین است (Emami, 2000) و همچنین عمرانی و همکاران (Omrani et al., 2008) بیان کردند که فعالیت‌های ماگمایی کمربند ارومیه-دختر به ائوسن محدود نمی‌شود. سنگ‌های

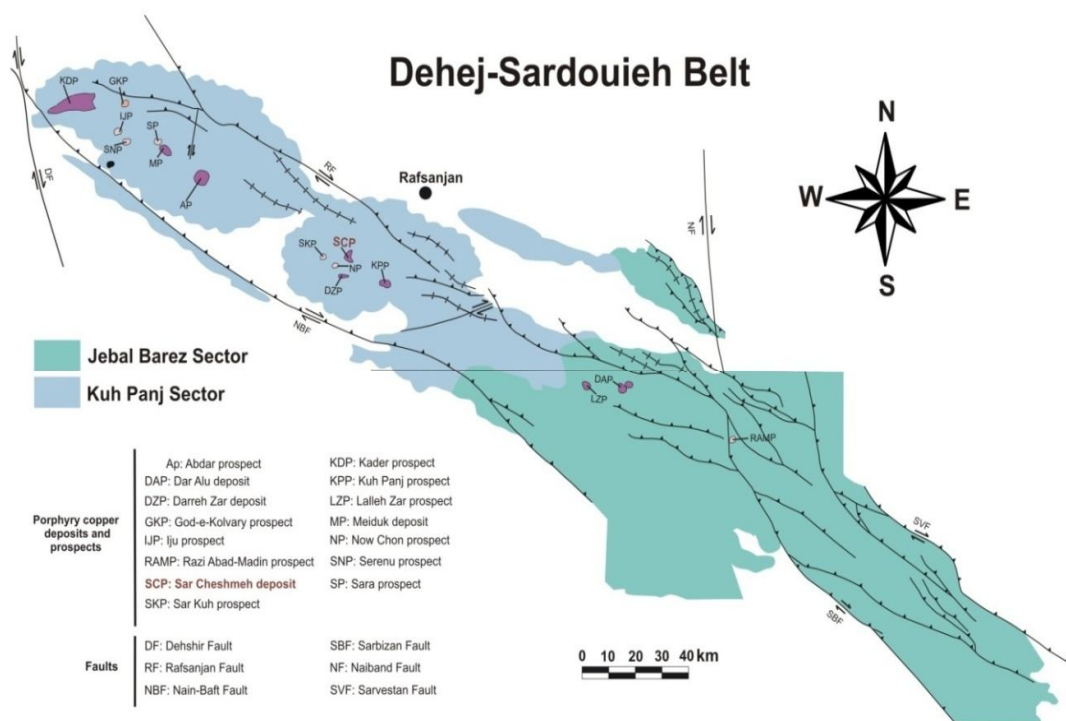
سیال در ایجاد دگرسانی و کانی‌سازی (Etminan, 1978; Hezarkhani, 2006; Maanijou et al., 2012a) مطالعه و بررسی کانه‌زایی مس-مولیبدن، مراحل مختلف دگرسانی، بررسی‌های سنگ‌شناسی و تعیین سن توده‌های نفوذی و سازندهای زمین‌شناسی، مطالعه بر روی رگه‌های پلدی‌متال و بررسی ایزوتوپ‌های سرب و همچنین جایگاه زمین‌ساختی کانسار، مطالعه ژئوشیمی گوسن‌ها، بررسی سیستماتیک عناصر هالوژن مرتبط با فرایندهای کانی‌ساز مس، بررسی ایزوتوپ‌های پایدار، محاسبه موازنه جرم در زون‌های دگرسانی گرمایی، پتروژنز و تعیین سن U-Pb توده‌های نفوذی (Waterman and Hamilton, 1975; Shahabpour, 1982; Shahabpour and Keramers, 1987; Atapour and Aftabi, 2007; Shafiei, 2010; Boomeri et al., 2010; Maanijou et al., 2012a; Mostaghimi, 2012; Maanijou and Mostaghimi, 2013; Aghazadeh, 2015). با وجود این پژوهش‌های جامع و تا حدی تخصصی بر روی کانسار سرچشمه، هنوز بررسی دقیق و یا منتشر شده‌ای بر روی ویژگی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری انجام نشده است. لذا در این پژوهش سعی داریم، با ارائه بررسی‌های دقیق صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی به معرفی این گروه‌های سنگی بپردازیم. همچنین لازم به ذکر است گروه‌های سنگی یادشده بدون کلدی‌سازی و یا کانی‌سازی محدود بوده و اغلب در قسمت‌های شمالی و شمال‌غربی کانسار قابل مشاهده‌اند.

کمربند ارومیه-دختر و زمین‌شناسی منطقه‌ای

کمربند ارومیه-دختر به‌واسطه کوه‌زایی زاگرس رخ داده است؛ لذا کوه‌زایی زاگرس به‌عنوان بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ-همیالیا، در نتیجه برخورد صفحه عربی و اوراسیا و بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در میان این صفحات تشکیل می‌شود (Sengor et al., 1988; Alavi, 2004; Agard et al., 2005; Asadi et al., 2014). با این حال، زمان پایان فرورانش و برخورد صفحه عربی به ایران مرکزی بسیار

تمامی کانسارهای موجود در این کمربند در ارتباط با گرانیتوئیدهای هستند که این گرانیتوئیدها ناشی از فروزش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و با سن ائوسن تا میوسن هستند (McInnes et al., 2003).

نفوذی کمربند ارومیه-دختر با مقایسه، اغلب مرتبط به الیگو-میوسن هستند و رخداد آنها یا با فرایندهای فروزشی (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 1994, 2007; Omrani et al., 2009; Jamali, 2017; Ramezani et al., 2018; Boomeri et al., 2019) و یا با فرایندهای ریفی (Amidi et al., 1984) تفسیر می‌شوند.



شکل 1. پراکندگی و موقعیت کانسارها، محدوده‌های امیدبخش با نوع پورفیری و کانسار سرچشمه در کمربند دهج-ساردوئیه (Dimitrijevic, 1973; Walker, 2006; Shafiei, 2010) و موقعیت مجموعه‌های کوه پنج و جبال بارز در کمربند دهج-ساردوئیه

Fig. 1. Distribution and position of PCDs, promising areas, and Sarcheshmeh deposit in Dehaj-Sardouieh Belt (Dimitrijevic, 1973; Walker, 2006; Shafiei, 2010) and position of Kuh-Panj and Jebal Barez Sectors in the Dehaj-Sardouieh Belt.

سن میوسن میانی است (Shahabpour, 1982) که این استوک عامل اصلی کانه‌زایی در سرچشمه تلقی می‌شود. استوک سرچشمه پورفیری دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول بوده که دارای بافتی پورفیری در زمینه‌ای میکروگرانولار است (Aghazadeh, 2015). زمین‌شناسی منطقه سرچشمه شامل مجموعه‌ای آتشفشانی-رسوبی به سن

زمین‌شناسی کانسار سرچشمه

در نتیجه فعالیت‌های ماگمایی و زمین‌ساخت عنوان شده، در طول زمان میوسن یک استوک کالک‌آلکالین پورفیری در منطقه سرچشمه نفوذ کرده است. فاز اصلی نفوذی و مولد کانسار سازی در منطقه سرچشمه همان استوک کالک‌آلکالین و با ترکیب گرانودیوریتی و استوک‌ورک‌های سیلیسی فراوان و به

اٲوسن است که یکی از جالب‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه است. استوک سرچشمه پورفیری در این سنگ‌های آتشفشانی -رسوبی نفوذ کرده و آنها را تحت تأثیر دگرسانی قرار داده است. لذا قدیمی‌ترین واحدهای سنگی محدوده معدن، همین سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری اٲوسن هستند (Bazin and Hubner, 1969; Waterman and Hamilton, 1975; Aghazadeh, 2015) و این سنگ‌های میزبان اغلب ترکیب آندزیتی و گاهی تراکی‌آندزیت بازالتی تا آندزیت بازالتی دارند که همراهی آنها با رسوبات این دوره نشان‌دهنده محیطی آتشفشانی -رسوبی زیردریایی در آن زمان است (Waterman and Hamilton, 1975; Etminan, 1977; Shahabpour, 1982). آندزیت‌های میزبان کانی‌سازی به‌خصوص در نزدیکی کانسار به‌شدت خرد شده‌اند و گاه در قسمت‌های شرقی و نزدیک توده‌های نفوذی با کانی‌سازی رگچه‌ای همراه هستند و به سمت قسمت‌های حاشیه‌ای و ترازهای بالاتر (به‌خصوص قسمت‌های غربی و ترازهای بالای 2700 متری)، حالتی متراکم و سخت با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بافتی پورفیری دارند و همراه با سنگ‌های آذرآواری نیز دیده می‌شوند. توده نفوذی لیت‌فاین پورفیری¹ به عنوان فاز تأخیری استوک سرچشمه پورفیری در نظر گرفته می‌شود (Waterman and Hamilton, 1975). این توده نفوذی، بافت پورفیری دانه‌ریز داشته و به علت وجود استورک‌ورهای کمتر در ساختار، عیار مس کمتر و ساختاری سخت و محکم‌تر و همچنین فنوکریست‌های تا حدی ریزتر از سرچشمه پورفیری؛ به راحتی از سرچشمه پورفیری قابل تشخیص است. این توده‌ی نفوذی در مراحل میانی دگرسانی و کانه‌زایی، در قسمت مرکزی و شرقی معدن و در سنگ‌های قدیمی‌تر نفوذ کرده است (به‌طوری‌که زینولیت‌های فراوانی در آن دیده می‌شود که احتمالاً از سنگ‌های آتشفشانی اٲوسن حاصل شده است) و به‌ویژه در قسمت شمال‌شرقی ناحیه معدن باعث کاهش عیار و حتی قطع شدن کانه‌زایی مس -مولیبدن شده است و این استوک به‌عنوان استوک دوم در سرچشمه

شناخته می‌شود و اندازه آن از استوک پورفیری سرچشمه کوچک‌تر است. همچنین چندین توده‌ی نفوذی در کانسار سرچشمه رخنمون دارد که برخی پیش از استوک پورفیری سرچشمه و برخی پس از آن جایگزین شده‌اند. آقازاده (Aghazadeh, 2015) معتقد است که توده گرانودیوریتی که در بخش شمالی و شمال‌غربی کانسار رخنمون دارد؛ قدیمی‌ترین توده موجود در محدوده کانسار سرچشمه است، توده نفوذی دیگر که با عنوان کوارتز چشمی پورفیری خوانده می‌شود، در قسمت‌های شمالی کانسار رخنمون داشته و از لحاظ سنی پیش از استوک پورفیری سرچشمه جایگزین شده و درون توده‌ی گرانودیوریتی و در حاشیه آن نفوذ کرده است (شکل 2) (در قسمت پتروگرافی به تفصیل به معرفی این دو توده نفوذی و علت نام‌گذاری آنها خواهیم پرداخت).

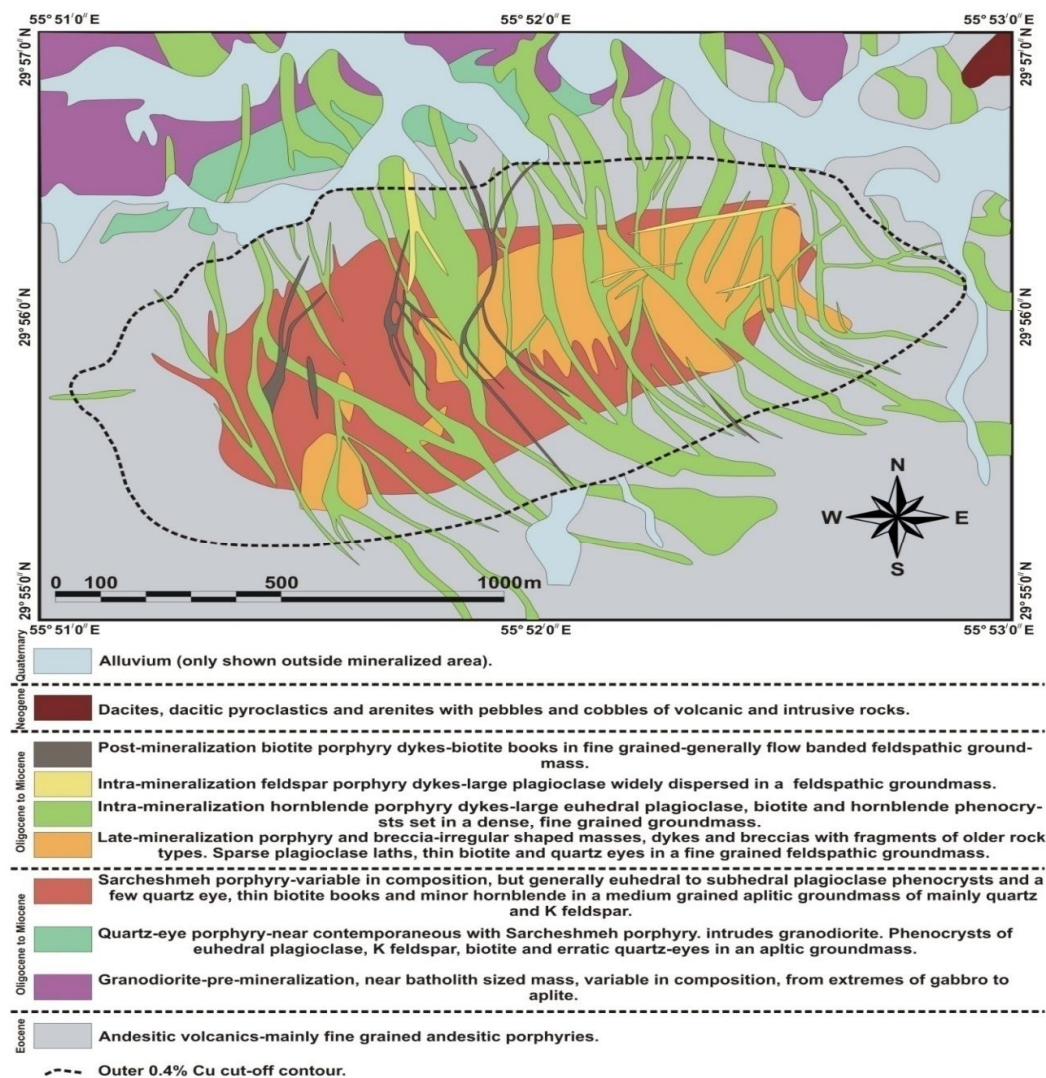
با نفوذ استوک پورفیری سرچشمه دایک‌هایی هم‌زمان با کانه‌زایی و بعد از آن، با روند شمال -شمال‌غربی و جنوب -جنوب‌شرقی در سنگ‌های قدیمی‌تر منطقه از جمله سنگ‌های آندزیتی، استوک پورفیری سرچشمه و پورفیری دانه‌ریز تأخیری نفوذ کرده و آنها را قطع کرده‌اند و در نتیجه این رخداد، شکستگی، جابه‌جایی و قطع‌شدگی کانه‌زایی در قسمت‌های مختلفی از استوک ایجاد شده است. بررسی‌های میکروسکوپی و شواهد صحرایی نشان می‌دهند که هیچ‌گونه شواهدی مبنی بر دگرگونی مجاورتی در محل تماس دایک‌ها با سنگ‌های درون‌گیر وجود ندارد. بنابراین این فرضیه که در هنگام نفوذ دایک‌ها به سنگ میزبان، کل مجموعه از حرارت زیادی برخوردار بوده و مانع وقوع دگرگونی مجاورتی در محل برخورد شده است، قوت می‌گیرد (Etminan, 1977; Mostaghimi, 2012).

دایک‌ها به ترتیب فراوانی و با توجه به فنوکریست‌های موجود در آنها عبارتند از: 1- دایک هورنبلند پورفیری، 2- دایک بیوتیت پورفیری و 3- دایک فلدسپار پورفیری. همچنین دایک‌های یادشده دارای ترکیبی دیوریتی بوده و بدو کانه‌زایی

1. late fine-grained porphyry

آتشفشانی تشکیل شده است و سنگ‌های قدیمی‌تر در منطقه مورد بررسی که پایه این سازندها را به وجود آورده‌اند، رخمون ندارند و به همین دلیل بیشتر سازندهای مورد بررسی مربوط به ترشیری و بعد از آن هستند.

هستند و فقط در بعضی از قسمت‌ها و آن هم در برخورد با توده‌های نفوذی مقدار کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت در دایک‌های هورنبلند پورفیری قابل مشاهده است. در نتیجه، قسمت اعظم این مجموعه از سنگ‌های مختلف با منشأ



شکل 2، نقشه زمین‌شناسی محدوده کانسار مس پورفیری سرچشمه (با تغییر از واترمن و همیلتون (Waterman and Hamilton, 1975)). در این نقشه تمام گروه‌های سنگی معدن سرچشمه اعم از سنگ میزبان آندزیتی، توده‌های نفوذی سرچشمه پورفیری و پورفیری دانه‌ریز تأخیری و دایک‌های مختلف و موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در این پژوهش، شامل گروه‌های سنگی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری قابل مشاهده است.

Fig. 2. Geological map of Sarcheshmeh porphyry copper deposit (modified after Waterman and Hamilton, 1975). In this map common rock types in the Sarcheshmeh (PCD) can be observed including andesitic volcanic rocks, Sarcheshmeh porphyry stock, late fine-grained porphyry, and different dykes as well as position of the rocks under study in this paper include granodiorite and quartz eye porphyry.

سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز

چشمی پورفیری

گرانودیوریت

بافت این گروه‌های سنگی گرانولار است (شکل 3-A و B). کانی‌های اصلی آن کوارتز (30 تا 35 درصد حجمی)، آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز 15 تا 20 درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (40 تا 45 درصد حجمی) و بیوتیت و آمفیبول (حدود 5 درصد حجمی) است (شکل 3-C و D). به نظر می‌رسد پلاژیوکلازهای مشاهده شده در این گروه‌های سنگی احتمالاً از نوع الیگوکلاز-آندزین (بر اساس شواهد تجربی، بافتی و کانی‌شناسی) باشد. بلورهای پلاژیوکلاز نیمه‌وجه‌دار و دارای ماکل پلی‌سینتیک و منطقه‌بندی شیمیایی هستند که این امر نشان‌دهنده تغییر فوگاسیته سیال در طی مراحل سردشدن و یا به عبارتی سردشدن در طی چند مرحله است (Vernon, 2004). این بلورها از مرکز به سمت حاشیه سدی‌تر می‌شوند که این موضوع از روی اپیدوتی‌شدن پلاژیوکلازها نیز قابل بررسی است؛ زیرا این بلورها در مرکز (که از کلسیم غنی‌تر است) نسبت به حاشیه (که بیشتر سدی‌ک است)، بیشتر تحت تأثیر اپیدوتی‌شدن قرار گرفته‌اند. مقادیر جزئی اپیدوت و کلریت، مهم‌ترین کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در این گروه‌های سنگی قابل مشاهده هستند. لذا کانی‌های ثانویه اپیدوت محصول تجزیه پلاژیوکلاز و کلریت محصول تجزیه بیوتیت هستند (شکل 3-A، B، C و D). کانی‌های کمیاب شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن به همراه کانی‌های کدر در زمینه سنگ قابل مشاهده‌اند.

کوارتز چشمی پورفیری

کوارتز چشمی پورفیری از لحاظ ویژگی‌های سنگ‌نگاری بسیار شبیه گرانودیوریت‌ها هستند و از طرفی در قسمت‌هایی دارای رگه-رگچه‌های فراوان هستند و از این رو ممکن است با توده نفوذی سرچشمه پورفیری اشتباه گرفته شوند (شکل 4-A). کانی‌های اصلی آن کوارتز (40 تا 45 درصد حجمی)، آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز 15 تا 20 درصد حجمی)، پلاژیوکلاز

سنگ‌های نفوذی و نیمه‌عمیق و همچنین دایک‌ها، این مجموعه را در بسیاری از نقاط قطع کرده‌اند و به دلیل نبود فسیل در منطقه مورد بررسی، سن مجموعه از روی ارتباط سنگ‌شناسی و مقایسه با سازندهای مشابه در نواحی دیگر تخمین زده شده است. با این روش سن مجموعه را ائوسن بالایی در نظر گرفته‌اند و نهشته‌های رسوبی دوران سوم و چهارم در منطقه گسترش چشم گیر و قابل ملاحظه‌ای دارند (شکل 2). بر اساس بررسی‌های انجام شده در کانسار مس پورفیری سرچشمه، هشت گونه سنگی وجود دارد که شامل استوک پورفیری سرچشمه (با ترکیب گرانودیوریت تا تونالیت) و پورفیری دانه‌ریز تأخیری، توده نفوذی گرانودیوریتی، توده نفوذی کوارتز چشمی پورفیری، ولکانیت‌ها یا سنگ میزبان آندزیتی و دایک‌های هورنبلند پورفیری، فلدسپار پورفیری و بیوتیت پورفیری با ترکیب سنگ‌شناسی دیوریتی است (شکل 2).

روش مطالعه

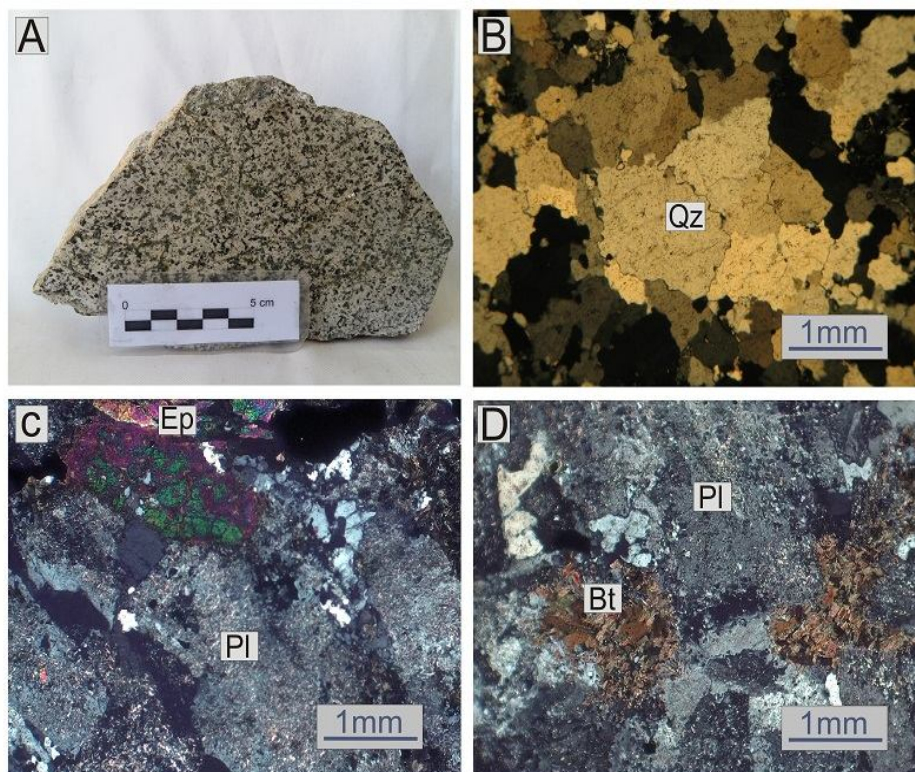
برای بررسی سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی گروه‌های سنگی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری از 40 نمونه مدنظر (شامل نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری حاصل از قسمت‌های مختلف کانسار) تعداد 25 مقطع نازک و نازک صیقلی و 12 نمونه از گونه‌های سنگی عنوان شده که دارای حداقل دگرسانی (LOI کمتر از 5) بوده‌اند را انتخاب و برای مطالعات و بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل به شرکت SGS کانادا ارسال شد. تجزیه زمین‌شیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-AES¹ با ذوب لیتیم متابورات و تجزیه عنصری عناصر فرعی، جزئی و نادر خاکی به روش ICP-MS² و ICP-AES به روش ذوب سدیم پراکسید در شرکت SGS، شعبه تورنتو کانادا انجام شد. میزان خطای آزمایشگاهی نمونه‌ها برای اکسیدهای اصلی کمتر از 2 درصد و برای عناصر کمیاب در دامنه زیر 1000 پی‌پی‌ام است.

1. Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy
2. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

توسط کوارتز پر شده‌اند (شکل B-4) و این حالت دوکی فضاهای خالی بیانگر خروج گاز از یک سنگ درونی است، زیرا این فضاها در سنگ‌های خروجی به صورت مدور و گرد است (Sepahi, 2012). چنان که گفته شد، این فضاهای خالی دوکی شکل توسط سیالات اشباع از سیلیس پر شده و بلورهای کوارتز تشکیل شده‌اند. مقادیر جزئی اپیدوت و سریسیت که مهم‌ترین کانی‌های ثانویه‌ای هستند، در این گروه‌های سنگی دیده می‌شود که محصول تجزیه پلاژیوکلاز هستند.

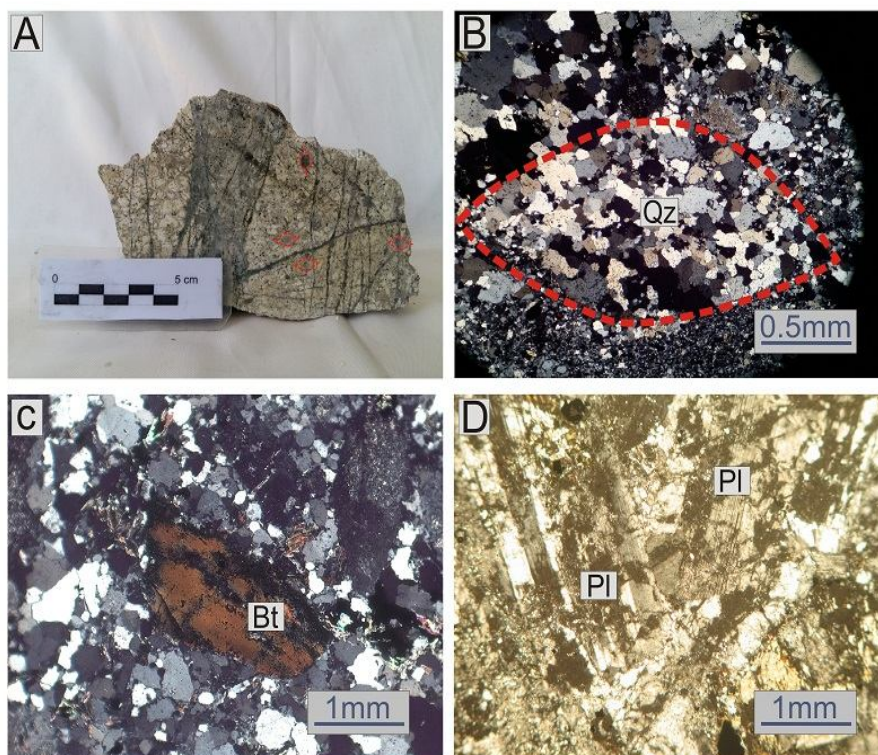
(30 تا 35 درصد حجمی) و بیوتیت و آمفیبول (حدود 5 درصد حجمی) است (شکل B-4، C و D).

کوارتز چشمی پورفیری نسبت به گرانودیوریت‌ها، کوارتز بیشتری دارند و بعضی از بلورهای کوارتز تبلور مجدد یافته و متوسط دانه شده‌اند و لذا به دلیل حضور همین بلورهای کوارتز تبلور یافته، مقادیر عددی SiO_2 در آنالیزهای ژئوشیمیایی بیشتر به دست می‌آید و این تبلور دوباره بیانگر هجوم یک سیال ثانویه اشباع از سیلیس بوده که دوباره سنگ را تحت تأثیر قرار داده است. در این گروه سنگی فضاهای خالی دوکی یا چشمی شکل



شکل 3. A: نمونه دستی از توده نفوذی گرانودیوریت کانسار مس پورفیری سرچشمه (نمونه SPCD 117)، B: تصویر میکروسکوپی بلورهای کوارتز با بافت گرانولار (در حالت XPL)، C: تصویر میکروسکوپی بلورهای درشت یا فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که از حاشیه اپیدوتی شده‌اند (در حالت XPL)، و D: دگرسانی بلورهای بیوتیت به کلریت (در حالت XPL). (نمونه‌های SPCD 117 و SPCD 125). علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 3. A: A hand specimen of granodiorite intrusive of the Sarcheshmeh PCD (Sample SPCD 117), B: Photomicrograph of quartz crystals with granular texture (XPL), C: Photomicrograph of plagioclase phenocrysts that converted to epidote (XPL), and D: The alteration of biotite crystals to chlorite (XPL) (samples SPCD 117 and SPCD 125). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Bt: Biotite, Ep: Epidote, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz).



شکل 4. A: نمونه دستی از کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه (نمونه SPCD 118)، B: تصویر میکروسکوپی تجمعی چشمی شکل از بلورهای کوارتز که با تحت‌تأثیر فشارهای زمین‌ساختی شکسته و به چند دانه کوچک‌تر تبدیل شده و یا تحت‌تأثیر سیالات اشباع از سیلیس در حفره‌های دوکی شکل تبلور مجدد یافته‌اند. (در حالت XPL)، C: تصویر میکروسکوپی بلورهای بیوتیت اولیه و پلاژیوکلاز (در حالت XPL) و D: بلورهای پلاژیوکلاز که تحت‌تأثیر دگرسانی به‌طور خیلی جزئی آن هم در سطح کانی، سریسیتی شده‌اند (در حالت XPL). (نمونه‌های SPCD 118 و SPCD 129). علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz).

Fig. 4. A: A hand specimen of quartz eye porphyry intrusive of the Sarcheshmeh PCD (sample SPCD 118), B: Photomicrograph of eye shaped accumulation of quartz crystals, which has been broken due to tectonic pressures and turned into several smaller grains, or recrystallized from saturated silica fluids in the spindle shaped cavities (XPL), C: Photomicrograph of primary biotite and plagioclase crystals (XPL), and D: Photomicrograph of plagioclase crystals that have been weakly altered on the surface to sericite (XPL) (samples SPCD 118 and SPCD 129). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Bt: Biotite, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz).

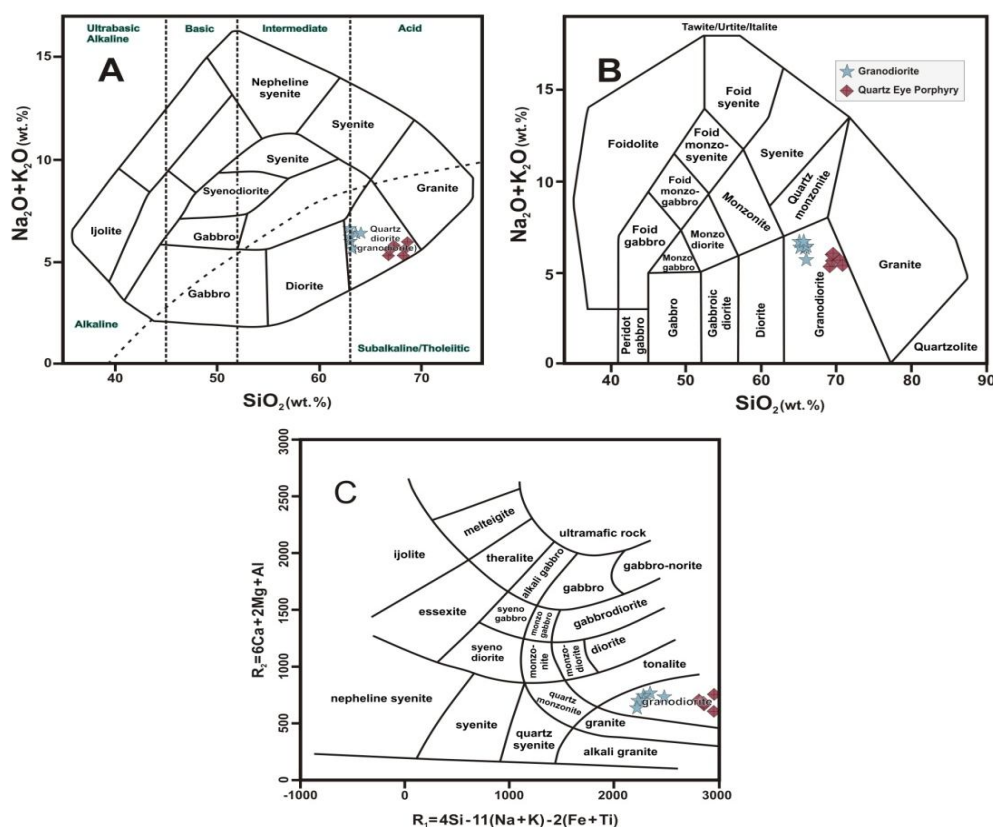
سنگ‌نگاری) در مورد منشأ سنگ‌ها، فرایندهای مهم در شکل‌گیری و خاستگاه زمین‌ساختی آنها و تحولات روی داده در طی صعود مذاب به سمت سطح زمین باشند. همچنین فرایندهای بسیاری مانند ویژگی‌های منشأ، ذوب‌بخشی و فرایندهای متداول در اعماق کمتر، مانند آلاینش پوسته‌ای یا تبلور تفریقی، بر ماهیت گدازه‌هایی که به سطح زمین می‌رسند، مؤثر خواهد بود (Farmer, 2003; Zahang et al., 2009).

سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتزهای چشمی پورفیری

سنگ‌شناسی یا پترولوژی قسمتی از علم زمین‌شناسی است که موضوع آن نحوه تشکیل، منشأ، ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی، توصیف و طبقه‌بندی سنگ‌هاست (Sepahi, 2012). از این‌رو این بررسی‌ها می‌توانند تا حد زیادی اثبات‌کننده تفسیرهای ارائه‌شده (بر طبق مشاهدات صحرایی و بررسی‌های

نمونه‌ها در محدوده گرانودیوریت واقع شده‌اند (شکل B-5). برای نام‌گذاری نمونه‌های حاصل از دو گروه سنگی یادشده که در قسمت‌های شمال‌غربی کانسار مس پورفیری سرچشمه رخنمون دارند، از نسبت‌های کاتیونی نیز استفاده شده است. این نمودار طبقه‌بندی بر پایه نسبت‌های کاتیونی ارائه شده و بر حسب میلی کاتیون است. از جمله این نمودارها، نمودار R_2-R_1 یا نمودار دلاروش و همکاران (De la Roche et al., 1980) است؛ لذا همان‌گونه که از این نمودار در شکل C-5 برمی‌آید، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سنگ‌های گرانودیوریتی قرار می‌گیرند.

توجه به داده‌های شیمیایی سنگ کل از 6 نمونه سنگ گرانودیوریتی و 6 نمونه سنگی حاصل از کوارتز چشمی پورفیری شمال‌غرب کانسار سرچشمه (جدول 1)، به بررسی سنگ‌شناختی یا پترولوژی این گروه‌های سنگی پرداخته‌ایم، لذا با توجه به نمودار کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) که در آن تغییرات Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 بررسی می‌شود، همه نمونه‌های مورد بررسی از دو گونه سنگی یادشده در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل A-5). همچنین با توجه به نمودار میدلموست (Middlemost, 1985) که در آن هم تغییرات Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 بررسی می‌شود،



شکل 5. موقعیت نمونه‌های حاصل از گروه‌های سنگی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه، A: با استفاده از نمودار کاکس و همکاران (Cox et al., 1979)، B: با استفاده از نمودار میدلموست (Middlemost, 1985) و C: با استفاده از نمودار دلاروش و همکاران (De la Roche et al., 1980)

Fig. 5. Plotting of samples from granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD, A: on Cox et al. (1979) diagram, B: on Middlemost (1985) diagram, and C: on De La Roche et al. (1980) diagram

جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی (GR) و کوارتز چشمی پورفیری (QE) کانسار مس پورفیری سرچشمه به روش ICP-AES و ICP-MS (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است).

Table 1. Chemical analyses of samples from granodiorite (GR) and quartz eye porphyry (QE) intrusives of the Sarcheshmeh PCD by ICP-AES and ICP-MS.

S. N.	W33-1R	W33-4R	W35-2R	W35-3R	W33-2R	W33-3R	N2-6R	SE148-3R	W42-1R	SE148-4R	N2-7R	SE148-6R
intrusive	GR	GR	GR	GR	GR	GR	QE	QE	QE	QE	QE	QE
SiO₂	62.8	63.1	63.6	62.8	63.4	62.8	66.8	66.9	68.2	68.4	68.6	67.3
TiO₂	0.64	0.7	0.61	0.7	0.8	0.62	0.68	0.22	0.29	0.24	0.31	0.29
Al₂O₃	14.2	14.7	14.9	14.1	14.3	14.2	14.1	14.3	14.8	14.4	14.6	15.1
Fe₂O₃	7.15	5.49	6.19	5.42	5.4	6.44	4.18	4.77	4.06	4.2	4.3	3.8
MnO	0.01	0.03	0.1	0.03	0.02	0.03	0.09	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
MgO	1.85	2.66	1.65	2.72	2.6	2.1	1.24	1.17	0.74	1.19	0.98	1.2
CaO	2.47	2.87	3.14	3.19	2.87	3.36	3.81	3.14	2.56	2.42	3.4	2.85
Na₂O	2.6	2.2	2.6	2.2	2.8	2.6	1.1	1.6	1.1	1.4	2.1	1.6
K₂O	3.9	3.35	3.75	3.87	3.56	3.55	4.12	3.9	4.1	4.12	3.8	4.1
P₂O₅	0.29	0.31	0.27	0.3	0.29	0.27	0.33	0.12	0.21	0.31	0.12	0.24
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	4.82	5.18	3.6	4.9	3.7	3.9	4.11	4.47	4.53	3.8	2.56	3.7
Total	100.7	100.6	100.4 2	100.2 4	99.75	99.88	100.5 7	100.62	100.6 1	100.52	100.7 9	100.21
Ti	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	0.7	0.6	0.8	0.7	0.7
V	108	126	107	120	118	131	121	35	61	78	102	69
Co	20.2	11.8	31.2	11.8	18.9	11.7	25.3	5	8.5	9.5	10.7	8.6
Ni	19	12	12	9	11	12	<5	<5	6	5	6	6
Cu	3280	1300	1720	1360	1955	2595	5630	1700	4430	4500	3800	6200
Zn	73	237	73	244	83	74	95	15	7	18	21	37
Ga	15	19	16	20	16	15	14	14	18	15	18	16
Rb	139	97.9	153	97.2	97.4	99.1	188	144	140	148	152	147
Sr	400	310	530	310	435	355	420	510	300	615	320	405
Y	14.8	16.9	9	15.9	12.8	16.4	7.1	7	11.2	12.1	9.8	8.7
Zr	155	145	130	132	129	138	86	90.3	101	96	97	102
Nb	5	5	6	5	5	5	4	10	11	9	10	11
Mo	6	3	15	<2	6	6	108	71	105	68	95	98
Sn	1	2	2	3	2	1	2	1	5	2	4	5
Cs	4.2	4.4	4.3	4.4	4.2	4.3	5.7	10.3	2	5.6	5.4	9.2
Ba	1120	830	660	840	660	840	1010	510	290	615	810	560
La	28.9	31.6	27.7	31.9	28.6	27.9	29.2	26.1	26	29.1	25.4	26.7
Ce	55	58.3	52.1	59	60	57	51.3	41.3	47.5	46.5	41.8	49.2
Pr	6.51	6.63	5.96	6.86	6.24	5.97	5.8	4.14	5.2	5.1	4.8	5.2
Nd	24.4	25.4	21.5	25.2	24.4	25.4	21.6	13.1	18.3	17.5	18.4	14.6
Sm	4.5	4.4	3.9	4.3	3.9	4.2	2.2	2	2.3	2.1	2	2.2
Eu	1.3	1.47	0.99	1.4	1.3	1.2	0.62	0.59	0.66	0.65	0.64	0.58

ادامه جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی (GR) و کوارتز چشمی پورفیری (QE) کانسار مس پورفیری سرچشمه به روش ICP-MS و ICP-AES (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است).

Table 1 (Continued). Chemical analyses of samples from granodiorite (GR) and quartz eye porphyry (QE) intrusives of the Sarcheshmeh PCD by ICP-AES and ICP-MS.

S. N.	W33-1R	W33-4R	W35-2R	W35-3R	W33-2R	W33-3R	N2-6R	SE148-3R	W42-1R	SE148-4R	N2-7R	SE148-6R
intrusive	GR	GR	GR	GR	GR	GR	QE	QE	QE	QE	QE	QE
Gd	4.28	4.45	3.63	4.29	3.95	4.28	2.51	2.54	2.73	2.64	2.74	2.66
Tb	0.62	0.65	0.49	0.65	0.63	0.58	0.46	0.41	0.39	0.38	0.41	0.45
Dy	3.76	3.98	3.01	4.04	3.95	3.64	2.29	2.09	2.19	2.09	2.15	2.05
Ho	0.83	0.86	0.65	0.87	0.84	0.83	0.51	0.46	0.45	0.5	0.48	0.45
Er	2.77	2.89	2.17	2.93	2.45	2.31	1.37	1.27	1.27	1.34	1.29	1.4
Tm	0.38	0.42	0.29	0.4	0.42	0.39	0.17	0.19	0.17	0.19	0.17	0.16
Yb	2.5	2.8	2	2.8	2.3	2.5	1.1	1.2	0.9	1	1.2	1
Lu	0.4	0.5	0.29	0.48	0.46	0.48	0.16	0.17	0.18	0.22	0.19	0.19
Hf	4	4	3	3	3	4	2	3	3	2	3	3
Ta	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.8	0.7	0.6	0.6
W	22	15	26	15	15	22	17	23	35	28	24	27
Th	12.4	20.5	15.8	28.2	12.9	26.4	11	27.1	28.3	26.5	27.3	24.6
U	5.75	4.27	4.11	4.88	4.29	5.12	3.9	5.62	8.5	5.4	3.8	6.1
Y+Nb	19.8	21.9	15.0	20.9	17.8	21.4	11.1	17.0	22.2	21.1	19.8	19.7
ASI	1.58	1.74	1.57	1.52	1.54	1.49	1.56	1.65	1.90	1.81	1.56	1.76

* Fe₂O₃ is total Fe.

هارکر ممکن است به واسطه ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و یا آلودگی پوسته‌ای باشند. از طرفی، وقتی می‌توان از نمودارهای تغییرات یا نمودارهای هارکر استفاده کرد که منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی یکسان فرض شود و همچنین تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس تنها به تبلور بخشی وابسته نیست؛ گرچه این عامل، یکی از عوامل مهم است. با توجه به مطالب بالا، نمودارهای هارکر گروهی از نمودارهای دو متغیره هستند که در آنها درصد یک اکسید از عناصر اصلی و یا مقدار یک عنصر کمیاب در برابر مقدار سیلیس (SiO₂) ترسیم می‌شود. در نمودارهای هارکر که نسبت به عناصر اصلی رسم شده‌اند؛ روند تغییرات نسبتاً منظم و با افزایش میزان SiO₂، مقادیر FeO، MgO، CaO، P₂O₅، Al₂O₃ و TiO₂ سیر نزولی نشان می‌دهند (شکل 6)؛ لذا

از جمله نمودارهایی که از آنها برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی و مشخص شدن نحوه ارتباط عناصر در سنگ‌های مورد بررسی استفاده می‌شود، نمودارهای هارکر هستند. مهم‌ترین کاربرد این نمودارها در مقوله سنگ‌شناسی آذرین، پی‌بردن به فرایندهایی همچون تبلور جزء به جزء، هضم، ذوب بخشی و در نهایت تحرک پذیری عناصر است (Rollinson, 1993). رولینسون (Rollinson, 1993) نیز معتقد است که روند بیشتر نمودارهای تغییرات، به واسطه آمیختگی است که این آمیختگی یا اختلاط در سنگ‌های آذرین ممکن است به اختلاط دو ماگما، افزوده شدن و یا جدا شدن فازهای جامد در حین آلودگی و تبلور جزء به جزء و همچنین با افزوده شدن ذرات مذاب در حین ذوب بخشی در ارتباط باشد. علاوه بر این، ویلسون (Wilson, 2007) بیان می‌کند که روندهای ایجاد شده در نمودارهای

کانی‌هایی از قبیل بیوتیت، هورنبلند و فلدسپارهای آلکالن در مراحل پایانی تبلور است (Rollinson, 1993). عنصر Zr غیرمتحرک و به شدت ناسازگار است و این عنصر نشانگر خوبی برای تحولات ماگماهای کالک آلکالن است. در نتیجه، تفریق Zr در مایعات باقی‌مانده افزایش می‌یابد و غیبت این روند در این سنگ‌ها منعکس‌کننده فرایندهای متنوعی از جمله هتروژنی منشأ، درجات ذوب متفاوت، اختلاط ماگمایی یا واکنش بین مذاب و پوسته است. غلظت پایین Ni و Mg در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که تبلور از ماگمای تفریق یافته رخ داده یا منشأ از این عناصر فقیر بوده است.

ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

به دلیل اینکه عناصر نادر خاکی و کمیاب، اغلب ساکن و بی‌تحرك هستند و فرایندهای دگرسانی و گرمایی، کمترین تأثیر را بر روی این عناصر دارند، استفاده از آنها برای شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگما بسیار اهمیت دارد (Boynton, 1993; Rollinson, 1984). لذا برای بررسی میزان تغییر و تحولات ماگمای مولد نسبت به ماگمای اولیه و همچنین منشأ و روابط ژنتیکی آنها از نمودارهای عنکبوتی استفاده شد. توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار سرچشمه نسبت به کندریت (Boynton, 1984) (شکل A-7) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل 7-B) بهنجار شده‌اند. لذا همه آنها، آنومالی منفی مشخصی در عناصر واسطه با شدت میدان زیاد¹ (P, Y, Zr, Hf, Ta, Nb) و Ti به‌خصوص در عناصر Ti و Nb نشان می‌دهند؛ در مقابل عناصر واسطه با شدت کم یا عناصر لیتوفیل بزرگ یون² (Cs, Ba, K, Rb, Sr) در عناصر Ba و Rb دارای آنومالی مثبت هستند. بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE از قبیل P, Ti, Nb و Ta نشان‌دهنده وابستگی ماگمای سازنده این سنگ‌ها به پهنه‌های فرورانش و همچنین از مشخصه‌های بارز محیط‌های کمانی است (Pearce et al., 1984; Hawkesworth et al., 1993; Karsli 1993; Nicholson et al., 2004; Wilson, 2007;

تغییرات این عناصر اصلی نسبت به سیلیس بیانگر عملکرد سازوکار تبلور بخشی ماگمای مادر در تکوین سنگ‌های منطقه است. روند نزولی CaO ، MgO ، Al_2O_3 و FeO_t با افزایش میزان SiO_2 ، نشان‌دهنده تبلور کانی‌های آمفیبول، فلدسپار و بیوتیت است. روند نزولی CaO و FeO_t می‌تواند نشان‌دهنده تبلور کانی‌های دما بالا مانند هورنبلند در مراحل اولیه تبلور باشد. روند نزولی Al_2O_3 به همراه کاهش CaO نشان‌دهنده تفریق بخشی پلاژیوکلاز است.

کاهش اکسیدهای MgO و TiO_2 می‌تواند به دلیل جای‌گیری آنها در ساختمان کانی‌های فرومنیزین، در مراحل ابتدایی تبلور تفریقی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای P_2O_5 ، Al_2O_3 و CaO نیز به علت تغییر ترکیب پلاژیوکلاز از آنورتیت کمتر به سمت آلپیت بیشتر و کاهش آپاتیت در مراحل نهایی تبلور باشد. به‌طور کلی کاهش میزان CaO ، MgO ، Al_2O_3 و FeO_t و حتی Sr و Eu/Eu^* در برابر افزایش میزان SiO_2 ، نشان‌دهنده جدایش بلورین پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار در پی تحول ماگماست (Wilson, 2007). تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 روند صعودی نشان می‌دهد (شکل 6) که این امر می‌تواند به وفور کانی‌هایی مانند آلکالی فلدسپار در مراحل انتهایی تبلور ماگما و وفور عنصر پتاسیم در حین فرایند دگرسانی سنگ‌های منطقه مرتبط باشد. همچنین دلیل پراکندگی کلی در بعضی از این نمودارها را می‌توان به دانه‌درشت بودن نمونه‌های حاصل از توده‌های نفوذی نسبت داد.

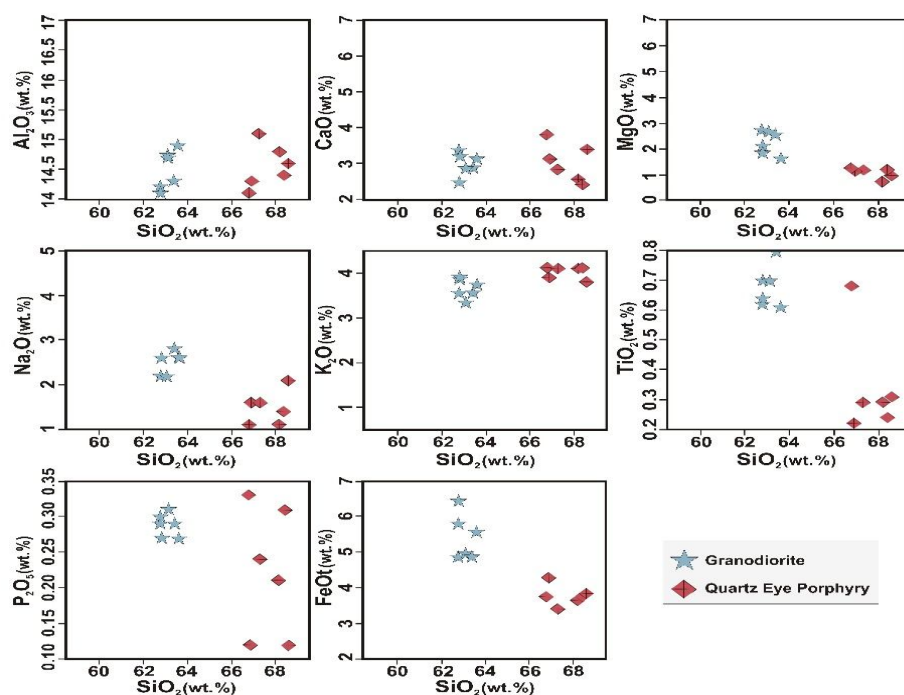
میزان تغییرات فسفر بستگی به تبلور کانی آپاتیت دارد و توسط کلسیم کنترل می‌شود، ارتباط و پیوستگی نمونه‌ها نشانه این است که تمام نمونه‌های سنگی حاصل از توده نفوذی سرچشمه از تفریق یک ماگمای مشترک حاصل شده‌اند. همچنین در نمودارهای هارکر حاصل از عناصر کمیاب؛ افزایش میزان Ba با افزایش SiO_2 به دلیل جای‌گیری آن در ساختار فلدسپارها در مراحل پایانی تبلور است (Rollinson, 1993). افزایش Rb نسبت به SiO_2 در اثر جای‌گیری این عنصر در ساختار

1. High Field Strength Elements (HFSE)

2. Large Ion Lithophile Elements (LILE)

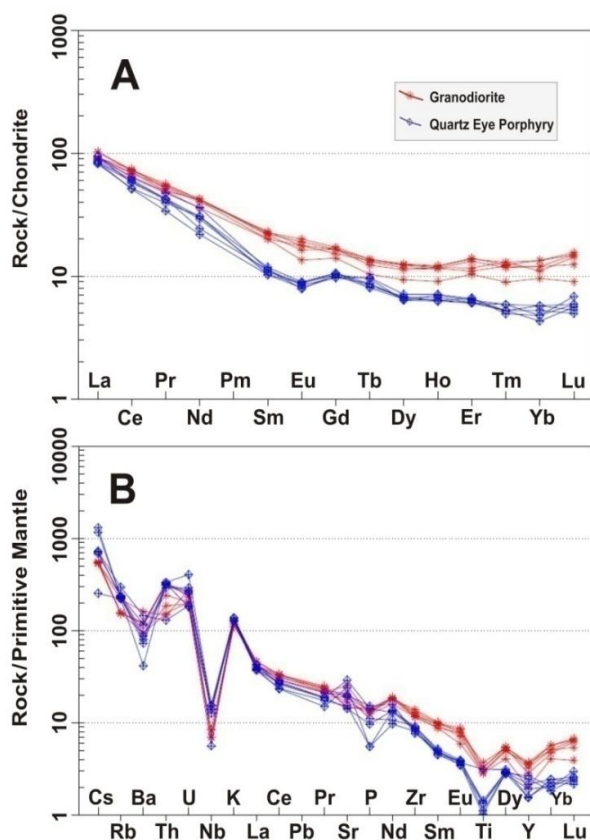
(1995; Keppler, 1996). لذا عناصر LILE قابلیت انحلال بیشتری از عناصر HFSE در سیالات دارند (Machado et al., 2005; Yang and Li, 2008). حرارت بالا در این سیالات و شست‌وشو و حمل و نقل آنها از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته‌ای محل منشأ ماگما و همچنین نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFSE در این رخداد، نقشی مهم در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق کمانی دارد (Ayers and Watson, 1991). همچنین گرین (Green, 2006)، تفریق کانی هورنبلند یا حضور گارنت در منشأ را مؤثر می‌داند؛ به‌طوری‌که می‌توان گفت که غلظت عناصر LILE ممکن است تابعی از رفتار فاز سیال باشد؛ در حالی که غلظت عناصر HFSE توسط شیمی منشأ و فرایندهای بلور-مذاب که در هنگام تکوین سنگ رخ می‌دهد، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993).

(et al., 2010; Gill, 2010; Gill, 2012). لذا این امر، ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر در حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورائش باشد؛ ولی بسیاری از زمین‌شناسان مانند اینو و هافمن (Ionov and Hofmann, 1995)، استالدور و همکاران (Stalder et al., 1998)، برنان و همکاران (Brenan et al., 1995) و آیرس (Ayers, 1998)، نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون دگرنهادکننده گوشته و باقی‌ماندن آنها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ کره فرورونده (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتاندار، اسفن، آپاتیت و زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. برخی دیگر از پژوهشگران، سیالات غنی از کلر را عامل تهی‌شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آنها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون می‌دانند (Pearce and Peate, 2001).



شکل 6. نمودارهای هارکر برای اکسیدهای اصلی در مقابل سیلیس (SiO_2) توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه

Fig. 6. Harker diagrams for major oxides versus SiO_2 of the granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD



شکل 7. A: الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1984) و B: الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری در کانسار مس پورفیری سرچشمه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (Sun and McDonough, 1989).

Fig. 7. A: Abundances of REEs in granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD normalized to average chondrite (Boynton, 1984), and B: Abundances of REEs and selected trace elements in granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD normalized to primitive mantle in the Sarcheshmeh PCD (Sun and McDonough, 1989).

می‌شوند (Borg et al., 1997). همچنین مقادیر بالای Sr و مقادیر پایین Ti و Nb (شکل 7-B) نیز می‌توانند مربوط به حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن-تیتان دار مانند روتیل و ایلمنیت و نبود پلاژیوکلاز در منشأ باشد (Rollinson, 1993; Martin, 1999). از طرفی در شرایط نبود یا ناپایداری پلاژیوکلاز، Sr افزایش یافته و بی‌هنجاری منفی Eu در ماگمای به‌دست آمده، مشاهده نمی‌شود (Defant and Drummond, 1990; Kepezhinskis, 2001; Defant et al., 2002; Defant and Rosu et al., 2004) و لذا مقادیر بالای Sr و

توده نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به‌ترتیب مقادیر Nb حدود 5 و کمتر از 11 گرم در تن داشته و اغلب آنها دارای آنومالی مثبت Sr هستند. چنان‌که بیان شد، کاهیدگی Nb از ویژگی‌های مشتق‌شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن، اختلاط هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌کند (Zhang et al., 2006; Maanijou, 2007; Asran and Ezzat, 2012). در مناطق فرورانش، سیالات آزادشده از بخش بالایی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند، به‌گونه گوشته‌ای افزوده

نبود بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند به نبود پلاژیوکلاز در محل منشأ ماگمای سازنده این سنگ‌ها نسبت داده شود. مقادیر پایین Nb و Ti نیز می‌تواند با فرایندهای تهی‌شدگی قبلی در سنگ‌های گویشته نیز مرتبط باشد (Gust et al., 1993; Woodhead et al., 1977). ناهنجاری منفی فسفر در نمونه‌های مورد بررسی نیز می‌تواند در نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد (Wu et al., 2003).

نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی که نسبت به REE کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند در شکل A-7 نشان داده شده است. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مورد بررسی تقریباً هم‌راستا و موازی یکدیگر و با شیبی تند هستند (شکل A-7)، به عبارت دیگر، در نمودارهای حاصل از نمونه‌های یادشده؛ غنی‌شدگی زیاد در LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که شاخص ماگماهای تشکیل شده در زون فرورائش است (Rollinson, 1993; Gill, 2012; Ma et al., 2014). همچنین این روند، وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های کالک‌آلکانل نشان می‌دهد (Winter, 2001). لذا چنان‌که در بالا در مورد ارتباط پلاژیوکلاز با غنی‌شدگی بحث شد، می‌توان عنوان کرد که غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک یا LREE، عدم مشاهده یا حضور آنومالی منفی Eu؛ می‌تواند نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلازهای کلسیک به‌عنوان عامل کنترل‌کننده تحول ماگما یا نبود آنها در سنگ منشأ به‌عنوان فاز باقی‌مانده و یا فوگاسیته بالای اکسیژن باشد (Atherton et al., 1985; Rollinson, 1993; Martin, 2007; Wilson, 1999). حضور گارنت (و احتمالاً هورنبلند) در باقی‌مانده حاصل از ذوب، می‌تواند سبب تهی‌شدن ماگما از عناصر خاکی کمیاب سنگین¹ و به‌ویژه Yb شود (Defant and Drummond, 1990; Kepezhinskas, 2001; Defant et al., 2002; Defant and Rosu et al., 2004). فیتون و همکاران (Fitton et al., 1988) و مک‌دونالد و همکاران (MacDonald et al., 2000) عنوان کرده‌اند که مقادیر بالاتر از 28 در نسبت Ba/Nb و بالاتر از 450 در نسبت

Ba/Ta نشان‌دهنده محیط حاشیه فعال قاره یا ماگماهای کمان قاره‌ای است که در سنگ‌های مورد بررسی این موضوع نیز مشهود است و نسبت Ba/Nb در نمونه‌های گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب حدود 161 و 88 و نسبت Ba/Ta به ترتیب حدود 1650 و 1065 است و در نتیجه نشان‌دهنده یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای است. کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته غنی‌شده و کمی غنی‌شده تقسیم کرد. اگر این نسبت بیشتر از 15 باشد، کمان از نوع غنی‌شده و چنان‌چه کمتر از 15 باشد، از نوع کمی غنی‌شده است (Juteau and Maury, 1997). همچنین در کمان‌های کمی غنی‌شده این دو عنصر با یکدیگر تغییر می‌کنند؛ اما در کمان‌های غنی‌شده مقدار این نسبت در واقع بیانگر نسبت این عناصر در محل منشأ، میزان ذوب‌بخشی، مشارکت رسوبات روی صفحه فرورونده در تولید مذاب و یا میزان واکنش متقابل بین مذاب گویشته‌ای و پوسته قاره‌ای است (Juteau and Maury, 1997). لذا میانگین این نسبت در توده نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب حدود 23 و 44 است که این نسبت‌ها بیانگر وابستگی گروه‌های سنگی یادشده به یک کمان ماگمایی غنی‌شده است که این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گویشته‌ای، میزان پایین ذوب‌بخشی محل منشأ و همچنین آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای باشد. نسبت‌های بالای Sr/Y نشان‌دهنده ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورائشی است (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005; Wilson, 2007; Moyen 2009; Shimoda, 2009) که در نمونه‌های مورد بررسی کانسار سرچشمه این ویژگی مشهود است و در نمونه‌های گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب حدود 30 و 48 است. لذا محتوای کم TiO_2 (0/0-2/7) و P_2O_5 (0/0-12/33) همراه با نسبت کم Hf/Sm (حدود 1) (Lafleche et al., 1991) و نسبت‌های بالای Ba/La (حدود 25/6) و Ba/Zr (حدود 6/3) (Ajaji et al., 1998) نشان‌دهنده ماگماتیسم کوهزایی وابسته به فرورائش

توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل 8-B). لذا می‌توان بیان کرد که بیشتر کانسارهای پورفیری به همراه ماگماهای فلسیک کالک‌آلکان وابسته به فروانش و در کمان‌های ماگمایی ایجاد می‌شوند (Sillitoe, 2010). همچنین بررسی‌ها بیانگر آن است که کانسارهای پورفیری در پهنه‌های زمین‌ساختی پس از برخوردی و همراه با ماگماهای فلسیک پتاسیم بالا نیز پدید می‌آیند (Hou et al., 2003; Richards, 2009; Aghazadeh et al., 2015) و لذا بیشتر این کانسارها از نوع مس-مولیبدن پورفیری هستند و طبق بررسی‌های انجام‌شده با ماگماهای کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی همراه هستند (Hou et al., 2004).

نمونه‌های حاصل دارای دامنه تغییرات K_2O نسبتاً وسیع هستند (3/35 تا 4/12 درصد وزنی) که این محتوای بالای K_2O و کالک‌آلکان بودن سنگ‌های مورد بررسی بیانگر شکل‌گیری نمونه‌ها در محیطی فروانشی است (Fitton et al., 1988). در این مناطق، سیالات مشتق از ورقه فرورونده که حاوی مقادیر زیادی عناصر واسطه با شدت کم یا عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Cs, Ba, K, Rb و Sr) هستند (Leuthold et al., 2013) به درون گوه گوشته‌ای منتقل و در اعماق زیاد موجب متاسوماتیسم گوشته می‌شود (Gill, 2012; Kolb et al., 2013). از نمودارهای فراست و همکاران (Frost et al., 2001) نیز برای تمایز سری‌های ماگمایی توده‌های نفوذی استفاده شده است. در این نمودار از تغییرات میزان Na_2O+K_2O-CaO در مقابل سیلیس (SiO_2) و $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر سیلیس (SiO_2) برای تمایز سرهای ماگمایی کلسیک تا آلکالی (شکل 8-C) و سرهای ماگمایی فروئن¹ و مگنیزین² (شکل 8-D) استفاده می‌شود و ملاحظه می‌شود که نمونه‌های مورد بررسی، اغلب در محدوده کالک‌آلکالیک و آلکالی کلسیک قرار داشته و اغلب یک ماگمای مگنیزین نوع I هستند که اکسید شده‌اند (شکل 8-C و D).

است. همچنین نسبت‌های بالای Th/Yb و La/Yb در توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری با پیدایش آنها در پهنه‌های زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره (Condie, 1989) همخوانی دارد. نسبت La/Nb برای شناسایی جایگاه درون صفحه‌ای از جایگاه حاشیه هم‌گرا به کار برده می‌شود (Rudnick and Fountain, 1995). ماگماهای درون صفحه‌ای نسبت کم La/Nb (<1) دارند؛ اما حاشیه‌های هم‌گرا عموماً نسبت‌های La/Nb بالایی دارند (Sun and McDonough, 1989). لذا این مقدار در توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب 5/73 و 3/41 است.

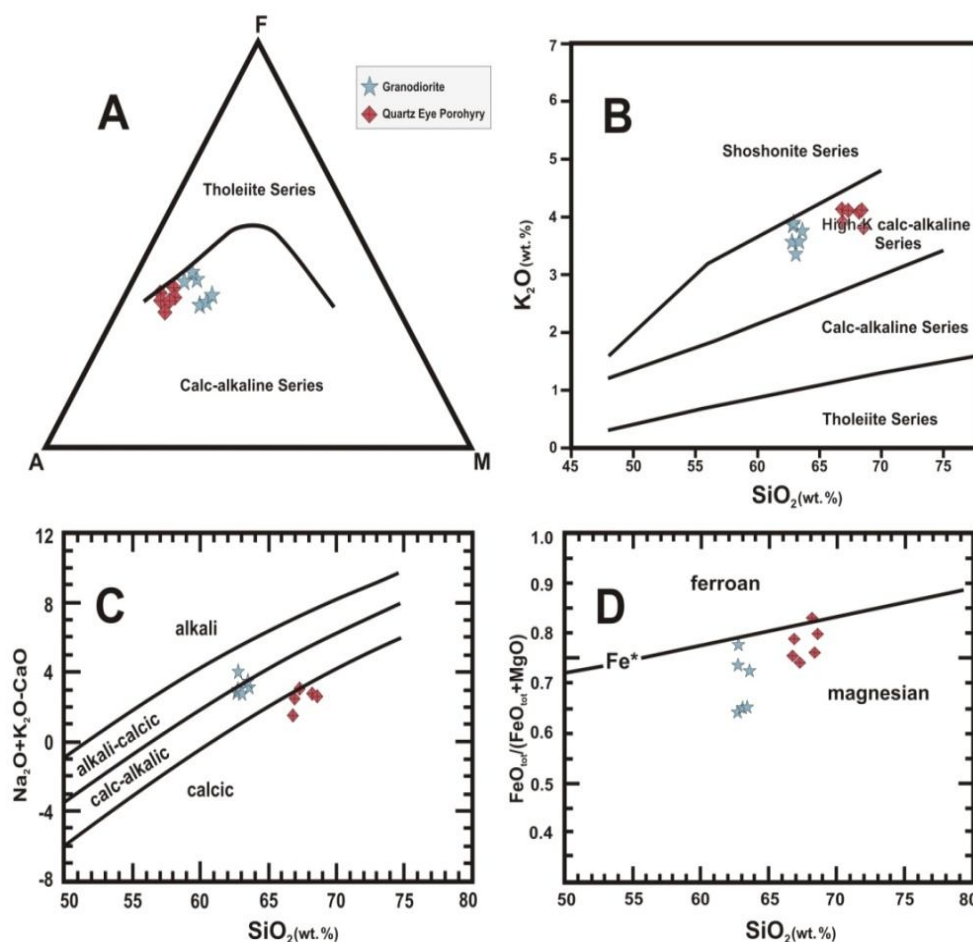
تعیین سری ماگمایی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار سرچشمه

برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های سنگی حاصل از توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار سرچشمه از نمودارهای AFM، پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976) و فراست و همکاران (Frost et al., 2001) استفاده شده است (شکل 8-A، B، C و D). بر اساس نمودار AFM از ایروین و باراگار (Irvine and baragar, 1971) نمونه‌های حاصل از گروه‌های سنگی یادشده در محدوده سری ماگمایی کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل 8-A) که این مسئله نشان‌دهنده بالابودن نسبی فشاربخشی اکسیژن در هنگام تفریق ماگمایی است. وجود مگنتیت و کانی‌های کدر در توده‌های نفوذی مورد بررسی و غالب بودن نسبت پلاژیوکلاز به ارتوکلاز در دایک‌ها و همچنین جایگاه فروانشی سنگ‌های منطقه مورد بررسی این امر را تأیید می‌کنند.

نمودار پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976) بیانگر سری‌های ماگمایی تولیتی تا شوشونیتی است و چنان‌که در این نمودار نشان داده شده است، نمونه‌های حاصل از

1. Ferroan

2. Magnesian



شکل 8. تعیین سری ماگمایی نمونه‌های حاصل از توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه، A: نمودار AFM (A= $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F= FeO , M= MgO) یا ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971)، B: استفاده از نمودار پسرلیو و تیلور (Peccherillo and Taylor, 1976) و C و D نمودار تغییرات میزان $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ در مقابل سیلیس (SiO_2) و $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ در برابر سیلیس (SiO_2) از فراست و همکاران (Frost et al., 2001)

Fig. 8. Magmatic series of samples from the granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD, A: AFM diagram of Irvine and Baragar (1971) ($A=\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, $F=\text{FeO}$, $M=\text{MgO}$), B: Peccherillo and Taylor (1976) diagram, C and D: $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO})$ versus SiO_2 diagram, and $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 diagram; based on the classification of Frost et al. (2001)

سندج-سیرجان و ایران مرکزی جدا می‌کند و کانسارهای ولکانوسدیمتر مهمی در این کمان قابل مشاهده‌اند و ضخامت کمان بادشده بیش از 10 کیلومتر است (Dimitrijevic, 1973).

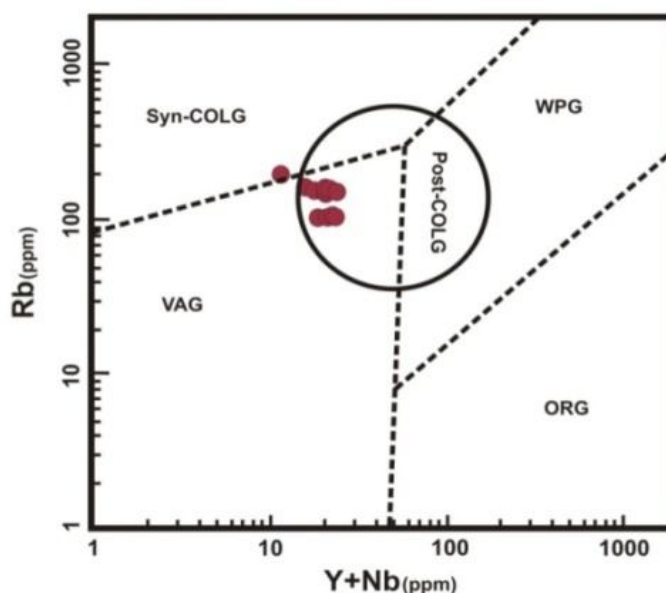
محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی

کمان ماگمایی ارومیه دختر بین زون سندج-سیرجان¹ و ایران مرکزی واقع شده و موازی زاگرس رورانده و زون سندج-سیرجان است. لذا یک مرز توپوگرافی این کمان را از زون

1. Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ)

نمونه‌های مورد بررسی کانسار مس پورفیری سرچشمه بیانگر محیط‌های کمانی بالغ بوده و لذا می‌توان به این نتیجه رسید که یک محیط پس از برخوردی در جایگزین شدن این نوع از کانسارها در منطقه کرمان و کمربند ارومیه - دختر نقشی اساسی داشته است. در گاهی و همکاران (Dargahi et al., 2010) با بررسی بر روی کمربند کرمان به این نتیجه رسیدند که زمان برخورد پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و صفحه عربی اتوسن پایانی بوده و شواهد امر بیانگر آن است که استوک پورفیری سرچشمه و به‌ویژه توده‌های نفوذی مورد بررسی در محیطی پس از برخوردی جایگزین شده و تشکیل کانه‌زایی مس پورفیری همانند دیگر استوک‌های پورفیری در این کمربند در یک محیط پس از برخوردی صورت گرفته است (شکل 9).

محیط زمین‌ساختی بیشتر کانسارهای پورفیری به محیط‌های کمانی هم‌زمان با فروورانش نسبت داده می‌شود (Allen, 2009; Sillitoe, 2010). لذا عمرانی و همکاران (Omrani et al., 2008) نشان دادند که سنگ‌های ماگمایی کمان ارومیه - دختر از منبعی گوشه‌ای مرتبط با فروورانش حاصل شده‌اند؛ ولی محیط زمین‌ساختی پس از برخوردی نیز برای برخی از کانسارهای مس پورفیری پیشنهاد شده است (Hou et al., 2005; Hou et al., 2009; Richards, 2009; Sillitoe, 2010; Richards et al., 2012; Asadi, 2018). در نتیجه برای کمان ارومیه - دختر و به‌خصوص کمربند مس‌دار کرمان، محیط زمین‌ساختی تشکیل کانسارهای مس پورفیری را یک محیط پس از برخوردی¹ معرفی کرده‌اند (Shafiei et al., 2009; Mahmoudi Nia et al., 2017; Asadi, 2018). چنان‌که در ادامه بحث به این مهم دست خواهیم یافت،



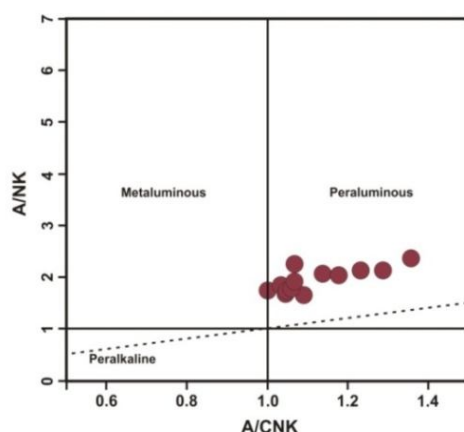
شکل 9. نمودار Y+Nb در مقابل Rb، در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی از توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه در محدوده کمان پس از برخوردی قرار می‌گیرند که این ویژگی بیانگر کانسارسازی پس از برخورد دو صفحه‌ای قاره‌ای بوده و بیانگر گرانیتوئیدهای نوع I در این منطقه است (نمودار از پیرس (Pearce, 2008)).

Fig. 9. Rb versus Y+Nb diagram (Pearce, 2008). Granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD plot in post-collision arc field that can be characteristics of collision of two continental plates and representative of I-type magmas in the region.

1. post-collision area

(Finger et al., 1997;) (برخورد هم‌زمان یا پس از برخوردی) (Sylvester, 1998) مرتبطند. بر اساس نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ یا شاخص اشباع آلومینیم (ASI) و نمودار ACNK-ANK (Shand, 1969) که بر اساس مولال اکسیدهاست، توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس سرچشمه از نوع متآلومینوس و اغلب پرآلومینوس هستند (شکل 10). این در صورتی است که شاخص اشباع آلومینیم برای گرانیتهای نوع S بیشتر از 1/1 و برای گرانیتهای نوع I کمتر از 1/1 است (Chappell and White, 2001).

توده‌های نفوذی پرآلومینوس در کمرندهای کوه‌زایی و محیط‌های مرتبط با فروزش فراوان هستند و می‌توانند اطلاعاتی مهم از رشد و جزء به جزء شدگی پوسته یا تحول در ترکیب پوسته‌های بالایی و زیرین، ویژگی‌های محیط زمین‌ساختی، تکامل گرمایی کمرند کوه‌زایی در اختیار قرار دهند (Sylvester, 1998; Kemp et al., 2007). گرانیتهای متآلومینوس و پرآلومینوس در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلفی حضور دارند و بیشتر با محیط‌های فروزش (Collins and Richards, 2008)، مرزهای فروزشی (Cai et al., 2011)، یا شروع فروزش (Chen et al., 2014) و/یا برخورد قاره‌ای



شکل 10. نمودار ACNK (نسبت مولی $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) در مقابل ANK (نسبت مولی $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) (نمودار از شاند (Shand, 1969))، چنان‌که ملاحظه می‌شود نمونه‌های کانسار مس پورفیری سرچشمه اغلب در محدوده پرآلومینوس قرار می‌گیرند.

Fig. 10. ACNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ molar ratio) versus ANK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O molar ratio) (Shand, 1969). The samples of the Sarcheshmeh PCD plot in the per-aluminous field.

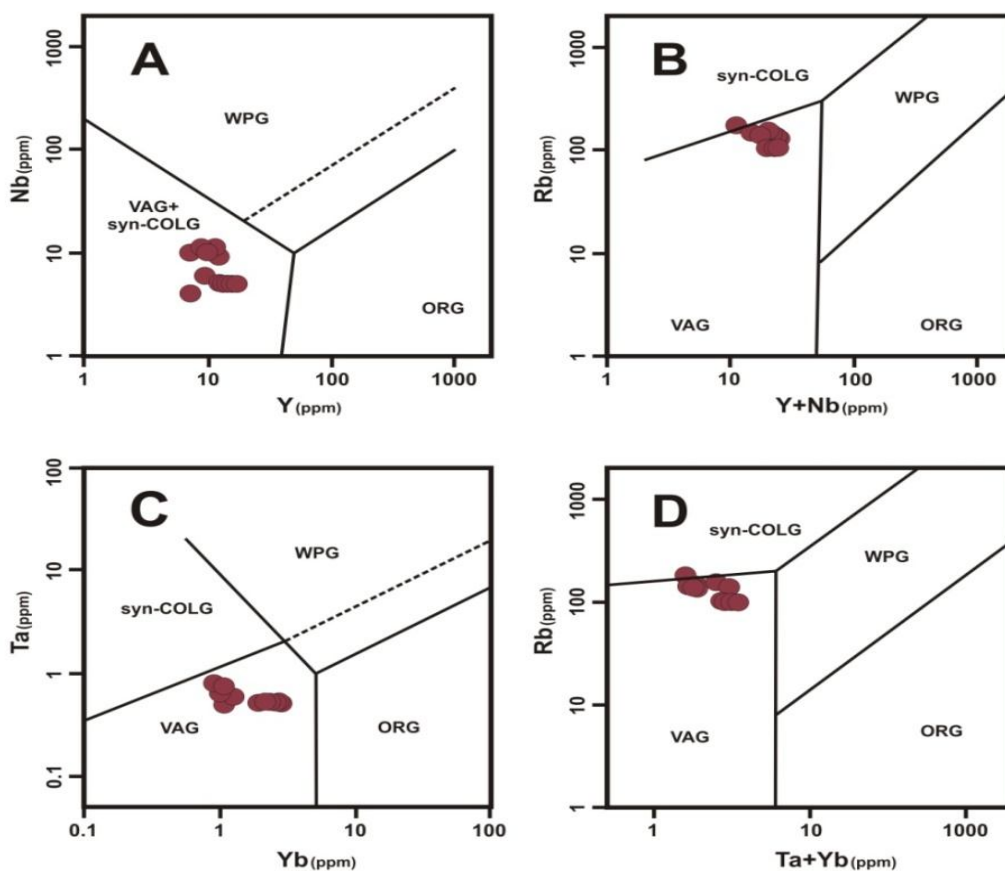
فعال را در ایجاد توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری نمایان می‌سازد. همچنین با توجه به این نکته که استفاده از نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) و دیگر نمودارهای ژئوشیمیایی از این قبیل برای تعیین محیط زمین‌ساختی صورت می‌گیرد، گاهی عواملی مانند ترکیب شیمیایی سنگ منشأ و یا تحولات ماگمایی ممکن است بر آنها تأثیر داشته باشد. گرین

همچنین از نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی استفاده شده است. در این نمودارها (شکل 11-A, B, C و D) که با بهره‌گیری از نسبت عناصر جزئی به تعیین خاستگاه‌های زمین‌ساختی پرداخته است، اغلب نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیتهای کمان‌های آتشفشانی¹ قرار می‌گیرند. لذا این امر رخداد فروزش و تأثیر حاشیه‌های قاره‌ای

1. VAG

آن است که تبلور و جدایش برخی کانی‌های سیلیکاتی (مانند گارنت، آمفیبول و کلینوپیروکسن) از ماگما تفکیک Nb و Ta ایجاد می‌کند؛ اما ضریب تفکیک¹ یا (D'S) برای هر دو این عناصر خیلی پایین است. همچنین علاوه بر فرایندهای مؤثر آلايش پسته‌ای که احتمالاً در سنگ‌های منطقه سرچشمه دیده می‌شود، تهی‌شدگی Nb و Ta را می‌توان به حلال‌بودن بسیار کمتر آنها در حمل‌کننده‌های ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نسبت‌داد که باعث تمرکز آنها در پسته اقیانوسی آب‌گیری شده می‌شود (Saunders et al., 1991).

(Green, 1995) معتقد است که مقدار Nb/Ta برای گوشته حدود 17/5 است؛ در صورتی که مقدار پسته‌ای آن حدود 11-12 است. گرچه بر اساس مستندات گرین (Green, 1995) اثبات شده است که Nb/Ta برای مذاب‌های مشتق شده از پسته کمتر (حدود 11) از گوشته است، تفکیک این دو عنصر در طول تکامل پسته‌ای به اثبات رسیده است و پیشنهاد شده که تغییرات Nb/Ta ممکن است، بیانگر فرایندهای شیمیایی ویژه‌ای بین سیستم پسته-گوشته باشد (Green, 1995). بررسی‌های تجربی بر روی مایعات کربناتی و سیلیکاتی در فشار بالا بیانگر



شکل 11. A، B، C و D: تعیین خاستگاه گرانیتوئیدهای کانسار مس پورفیری سرچشمه با استفاده از نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) و بهره‌گیری از عناصر کمیاب و نادر خاکی

Fig. 11. A, B, C, and D: Petrogenesis of the Sarcheshmeh PCD granitoids using Pearce et al. (1984) diagrams utilizing REEs and trace elements.

1. partition coefficient

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی مس پورفیری کمر بند دهج-ساردوئیه و منطقه کرمان با توده‌های نفوذی و جوان کوه‌پنج همراه بوده و این توده نفوذی در بخش شمال‌غربی کمر بند یادشده رخنمون دارد؛ ولی توده‌های نابارور جبال بارز در بخش جنوب‌شرقی کمر بند دهج-ساردوئیه واقع شده‌اند. در این پژوهش، پس از بررسی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری، با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، مشخص شد که این گروه‌های سنگی در محدوده سنگ‌های گرانودیوریتی حاصل از یک ماگمای کالک‌آلکالن واقع می‌شوند و همچنین توده‌های نفوذی یادشده پرآلومینوس و پتاسیم بالا هستند. در نمونه‌های مورد بررسی آنومالی منفی مشخصی در عناصر واسطه با شدت میدان زیاد به‌خصوص در عناصر Nb، P، Ti و Ta در مقابل عناصر واسطه با شدت کم یا عناصر لیتوفیل بزرگ یون، که در عناصر Ba و Rb دارای آنومالی مثبت هستند، می‌تواند نشان‌دهنده وابستگی ماگمای سازنده این سنگ‌ها به پهنه‌های فرورانس و همچنین از مشخصه‌های بارز محیط‌های کمانی باشد. لذا به‌طوری کلی می‌توان گفت که غلظت عناصر LILE ممکن است تابعی از رفتار فاز سیال باشد؛ درحالی‌که غلظت عناصر HFSE توسط شیمی منشأ و فرایندهای بلور-مذاب که در هنگام تکوین سنگ رخ می‌دهد، کنترل می‌شود. همچنین در

نمودارهای حاصل از نمونه‌های یادشده، غنی‌شدگی زیاد در LREE نسبت به HREE نیز شاخص ماگماهای تشکیل‌شده در زون فرورانسی است. نسبت‌های عناصر نادر خاکی و کمیاب بیانگر آن است که این توده‌های نفوذی در پهنه‌ای فرورانسی و از کمان ماگمایی غنی‌شده، حاصل شده‌اند که این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته‌ای، میزان پایین ذوب‌بخشی محل منشأ و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای باشد. با توجه به بررسی‌های و آنالیزهای انجام شده، محیط زمین‌ساختی کانسار سرچشمه و توده‌های مورد بررسی، محیطی پس از برخوردی بوده که باعث کانی‌سازی در این منطقه شده است.

قدردانی

از شرکت ملی صنایع مس ایران به‌خاطر پشتیبانی و حمایت از این کار تحقیقاتی، سپاسگزاری می‌شود. از مدیر محترم تحقیق و توسعه مجتمع مس سرچشمه، جناب آقای دکتر حسن صحرایی پاریزی به‌خاطر همکاری و مساعدت‌های بی‌دریغشان تشکر و قدردانی می‌شود. از کارشناسان امور تحقیق و توسعه و بخش زمین‌شناسی مجتمع مس سرچشمه، مهندسان حسن محمدرضایی و اکبر اسفندیارپور هم به‌خاطر مساعدت‌های سازمانی و کمک در عملیات صحرایی تشکر می‌نمایم.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process.

- Geological Magazine, 148(5–6): 692–725.
- Aghazadeh, M., 2015. Petrogenesis and U-Pb age dating of intrusive bodies in the Sarcheshmeh deposit. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 25(97): 291–312. (in Persian with English abstract)
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and

- molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70: 385–406.
- Ajaji, T., Weis, D., Giret, A. and Bouabdellah, M., 1998. Coeval potassic and sodic calc alkaline series in the post collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 550(45): 371–393.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307(9): 1064–1095.
- Alirezaei, A., Arvin, M. and Dargahi, S., 2017. Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: constrains on geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 88: 370–383.
- Allen, M.B., 2009. Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanadaj-Sirjan Zone, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society*, 166(5): 981–982.
- Amidi, S.M., Emami, M.H. and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau*, 73(3): 917–932.
- 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.
- Asadi, S., 2018. Triggers for the generation of post-collisional porphyry Cu systems in the Kerman magmatic copper belt, Iran: New constraints from elemental and isotopic (Sr-Nd-Hf-O) data. *Gondwana Research*, 64(12): 97–121.
- Asran, M. and Ezzat, M., 2012. The Pan-African calc-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: Geology, Geochemistry and petrogenesis. *Journal of Biology and Earth Sciences*, 2(1): 1–16.
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2007. The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment. *Journal of Geochemical Exploration*, 93(1): 47–66.
- Atherton, M.P., Sanderson, M.L., Wander, V. and McCourt, W., 1985. The volcanic cover: chemical composition and the origin of the magmas of the calipuy group. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R. Beckinsale (Editors). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Springer Science and Business Media, New York, pp. 273–284.
- Ayers, J.C., 1998. Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(4): 390–404.
- Ayers, J.C. and Watson, E.B., 1991. Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in super critical fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*, 335(1638): 365–375.
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M.R., Dalconi, M.C., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2010. Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 300 (1–2): 125–138.
- Bazin, D. and Hübner, H., 1969. Copper deposits in Iran. *Geological survey of Iran, Tehran, Report 13*, 232 pp.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Edithors), *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Washington, pp. 5–32.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity

- in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614.
- Boomeri, M., Biabangard, H. and Zeinadini, Z., 2019. Investigation of petrography, mineralogy and alteration of northern part of the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, northwest of Shar-e-Babak, Kerman. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 57–80. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, A., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2010. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 38(4): 367–381.
- Borg, L.E., Clyne, M.A. and Bullen, T.D., 1997. The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascade Range. *The Canadian Mineralogist*, 35(2): 425–452.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. pp. 63–114.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Reyerson, F.J. and Phinney, D.L., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace element at 900 c and 2 GPA: Constrains on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(16): 3331–3335.
- Cai, K.D., Sun, M., Yuan, C., Zhao, G.C., Xiao, W.J., Long, X.P. and Wu, F.Y., 2011. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China. *Lithos*, 127(1–2): 261–281.
- Chappell, B. and White, A., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Chen, Y.X., Song, S.G., Niu, Y.L. and Wei, C.J., 2014. Melting of continental crust during subduction initiation: a case study from the Chaidanuo peraluminous granite in the North Qilian suture zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132(5): 311–336.
- Collins, W.J. and Richards, S.W., 2008. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology*, 36(7): 559–562.
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significances. *Lithos*, 23(1–2): 1–18.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1–4): 190–204.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(10): 662–665.
- Defant, M.J. and Kepezhinskas, P., 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 82(6): 67–69.
- Defant, M.J., Xu, J.F., Kepezhinskas, P., Wang, Q. and Xiao, L., 2002. Adakites: some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2): 129–142.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. *Geology of Kerman region*. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 52, 334 pp.
- Emami, M.H., 2000. *Magmatism in Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran. Report 1, 608 pp.
- Etminan, H., 1977. Le porphyry cuprifere de Sarcheshmeh Rol des phases fluide les mecanismes alteration et de mineralization. Geological Survey of Iran, Tehran, 242 pp.
- Etminan, H., 1978. Fluid inclusion studies of the porphyry copper ore bodies at Sar-Cheshmeh, Darreh Zar and Mieduk (Kerman region, southeastern Iran) and porphyry copper discoveries at Sar-Cheshmeh, Gozan, and Kighal, Azarbaijan region (northwestern Iran).

- 5th Symposium of Genesis the ore deposits, Snowbird, Utah, United States.
- Farmer, G.L., 2003. Continental Basaltic Rocks. *Treatise on Geochemistry*, 3(6): 85 -121.
- Farhoudi, G., 1978. A comparison of Zagros geology to island arcs. *The Journal of Geology*, 86(3): 323 -334.
- Finger, F., Roberts, M.P., Haunschmid, B., Schermaier, A. and Steyrer, H.P., 1997. Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and Petrology*, 61(2): 67-96.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. and Leeman, W.P., 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology, Special_Volume* (1): 331-349.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Ghorashizadeh, M., 1978. Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns, Sarcheshmeh porphyrycopper deposit, Iran. M.Sc Thesis, Brock University, Ontario, Canada.
- Gill, J.B., 2012. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Science and Business Media, Berlin, 392 pp.
- Gill, R., 2010. Igneous rocks and processes: A practical guide. Wiley-Blackwell, New Jersey, 438 pp.
- Glenni, K.W., 2000. Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin, A tale to two Oceans. In: A.S. Alsharhan and R.W. Scott (Editors), Middle east models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems. Society for Sedimentary Geology Special Publication, Tulsa, Oklahoma, pp. 9-20.
- Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120(3-4): 347-359.
- Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87(1-2): 23-49.
- Gust, D.A., Arculus, R.A. and Kersting, A.B., 1977. Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist*, 35(2): 374-365.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahre Babak area, Kerman Province): Unpublished Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles. United States, 204 pp.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. and Mcdermott, F., 1993. Mantle slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21(1): 175-204.
- Hezarkhani, A., 2006. Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3): 326-340.
- Hooper, R.J., Baron, R.D., Hatcher, J.R. and Agah, S., 1994. The development of the southern Tethyan margin in Iran after the break up of Gondwana, Implications of the Zagros hydrocarbon province. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 4(1): 72-85.
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y. and Mo, X.X., 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1-2): 139-155.
- 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., Zhong, D., Deng, W. and Zaw, K., 2005. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone. In: T.M. Porter (Editor), Super porphyry copper and gold deposits-A global perspective. PGC Publishing, Adelaide, pp. 423-440.
- Hou, Z., Yang, Z., Qu, X., Meng, X., Li, Z., Beaudoin, G., Rui, Z., Gao, Y. and Zaw, K., 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 36(1-3): 25-51.
- Ionov, D.A. and Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-

- rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3-4): 341-356.
- Irvin, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Jamali, H., 2017. The behavior of rare-earth elements, zirconium and hafnium during magma evolution and their application in determining mineralized magmatic suites in subduction zones: Constraints from the Cenozoic belts of Iran. *Ore Geology Reviews*, 81: 270-279.
- Juteau, T.b. and Maury, R., 1997. *Geology de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogenes*. Masson, Paris, 469 pp.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Wijbrans, J., 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114(1-2): 109-120.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M. and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315(5814): 980-983.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature*, 380(6571): 237-240.
- Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C.A., Fowler, S.J. and Cvetkovic, V., 2013. Adakite-like and normal arc magmas: distinct fractionation paths in the east Serbian segment of the Balkan-Carpathian arc. *Journal of Petrology*, 54(3): 421-451.
- Lafleche, M.R., Dupuy, C. and Dostal, J., 1991. Archaean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the Southern Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 52(1-2): 71-96.
- Leuthold, J., Müntener, O., Baumgartner, L.P., Putlitz, B. and Chiaradia, M., 2013. A detailed geochemical study of a shallow arc-related laccolith, the Torres del Paine mafic complex (Patagonia). *Journal of Petrology*, 54(2): 273-303.
- Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z. and Xu, B., 2014. Geochemistry of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China Craton. *Gondwana Research*, 25(2): 859-872.
- Maanijou, M., 1993. Alteration halos and their connection to mineralization of Darrehzar porphyry Cu deposit and its geochemical zoning, Pariz area, Kerman, Iran. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 254 pp. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M., 2007. Geochemistry, origin of ore fluids, and formation of Chehelkureh copper deposit (NW of Zahedan). Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 236 pp. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Mostaghimi, M., 2013. The mass balance calculation of hydrothermal alteration in Sarcheshmeh porphyry copper deposit. *Journal of Economic Geology*, 5(2): 175-199. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M., Mostaghimi, M., Abdollahy Riseh, M. and Sepahi Gerow, A.A., 2012a. Systematic studies of sulfur stable isotopes and fluid inclusions of various veinlet groups in the Sarcheshmeh porphyry copper deposit: based on new data. *Journal of Economic Geology*, 4(2): 217-239. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M., Rasa, I. and Lentz, D.R., 2012b. Petrology, geochemistry, and stable isotope studies of the Chehelkureh Cu-Zn-Pb deposit, Zahedan, Iran. *Economic Geology*, 107(4): 683-712.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J. and Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*, 49(1-4): 1-76.
- Machado, A.T., Chemale, Jr.F., Conceicao, R.V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteiza, O. and Schmus, W.R.V., 2005. Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. *Lithos*, 82(3-4): 435-453.
- Mahmoudi Nia, H., Baghban, S. and Simmonds, V., 2017. Geology, geochemistry and petrogenesis of post-collisional adakitic intrusions and related dikes in the Khoynarood

- area, NW Iran. *Chemie der Erde*, 77(1): 53–67.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429.
- Martin, H., Smith, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2): 1–24.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T. and Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine Geology*, 21(7): 857–877.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E., Griffin, W.T. and Andrew, R.L., 2003. Timing of Mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran. In: D.G. Eliopoulos (Editor), *Mineral Exploration and Sustainable Development (7th Biennial SGA Meeting, Athens, August 24-28)*: Rotterdam. Millpress, pp. 1197–1200.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q. and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1): 467–498.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magmas and magmatic rocks*. Longman, London, 266 pp.
- Mohajjel, M., Fergussen, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
- Mostaghimi, M., 2012. Stable isotope (S, O, and H) studies in Sarcheshmeh porphyry copper deposit (Kerman). M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran, 177 pp. (in Persian with English abstract)
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. *Lithos*, 112(3–4): 556–574.
- Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O. and Smith, I.E.M., 2004. Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian-Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131(3–4): 295–306.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2009. Reply to: Comment by Aftabi and Atapour on: Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 113(3–4): 847–849.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4): 14–48.
- Pearce, J.A., Harris, B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element of discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1): 251–285.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Ramezani, T., Maanijou, M., Asadi, S., Lentz, D. and Pirouznia, N., 2018. Comparison of mineralization of the Sungun and Kighal porphyry copper deposits, NW Iran: with an emphasis on fluid inclusion studies. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 403–424. (in Persian with English abstract)
- Richards, J.P., 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, 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.
- Ricou, L.E., 1994. Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries

- since 260 Ma from Central America to southeastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7(4): 169–218.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, England, Landon, 352 pp.
- Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D.H.M., Szakacs, A., Pecskey, Panaiotu, C.E. and Nedelcu, L., 2004. Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*, 84(1): 153–172.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(2): 267–309.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. and Tarney, J. 1991. Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas. *Philosophical transactions of the Royal Society, Series A: Physical and Engineering Sciences*, 335(1638): 377–392.
- Sengor, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K.J., 1988. The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. *Journal of the Geological Society*, 37(1): 119–181.
- Sepahi, A.A., 2012. *Igneous petrology*. Nour Elm Publications, Tehran, 308 pp. (in Persian)
- 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., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283.
- Shahabpour, J., 1982. Aspects of alteration and mineralization at the Sarcheshmeh copper-molybdenum deposit. Kerman, Iran. Ph.D. Thesis, Leeds University, Leeds, England, 342 pp.
- Shahabpour, J., 1999. The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of Zagros thrust zone. *Journal of Geodynamics*, 28(2–3): 237–250.
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(5–6): 652–665.
- Shahabpour, J. and Kramers, J.D., 1987. Lead isotope data from the Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Mineralium Deposita*, 22(4): 278–281.
- Shand, S. J., 1969. *Eruptive Rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits*. Hafner, New York, 488 pp.
- Shimoda, G., 2009. Genetic link between EMI and EMII: an adakite connection. *Lithos*, 112(3–4): 591–602.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P. and Horn, L., 1998. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200 °C and 3–5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10): 1781–1801.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Journal of the Geological Society*, 42(1): 313–345.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1–4): 29–44.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 1–20.
- Vernon, R.H., 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge, 594 pp.
- Walker, R.T., 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. *Journal of Structural Geology*, 28(4): 654–668.
- Waterman, G.C. and Hamilton R., 1975. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology* 70(3): 568–576.
- Wilson, M., 2007. *Igneous petrogenesis: a global*

- tectonic approach. Springer, Netherlands, 466 pp.
- Winter, J.D., 2001. Introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, 697 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 491–504.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3–4): 241–273.
- Yang, W. and Li, S., 2008. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China craton. *Lithos*, 102(1–2): 88–117.
- Zahang, S., Mahoney, J.J., Ghazi, A.M., Milani, L., Crawford, A.J., Guo, T. and Zhao, Z.D. 2009. Evidence for a Widespread Tethyan upper mantle with Indian-Ocean-type isotopic characteristics. *Journal of Petrology*, 46(4): 829–858.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y., 2006, U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 75–88.



زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، زمین‌شیمی و منشأ کانسار اکسید آهن - آپاتیت گلستان آباد (خاور زنجان)

شیوا کردیان¹، میرعلی اصغر مختاری^{1*}، حسین کوهستانی¹ و سمیه ویسه²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(2) آزمایشگاه‌های مرکز پژوهش‌های کاربردی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، کرج، ایران

دریافت مقاله: 1397/12/18، پذیرش: 1398/06/31

چکیده

کانسار اکسید آهن -آپاتیت گلستان آباد یکی از کانه‌زایی‌های آهن در کمربند فلززایی طارم -هشتجین است که در فاصله حدود 30 کیلومتری خاور شهر زنجان قرار گرفته است. واحدهای سنگی موجود در این منطقه عبارت از توالی آتشفشانی -رسوبی مربوط به زیرعضو آمند سازند کرج به همراه توده‌های نفوذی با ترکیب کوارتز مونزودیوریت، پیروکسن کوارتز مونزودیوریت و کوارتز دیوریت پورفیری است. توده‌های نفوذی کوارتز مونزودیوریت و پیروکسن کوارتز مونزودیوریت دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا بوده و از نوع متآلمین و I-type هستند. این توده‌ها در محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای تا پس از برخورد تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی اکسید آهن -آپاتیت در کانسار گلستان آباد به صورت عدسی‌ها و رگه -رگچه‌های اکسید آهن -آپاتیت در داخل توده نفوذی کوارتز مونزودیوریتی و پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و به مقدار کم در داخل سنگ‌های آتشفشانی -رسوبی اتوسن مجاور توده نفوذی تشکیل شده است. کانه‌های اصلی در این کانه‌زایی شامل مگنتیت، آپاتیت و اکتینولیت است. ساخت و بافت‌های موجود شامل رگه -رگچه‌ای، نواری، توده‌ای، برشی، دانه‌پراکنده، استوک‌ورک، جانشینی، بازماندی و پُرکننده فضاهای خالی است. کانسار اکسید آهن -آپاتیت گلستان آباد شباهت‌های زیادی با ذخایر آهن نوع کایرونا از نظر مجموعه کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی، دگرسانی سنگ دیواره و زمین‌شیمی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی اکسید آهن -آپاتیت، نوع کایرونا، عناصر کمیاب خاکی، پهنه طارم، گلستان آباد، زنجان

مقدمه

کانسارهای آهن نوع آتشفشانی -رسوبی است. از کانسارهای آهن اسکارنی می‌توان به کانسارهای آهن ارجین، گوزلدیره، باشکند و قوزلو (Besharati et al., 2010; Shahbazi et al., 2015; Moghaddasi et al., 2019; Shafaie Pour et

استان زنجان میزبان کانه‌زایی‌های متعدد آهن از نوع کانسارهای اسکارنی، کانسارهای اکسید آهن -آپاتیت نوع کایرونا و

(al., 2020)، از کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت به کانسارهای سرخه‌دیزج، مروارید، ذاکر و گلستان‌آباد (Nabatian et al., 2014a; Nabatian, 2012; Nabatian et al., 2009) و از کانسارهای آهن آتشفشانی-رسوبی به کانسارهای میرجان، کاوند، حسین‌آباد، شاه‌بلاغی، ریحان و چورزق اشاره کرد (Mokhtari et al., 2019). کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت معرف کانسارهای آهن نوع کایرونا هستند که از پروتروژئیک تا ترشیری در مناطق مختلف جهان تشکیل شده‌اند و به‌طور معمول در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکال هستند (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000). آپاتیت از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این کانسارهاست که با مگنتیت و مقادیر مختلفی اکتینولیت همراه است. با وجود پژوهش‌های فراوان بر روی این کانسارها، در مورد منشأ آنها اختلاف‌نظر وجود دارد. اغلب فرایند از منشأ ماگمایی آنها و جایگزینی ماگمای غنی از مواد فرار و نهشته‌شدن مواد معدنی از سیال باقی‌مانده حمایت کرده و فرایند عدم امتزاج سیال‌ها را به‌عنوان منشأ این کانسارها در نظر گرفته‌اند (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000). برخی دیگر از پژوهش‌ها، مدل جان‌شینی متاسوماتیک توسط سیالات گرمایی غنی از آهن با شوری بالا و همچنین مدل سیال ماگمایی را برای تشکیل توده‌های معدنی اکسید آهن-آپاتیت نوع کایرونا معرفی کرده‌اند (Hildebrand, 1986; Gleason et al., 2000; Jami et al., 2007; Nabatian et al., 2012; Nabatian et al., 2014a; Boomeri, 2012). یکی از ویژگی‌های این گروه کانه‌زایی‌ها، تمرکزهای بالای عناصر کمیاب خاکی در آنهاست (Parak, 1975; Frietsch and Perdahl, 1995; Kerr, 1998).

کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد یکی از کانه‌زایی‌های آهن در کمربند فلز زایی طارم-هشتجین است (شکل 1-A) که در فاصله حدود 30 کیلومتری خاور شهر زنجان قرار گرفته است (شکل 1-B). کانه‌زایی‌های متعددی از اکسید آهن-آپاتیت (مانند سرخه‌دیزج، مروارید و ذاکر) در کمربند ماگمایی-متالورژی طارم تشکیل شده است (شکل 1-B) که توسط

پژوهشگران مختلفی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Nabatian et al., 2009; Nabatian, 2012; Nabatian et al., 2014a). بررسی‌های انجام‌شده نشان‌دهنده است که عناصر کمیاب خاکی به‌عنوان یکی از شاخص‌ترین عناصر همراه در کانه‌زایی‌های اکسید آهن-آپاتیت منطقه حضور دارند (Nabatian, 2012; Nabatian and Ghaderi, 2014; Mokhtari et al., 2017).

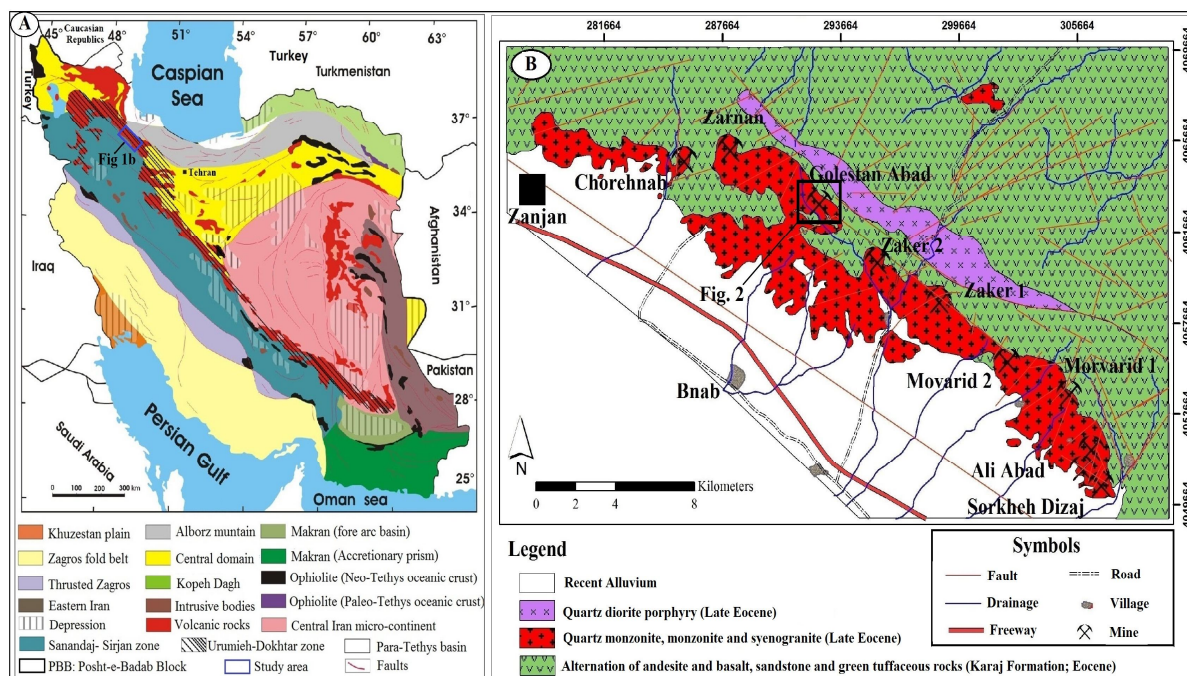
بررسی‌های اکتشافی بر روی کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد انجام‌شده و در سال‌های گذشته مورد بهره‌برداری قرار گرفته است؛ ولی بررسی‌های پژوهشی دقیق بر روی ویژگی‌های کانی‌شناختی، ساخت و بافت، زمین‌شیمی و منشأ کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت آن انجام‌نشده است. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، توالی پاراژنتیکی، زمین‌شیمی و منشأ کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد مورد بررسی قرار گرفته است.

روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. بررسی‌های صحرایی شامل شناسایی واحدهای مختلف سنگی و پهنه‌های کانه‌زایی و نمونه‌گیری از آنها برای بررسی‌های آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، علاوه بر تهیه نقشه زمین‌شناسی در مقیاس 1:5000، بیش از 60 نمونه برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و آنالیزهای شیمیایی برداشت شد. طی برداشت‌های صحرایی، امتداد، شیب و ضخامت عدسی‌ها و رگه‌های اکسید آهن-آپاتیت اندازه‌گیری شد. از نمونه‌های برداشت‌شده، تعداد 12 مقطع نازک و 15 مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری تهیه شد. سپس، بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، به‌منظور انجام مطالعات زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، تعداد 6 نمونه از توده‌های نفوذی منطقه و 7 نمونه از پهنه‌های کانه‌دار برای آنالیز به روش‌های XRF و ICP-MS انتخاب و در آزمایشگاه شرکت زرآزما در تهران آنالیز شد. بدین منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط

دمای 1000 درجه سانتی‌گراد به مدت 2 ساعت به‌دست آمد. برای تجزیه به روش XRF برای عناصر اصلی، قرصی از نمونه‌های پودر شده تهیه شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی توسط دستگاه ICP-MS، حدود 0/2 گرم از هر نمونه در ترکیب لیتیم متابرات/تترابرات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل شد. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین 2 تا 3 درصد بوده است.

خردکننده فولادی تا اندازه حدود 5 مش خردایش شده و سپس توسط آسیاب تنگستن کاربید به مدت 2 دقیقه تا اندازه حدود 200 مش پودر شدند. پس از پودر کردن هر نمونه، ماسه‌های کوارتزی آسیاب شد تا میزان آلودگی به حداقل برسد. در مرحله بعد، میزان 20 گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال و تجزیه شد. مقدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در



شکل 1. A: موقعیت منطقه گلستان‌آباد بر روی پهنه‌های ساختاری ایران با کمی تغییرات از نظامی (Nezafati, 2006) و B: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ذخایر اکسید آهن-آپاتیت زنجان که موقعیت ذخایر سرخه‌دیزج، علی‌آباد، مروارید 1، مروارید 2، زاکر 1، زاکر 2، گلستان‌آباد، زرنان و چوره‌ناب بر روی آن مشخص شده است، با کمی تغییرات از نباتیان و قادری (Nabatian and Ghaderi, 2013). کادر مربعی روی شکل، موقعیت محدوده کانه‌زایی گلستان‌آباد را نشان می‌دهد.

Fig. 1. A: Location of the Golestan Abad area on the Iranian geo-structural zones (after Nezafati, 2006), and B: Simplified geological map of the Zanjan iron oxide-apatite deposits, showing Sorkheh-Dizaj, Aliabad, Morvarid 1, Morvarid 2, Zaker 1, Zaker 2, Golestan Abad, Zarnan and Chohrehnab deposits (after Nabatian and Ghaderi, 2013). The square box on the map shows the location of the Golestan Abad deposit.

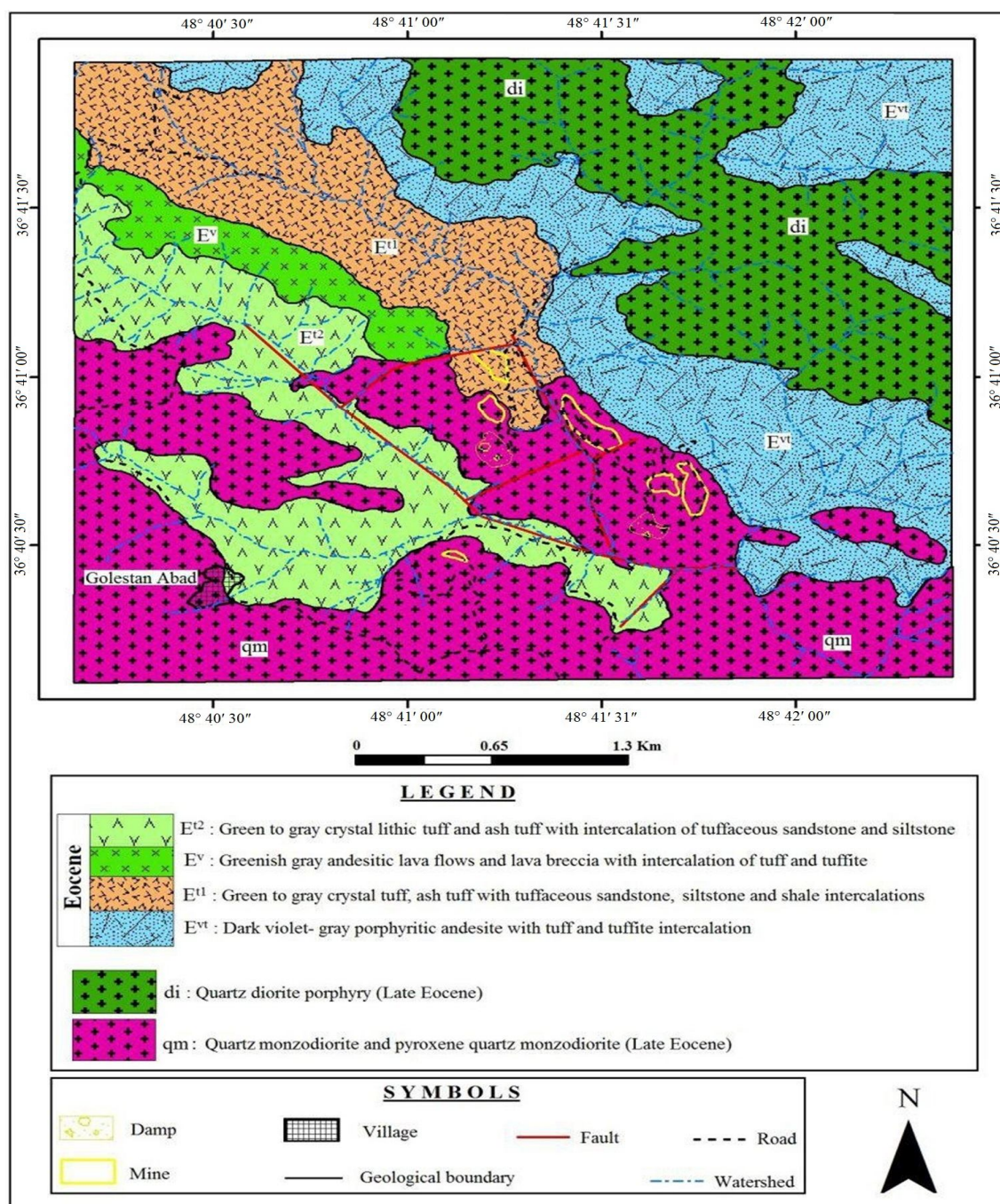
زمین‌شناسی

مرکزی تا جنوب‌باختری آن به‌خود اختصاص می‌دهد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی 1:5000 تهیه‌شده از منطقه (شکل 2)، واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد بررسی، عبارت از

کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد بخشی از نقشه زمین‌شناسی 1:100000 طارم (Amini, 1997) را در بخش‌های

(qm) و کوارتز دیوریت پورفیری (di) است. ویژگی‌های واحدهای سنگی مزبور در ادامه شرح داده شده است.

واحدهای آتشفشانی-رسوبی مربوط به زیرعضو آمند سازند کرج (E^{v1} , E^{t1} , E^{t2} و E^v) به همراه دو توده نفوذی با ترکیب کلی کوارتز مونزودیوریت و پیروکسن کوارتز مونزودیوریت

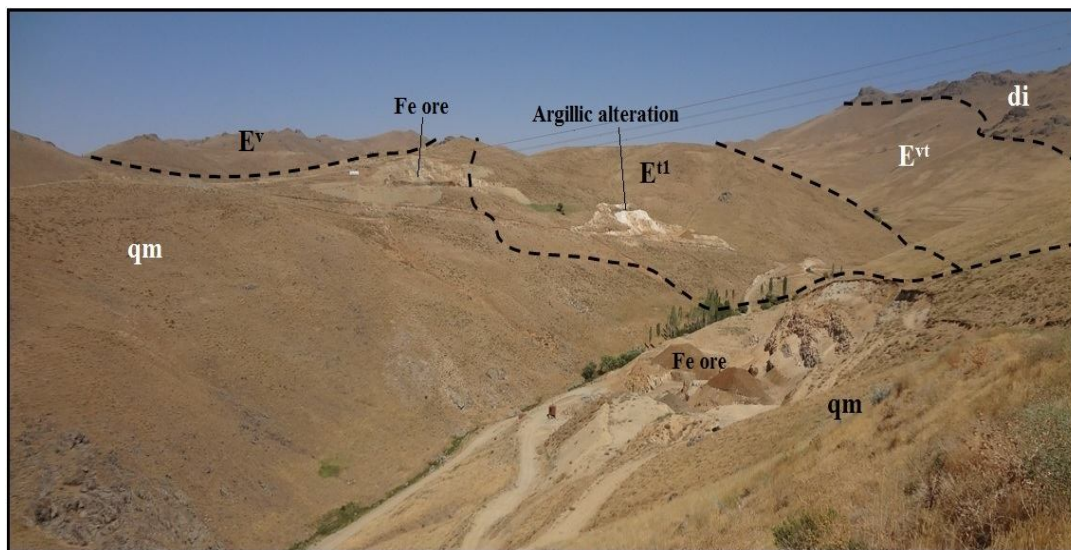


شکل 2. نقشه زمین‌شناسی مقیاس 1:5000 تهیه‌شده از منطقه گلستان‌آباد

Fig. 2. Geological map of the Golestan Abad area in 1: 5000 scale

شمال‌باختر کانسار گلستان‌آباد رخنمون دارد. در برخی نقاط، آثار کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در این واحد قابل مشاهده است. این واحد سنگی به سمت بالا توسط واحد گدازه‌ای E^v به صورت هم‌شیب پوشیده شده است. واحد E^v عبارت از گدازه‌های اسیدی تا حدواسط با ترکیب داسیتی تا آندزیتی به رنگ روشن است که در شمال‌باختر کانسار گلستان‌آباد رخنمون دارد. این واحد سنگی به سمت بالا توسط واحد توفی E^{t2} به صورت هم‌شیب پوشیده شده است.

واحد E^{vt} عبارت از تناوب لایه‌های توفی (شامل توف بلورین، توف سنگی-بلورین، توف ماسه‌ای، ماسه‌سنگ توفی و ماسه‌سنگ) و گدازه‌هایی با ترکیب غالب آندزیتی هستند. روند عمومی این واحد، شمال‌باختر-جنوب‌خاور بوده و در بخش‌های شمال‌خاوری و شمال منطقه مورد بررسی و کانسار گلستان‌آباد رخنمون دارد. این واحد سنگی به سمت بالا توسط واحد توفی E^{t1} به صورت هم‌شیب پوشیده شده است (شکل 3). واحد E^{t1} عبارت از لایه‌های توفی شامل توف سنگی-بلورین، توف سنگی، توف برش و لایلی توف است که در شمال و



شکل 3. نمایی از توده‌های نفوذی کوارتز مونزودیوریتی-پروکسن کوارتز مونزودیوریتی (qm) و کوارتز دیوریت پورفیری (di) در منطقه گلستان‌آباد که به داخل توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن (واحد‌های E^{vt} ، E^{t1} و E^v) نفوذ کرده‌اند (دید به سمت شمال‌باختر). دگرسانی آرژیلیکی در داخل واحد E^{t1} و کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در داخل توده نفوذی qm قابل مشاهده است.

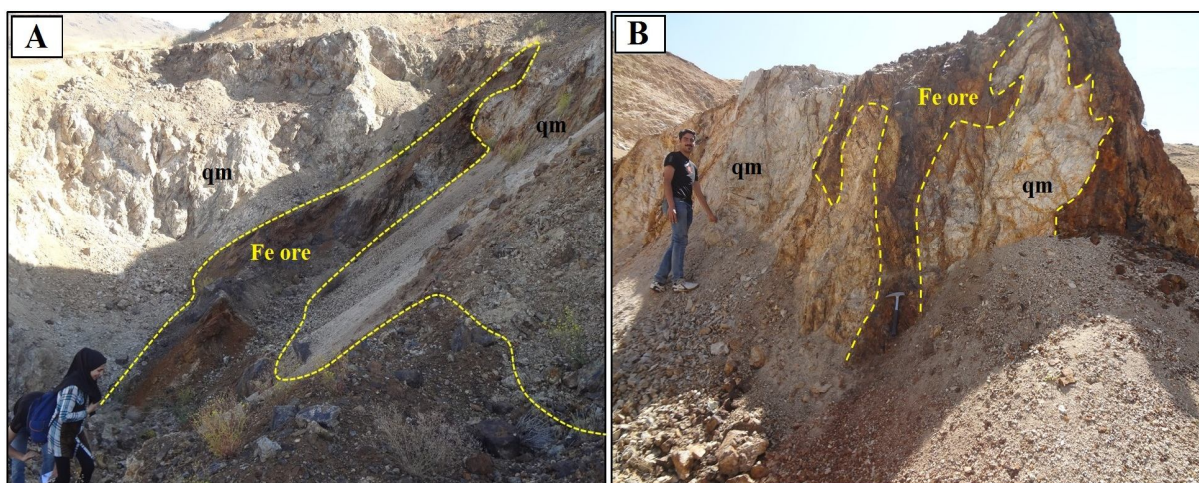
Fig. 3. View from the quartz monzodioritic-pyroxene quartz monzodioritic (qm) and porphyritic quartz diorite (di) intrusions in the Golestan Abad area which are intruded within the Eocene volcano-sedimentary sequence (E^{vt} , E^{t1} and E^v units) (view to the northwest). Argillic alteration and iron oxide-apatite mineralization occur within the E^{t1} unit and qm intrusion.

و کوارتز مونزودیوریت و پروکسن کوارتز مونزودیوریتی (qm) مورد هجوم قرار گرفته و در مرز تماس آنها، آثار دگرسانی گرمایی به صورت آرژیلیکی شدن و گاه سیلیسی شدن قابل مشاهده است (شکل 3).

واحد E^{t2} عبارت از تناوب لایه‌های توفی (توف بلورین و خاکستر توف با ترکیب اسیدی تا حدواسط)، توف ماسه‌ای و ماسه‌سنگ است که در بخش‌های باختری و شمال‌باختر منطقه مورد بررسی و شمال روستای گلستان‌آباد رخنمون دارد. این واحدهای توفی توسط توده‌های کوارتز دیوریت پورفیری (di)

طارم (Amini, 1997)، این سنگ‌ها دارای ترکیب کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت، کوارتز سینیت و گرانیت هستند. توده کوارتز دیوریت پورفیری (di) با یک روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور در بخش شمال‌خاوری منطقه مورد بررسی رخنمون دارد (شکل 2). سنگ‌های این توده دارای رنگ خاکستری تا خاکستری تیره بوده و دارای بافت پورفیری هستند. بر اساس مشاهدات صحرایی، این سنگ‌ها را می‌توان دیوریت پورفیری نام‌گذاری کرد؛ در حالی که در نقشه 1:100000 طارم (Amini, 1997)، این توده دارای ترکیب میکروکوارتز دیوریت پورفیری تا میکرودیوریت پورفیری معرفی شده‌اند.

توده نفوذی کوارتز مونزودیوریتی و پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی (qm) در بخش‌های جنوبی و باختری منطقه مورد بررسی رخنمون داشته و میزبان بخش عمده کانه‌زایی منطقه است (شکل A-4). در مجاورت با کانه‌زایی آهن، این سنگ‌ها متحمل دگرسانی‌های آرژیلیک، پروپلیتیک و سیلیسی شده‌اند (شکل B-4). سنگ‌های این توده در سطوح تازه شکست دارای رنگ خاکستری مایل به سبز تا صورتی بوده و دارای بافت میکروگرانولار تا پورفیری در مقیاس نمونه دستی هستند. در برخی نقاط، آنکلاوهای مافیک میکروگرانولار در داخل این توده مشاهده می‌شود. بر اساس نقشه زمین‌شناسی 1:100000



شکل 4. A: نمایی از کانه‌زایی آهن (Fe ore) در داخل توده کوارتز مونزودیوریت-پیروکسن کوارتز مونزودیوریت (qm) در منطقه گلستان‌آباد (دید به سمت شمال) و B: توده کوارتز مونزودیوریتی-پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی دگرسان‌شده در اطراف رگه‌های کانه‌زایی آهن (Fe ore) در منطقه گلستان‌آباد (دید به سمت جنوب‌خاور)

Fig. 4. A: View from the Fe mineralization (Fe ore) within the quartz monzodiorite-pyroxene quartz monzodiorite intrusion (qm) in the Golestan Abad area (view to the north), and B: Altered quartz monzodioritic-pyroxene quartz monzodioritic intrusion around the Fe mineralization veins (Fe ore) in the Golestan Abad area (view to the southeast)

سنگ‌نگاری

پیروکسن کوارتز مونزودیوریت پورفیری

به‌عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند. آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر نیز به‌عنوان کانی‌های کمیاب مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلاز با ابعاد حداکثر 5 میلی‌متر، درشت‌بلور اصلی این سنگ‌هاست که به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارد. برخی بلورهای پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی بوده و گاه بافت غربالی نشان می‌دهند (شکل A-5). ادخال‌هایی از

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، فلسوفیری و پوئی‌کلیتیک بوده و متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، کلینوپیروکسن، هورنبلند و فلدسپات آلکالن هستند. اکتینولیت، کلسیت، اپیدوت و کلریت

میلی‌متر نیز می‌رسد. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی بوده و گاه بافت غربالی نشان می‌دهند. دگرسانی به سرسیت در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. آمفیبول به دو صورت در این سنگ‌ها حضور دارد. گروه اول شامل بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار از نوع هورنبلند است (شکل F-5). ابعاد بلورهای درشت هورنبلند تا 3 میلی‌متر می‌رسد. گروه دوم، اکتینولیت‌های حاصل از دگرسانی بلورهای کلینوپروکسن هستند. بیوتیت به صورت بلورهای ورقه‌ای در برخی نقاط قابل مشاهده است که اغلب توسط اپیدوت و کلریت جانشین شده است. کلینوپروکسن در برخی نمونه‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی محدود حضور دارد. بلورهای کلینوپروکسن اغلب با درجات شدید به اکتینولیت و کلریت دگرسان شده‌اند. فلدسپات آلکالن و کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل و ریز در زمینه سنگ حضور دارند.

توف بلورین و سنگی - بلورین

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، توف‌های بلورین دارای بافت پورفیرو کلاستیک بوده و متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک جانشین‌شده توسط اپیدوت، کلسیت و کوارتز هستند (شکل G-5). پلاژیوکلاز کانی اصلی این سنگ‌هاست که به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با گوشه‌های تیز و شکسته‌شده قابل مشاهده است. ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز کمتر از یک میلی‌متر است. برخی بلورهای درشت پلاژیوکلاز، دگرسانی به اپیدوت را نشان می‌دهند. کانی‌های مافیک اولیه سنگ به طور کامل توسط اپیدوت جانشین شده‌اند؛ ولی با توجه به شکل بلوری منشوری و مستطیلی، احتمالاً از نوع آمفیبول و بیوتیت بوده‌اند (شکل G-5). همچنین، رگچه‌هایی از اپیدوت نیز در برخی نقاط قابل مشاهده است. کوارتز هم به صورت اولیه و درشت‌بلور در متن سنگ پراکنده است و هم در نتیجه دگرسانی و عملکرد سیالات گرمایی به عنوان کانی ثانویه در این سنگ‌ها تشکیل شده است. مقدار کمی قطعات سنگی با بافت پورفیری در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است. در

پروکسن در داخل برخی بلورهای درشت پلاژیوکلاز وجود دارد. کلینوپروکسن دیگر درشت‌بلور اصلی این سنگ‌هاست که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارند (شکل B-5). این کانی با درجات مختلفی به اکتینولیت و کلریت دگرسان شده است. در برخی نقاط، بلورهایی دیده می‌شود که بخش مرکزی آنها توسط کلریت جایگزین شده است؛ درحالی‌که بخش حاشیه بلور سالم است (شکل B-5). ابعاد بلورهای درشت کلینوپروکسن تا 2/5 میلی‌متر می‌رسد. در برخی از نمونه‌ها، تجمعانی از بلورهای درشت کلینوپروکسن در همراهی با کانی‌های کدر ریزبلور و بی‌شکل مشاهده می‌شود (شکل C-5) که می‌تواند نشان‌دهنده جدایش کومولایی آنها از ماگمای در حال تبلور باشد. دگرسانی کانی‌های مافیک به اپیدوت در برخی نمونه‌های مجاور با کانه‌زایی آهن مشاهده می‌شود. آمفیبول به دو صورت در این سنگ‌ها حضور دارد. گروه اول عبارت از درشت‌بلورهای هورنبلند شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است (شکل D-5) که در همراهی با پروکسن و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شوند. ابعاد بلورهای هورنبلند تا 2 میلی‌متر می‌رسد. گروه دوم عبارت از آمفیبول‌های ثانویه (اکتینولیت) حاصل از دگرسانی درشت‌بلورهای پروکسن هستند. کوارتز و فلدسپات آلکالن به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل، در زمینه سنگ حضور دارند.

کوارتز مونوزودیوریت پورفیری

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری و فلسوفیری و گاه میکروگرانولار بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، فلدسپات آلکالن و بیوتیت تشکیل شده‌اند. کلینوپروکسن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی و سرسیت، اپیدوت، اکتینولیت، کلریت و کلسیت به عنوان کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها حضور دارند. پلاژیوکلاز درشت‌بلور اصلی این سنگ‌هاست که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارد (شکل E-5). ابعاد درشت‌بلورهای این کانی تا 4

نمونه‌های نزدیک به توده نفوذی و کانه‌زایی‌های آهن، سیلیسی شدن به صورت گسترده‌ای در این سنگ‌ها رخ داده و رگچه‌های کوارتز، اپیدوت، اکتینولیت و کلریت تشکیل شده است. توف‌های سنگی -بلورین دارای بافت پورفیرو کلاستیک بوده و اغلب متشکل از قطعات سنگی در ابعاد و شکل‌هایی مختلف هستند (شکل H-5). بلورهای از جنس پلاژیو کلاز و کانی‌های جانشین شده توسط اپیدوت نیز در این سنگ‌ها حضور دارند (شکل I-5). در زمینه قطعات سنگی و بلورهای یادشده، کانی‌های کدر قابل مشاهده هستند. قطعات سنگی دارای بافت‌های پورفیری و گاه با زمینه جریان‌ی است که نشان می‌دهد این قطعات از سنگ‌های آتشفشانی منشأ گرفته‌اند. در برخی قطعات سنگی، دگرسانی به اپیدوت قابل مشاهده است. ابعاد قطعات سنگی تا 5 میلی‌متر می‌رسد. درشت‌بلورهای موجود در قطعات سنگی اغلب از نوع پلاژیو کلاز بوده و گاه بلورهای کوارتز نیز مشاهده می‌شود.

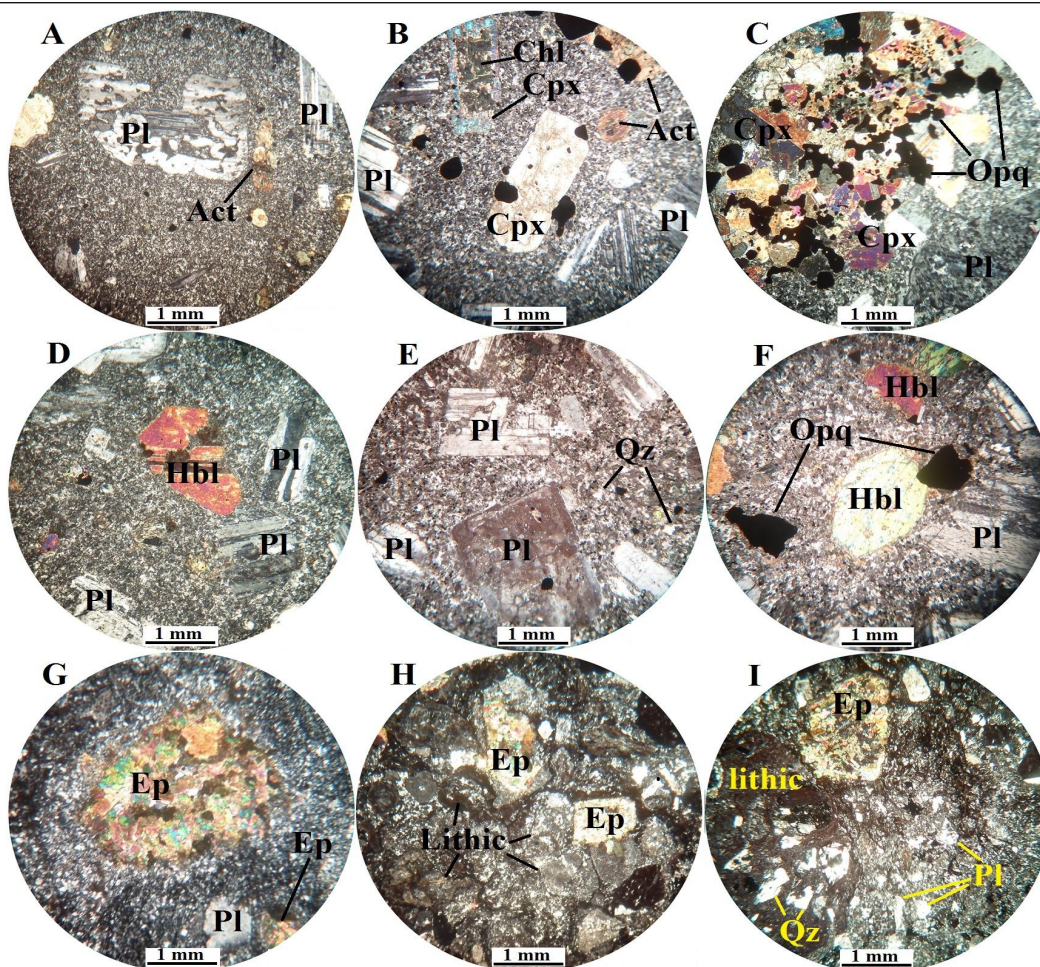
زمین‌شیمی

برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی، تعداد 6 نمونه از توده‌های گرانیتوئیدی بر اساس حداقل دگرسانی برای تجزیه سنگ کل به روش‌های دستگاهی XRF و ICP-MS در شرکت زراآزمایش تهران تجزیه شد. نتایج تجزیه‌های شیمیایی مزبور در جدول 1 آمده است.

در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1985)، تمامی نمونه‌های مربوط به منطقه گلستان‌آباد در محدوده کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند (شکل A-6). برای تعیین سری ماگمایی توده گرانیتوئیدی گلستان‌آباد از نمودار عناصر کمیاب Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) استفاده شد که همه نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل B-6). بر اساس نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1943)، تمامی نمونه‌های پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی در قلمرو متاآلومینوس و نمونه کوارتز مونزودیوریتی در قلمرو پراآلومینوس قرار می‌گیرند

(شکل C-6). در نمودار SiO_2 در مقابل A/CNK (Chappell and White, 1992)، نمونه‌های پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I متاآلومینوس و نمونه کوارتز مونزودیوریت در قلمرو نسبتاً پراآلومینوس واقع می‌شوند (شکل D-6). برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع I و A از نمودار SiO_2 در مقابل Zr (Collins et al., 1982) استفاده شد. در این نمودار تمامی نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو نوع I واقع می‌شوند (شکل E-6). در نمودار SiO_2 در مقابل P_2O_5 ، روند کاهشی P_2O_5 در نمونه‌های مورد بررسی قابل مشاهده است (شکل F-6). این روند کاهشی ویژگی گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود (Chappell and White, 1992). به دلیل تبلور آپاتیت در گرانیت‌های نوع I، فسفر به عنوان عنصر سازگار عمل می‌کند و با ادامه تفریق، از مقدار آن کاسته می‌شود؛ درحالی‌که در گرانیت‌های نوع S، به دلیل عدم تبلور آپاتیت، فسفر به عنوان عنصر ناسازگار عمل می‌کند و غلظت آن در مذاب افزایش می‌یابد (Chappell and White, 1992; Wu et al., 2003; Li et al., 2007). از نظر کانی‌شناسی نیز در توده گرانیتوئیدی منطقه مورد بررسی، کانی‌هایی نظیر پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت دارای فراوانی قابل توجهی هستند؛ در حالی‌که مسکویت، کوردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت دیده نمی‌شوند. علاوه بر این، ویژگی متاآلومین نمونه‌های مورد بررسی و همچنین نبود کزندوم در نورم این نمونه‌ها، شواهد دیگری مبنی بر نوع I توده گرانیتوئیدی گلستان‌آباد هستند.

در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، همه نمونه‌ها الگوی شبیه به هم حاوی غنی‌شدگی مشخص از عناصر LILE (Ba, Rb, Ta, Nb, Cs) همراه با آنومالی منفی عناصر HFSE (Ta, Nb, Ti) را نشان می‌دهند (شکل A-7). چنین الگوی در دیگر توده‌های گرانیتوئیدی منطقه طارم مشاهده شده است (Nabatian et al., 2014b).



شکل 5. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از توده‌های گرانیتوئیدی و واحدهای آذرآواری منطقه گلستان‌آباد. A: بافت پورفیری در پیروکسن کوارتز مونزودیوریت پورفیری به همراه بافت غربالی در پلاژیوکلاز. B: بافت پورفیری در پیروکسن کوارتز مونزودیوریت پورفیری و کلینوپیروکسن دگرسان‌شده به کلریت از بخش مرکزی. C: تجمع بلورهای کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر به حالت تجمعی در پیروکسن کوارتز مونزودیوریت پورفیری. D: بافت پورفیری حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در پیروکسن کوارتز مونزودیوریت. E: درشت‌بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز در کوارتز مونزودیوریت پورفیری. F: بلورهای درشت پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه دانه‌ریز در کوارتز مونزودیوریت پورفیری. G: درشت‌بلور کانی مافیک جانشین‌شده توسط اپیدوت در توف‌های بلورین. H: قطعات سنگی به همراه کانی‌های اپیدوت در توف‌های سنگی - بلورین و I: قطعه سنگی به همراه بلورهای پلاژیوکلاز و کانی مافیک جانشین‌شده توسط اپیدوت در توف‌های سنگی - بلورین. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Act: اکتینولیت، Chl: کلریت، Cpx: کلینوپیروکسن، Ep: اپیدوت، Hbl: هورنبلند، Lithic: قطعه سنگ، Opq: کانی کدر، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز)

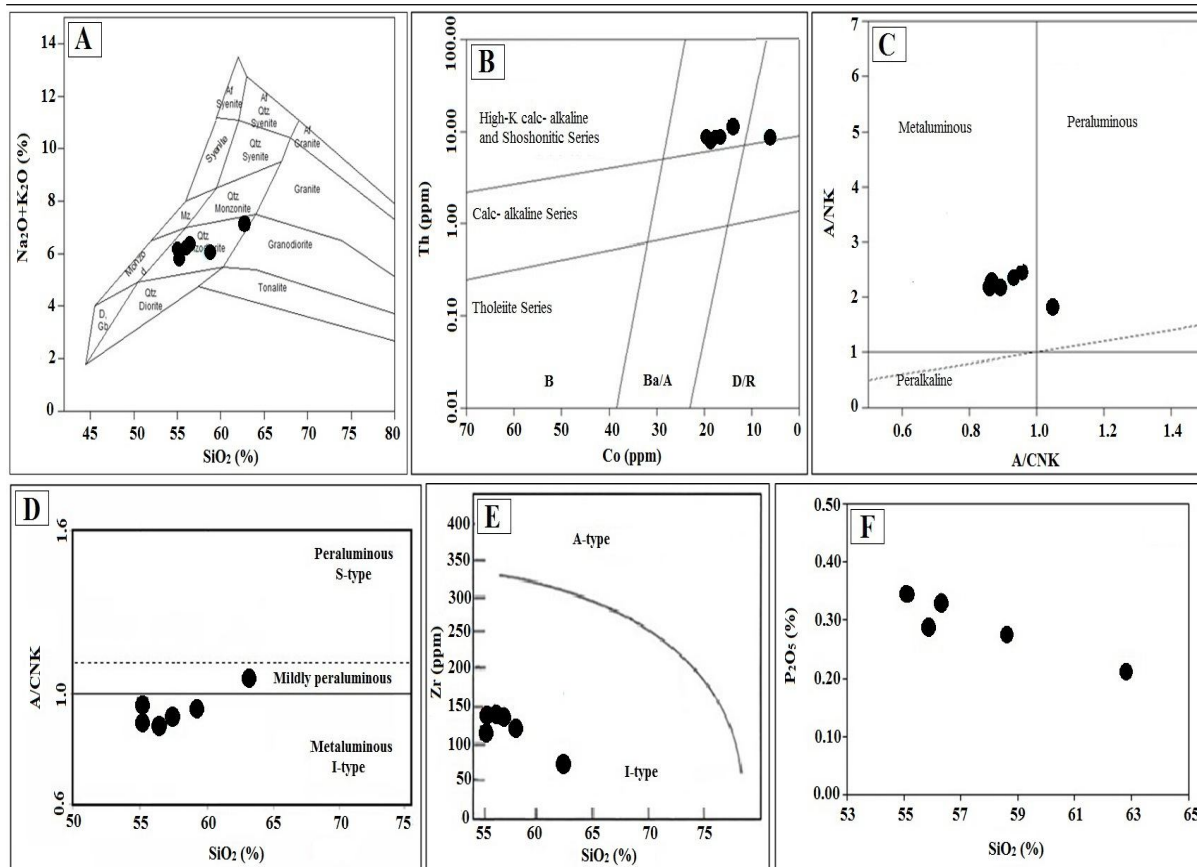
Fig. 5. Photomicrographs (transmitted light, XPL) of granitoid intrusions and volcano-sedimentary rocks in the Golestan Abad area. A: Prophyritic texture along with sieve texture within plagioclase in pyroxene quartz monzodiorite, B: Prophyritic texture and chloritized clinopyroxene from center in pyroxene quartz monzodiorite, C: Accumulation of clinopyroxene and opaque minerals in phorphyritic pyroxene quartz monzodiorite, D: Prophyritic texture in pyroxene quartz monzodiorites containing plagioclase and hornblende phenocrysts, E: Plagioclase phenocrysts within the fine-grained groundmass in phorphyritic quartz monzodiorites, F: Plagioclase and hornblende phenocrysts within the fine-grained groundmass in phorphyritic quartz monzodiorites, G: Mafic mineral replaced by epidote in crystal tuffs, H: Rock fragments along with completely epidotized mafic minerals in crystal lithic tuffs, and I: Rock fragments along with plagioclase and epidotized mafic minerals in crystal lithic tuffs. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Chl: chlorite, Cpx: clinopyroxene, Ep: epidote, Hbl: hornblende, Lithic: rock fragment, Opq: opaque mineral, Pl: plagioclase, Qz: quartz)

جدول 1. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های توده گرانیتوئیدی در منطقه گلستان‌آباد. عناصر اصلی برحسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برحسب گرم در تن (ppm) هستند.

Table 1. Geochemical data of major, trace and rare earth elements for granitoid samples of the Golestan Abad area. Major elements are in wt.% and trace and rare earth elements in ppm.

S.N.	DL	G2	G3	G4	G6	G9	G10
R. type		Px Qz Mzd	Px Qz Mzd	Px Qz Mzd	Px Qz Mzd	Px Qz Mzd	Qz Mzd
SiO ₂	0.1	55.12	55.09	56.29	55.83	58.6	62.77
TiO ₂	0.1	0.9	0.89	0.86	0.85	0.85	0.6
Al ₂ O ₃	0.1	18.48	18.68	18.62	18.48	19.07	16.93
Fe ₂ O ₃	0.1	8.1	7.45	6.97	7.12	3.9	5.68
MnO	0.1	0.19	0.17	0.14	0.17	0.11	0.05
MgO	0.1	3.03	2.88	2.63	2.7	2.8	1.71
CaO	0.1	6.44	7.25	6.74	7.13	6.76	3.58
Na ₂ O	0.1	2.5	2.99	3.16	3.05	3.03	3.31
K ₂ O	0.1	3.18	3.15	3.16	3.2	2.99	3.76
P ₂ O ₅	0.1	0.34	0.34	0.33	0.29	0.27	0.22
LOI	0.1	1.62	0.98	0.93	1.02	1.41	1.2
Total	----	100	100.01	99.99	99.98	99.94	99.93
As	0.1	11.9	10.5	9.2	8.3	6.5	7.3
Cs	1	1.9	1.9	2.6	1.7	2.1	1.3
Ba	1	903	799	791	821	963	1344
Rb	0.05	64	66	74	63	56	71
Sr	0.02	559.8	557.8	566	568.9	601.8	768.1
Y	0.5	24.4	25.7	24.8	25.2	24.6	16.7
Zr	5	111	144	140	145	123	92
Hf	0.05	3.13	3.55	3.44	3.38	2.99	2.77
Nb	0.1	12.8	15.4	13.7	10.3	12.7	13.2
Ta	1	0.78	1.02	0.97	0.73	0.8	0.85
Pb	1	14	13	9	12	7	6
Th	0.1	8.48	8.7	8.24	8.54	8.85	11.26
U	0.1	1.92	1.8	1.8	1.9	1.8	2.1
Sc	1	20.9	21.5	20.8	20.7	19.2	9.5
V	1	152	157	146	146	117	92
Cr	1	31	30	30	28	24	25
Co	0.5	16.8	19.5	18.1	18.1	6.2	13.9
Ni	0.5	26	16	13	11	10	13
Cu	0.5	107	84	72	73	431	79
Zn	1	76	111	79	103	40	48
La	0.5	24	26	25	25	25	28
Ce	0.1	52	56	55	56	55	56
Pr	1	6.49	6.59	6.18	6.25	6.12	6.21
Nd	1	26.6	26.7	25.6	25.4	25.1	23.5
Sm	0.5	5.57	5.54	5.29	5.34	5.22	4.34
Eu	0.05	1.55	1.47	1.42	1.45	1.34	1.14
Gd	0.1	4.83	4.82	4.56	4.65	4.47	3.24
Tb	0.1	0.75	0.75	0.72	0.72	0.7	0.52
Dy	1	5.13	5.2	4.86	4.84	4.88	3.18
Er	0.02	2.83	2.92	2.73	2.68	2.65	1.72
Tm	0.1	0.41	0.43	0.41	0.4	0.39	0.27
Yb	0.05	3	3.4	3.2	3.2	2.8	1.9
Lu	1	0.38	0.39	0.36	0.38	0.33	0.24

Px Qz Mzd: pyroxene quartz monzodiorite; Qz Mz: quartz monzodiorite



شکل 6. موقعیت نمونه‌های منطقه گلستان‌آباد بر روی: A: نمودار SiO₂ در مقابل Na₂O+K₂O (Middlemost, 1985)، B: نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)، C: نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943)، D: نمودار SiO₂ در مقابل A/CNK (Chappell and White, 1992)، E: نمودار SiO₂ در مقابل Zr (Collins et al., 1982) و F: روند کاهشی P₂O₅ در مقابل SiO₂

Fig. 6. Location of samples from the Golestan Abad area on the: A: SiO₂ vs. Na₂O+K₂O diagram (Middlemost, 1985), B: Co vs. Th diagram (Hastie et al., 2007), C: A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1943), D: SiO₂ vs. A/CNK diagram (Chappell and White, 1992), E: SiO₂ vs. Zr diagram (Collins et al., 1982), and F: Decreasing trend of P₂O₅ vs. SiO₂

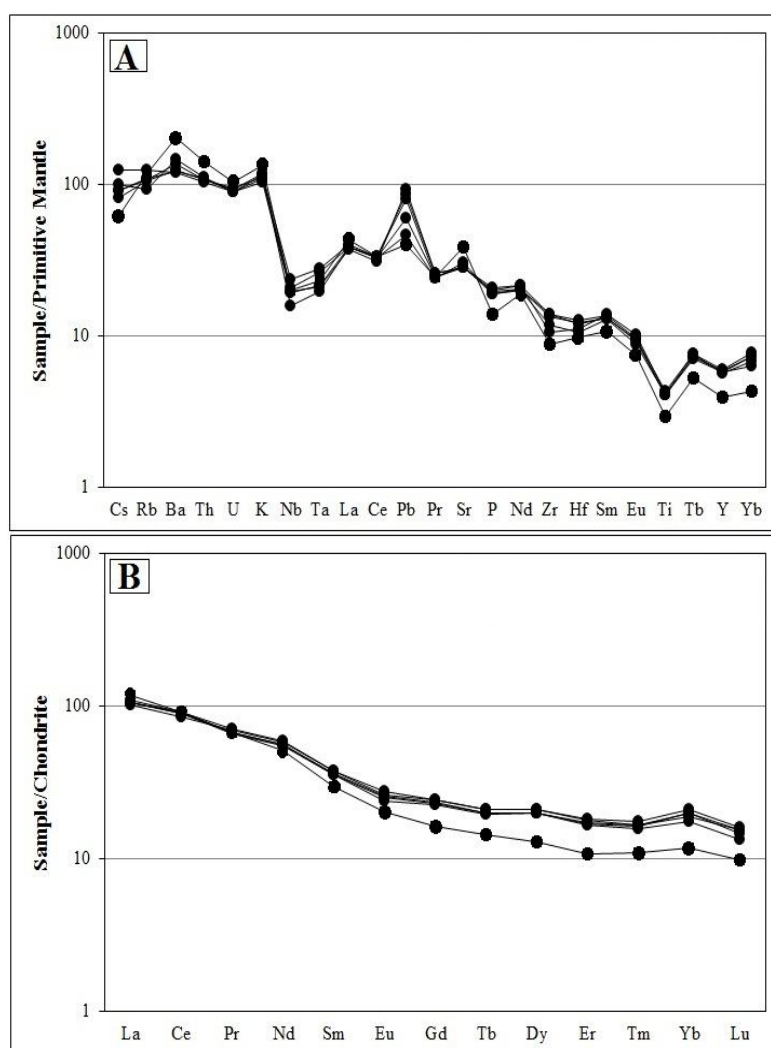
منفی Ti و Nb به عوامل گوناگونی مانند ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانش (Aldanmaz et al., 2002) و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Kuster and Harms, 1998) نسبت داده می‌شود.

در الگوی عناصر کمیاب خاکی به‌هنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995)، الگوی مشابه در همه نمونه‌های مورد بررسی مشاهده می‌شود (شکل B-7). نمونه‌های مورد بررسی الگویی غنی از عناصر LREE نسبت به HREE را با نسبت بالای LREE/HREE و آنومالی منفی بسیار ضعیف

ویژگی بارز نمودار عنکبوتی، آنومالی مثبت Pb در همه نمونه‌هاست که می‌تواند نشان‌دهنده از تأثیر مواد پوسته قاره‌ای در تشکیل ماگمای مولد سنگ‌های منطقه باشد (Kamber et al., 2002). همراه بودن آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb و Ta نشانه ماگماهای کمان‌های آتشفشانی و ماگماهای متأثر از مواد پوسته قاره‌ای است (Hofmann, 1988). به اعتقاد کاستر و هارمز (Kuster and Harms, 1998)، غنی‌شدگی از LILE و LREE نشان‌دهنده نقش سیالات آزاد شده از لیتوسفر فروزانده در غنی‌سازی این عناصر در ماگماست. بی‌هنجاری‌های

Eu نشان می‌دهند (شکل B-7). نمونه کوارتز مونزودیوریتی، الگویی نسبتاً غنی‌شده‌تر در La، تهی‌شده‌تر از MREE و HREE را در مقایسه با نمونه‌های پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی به‌نمایش می‌گذارد (شکل B-7). غنی‌شدگی بالای عناصر کمیاب خاکی سبک می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب‌بخشی و پایین‌بودن عناصر کمیاب خاکی سنگین در ارتباط با حضور گارنت در ناحیه ذوب باشد (Wilson, 1989; Nabatian et al., 2014b).

روند تفریق افزایش پیدا می‌کند. این افزایش به این دلیل است که LREE نسبت به فازهای بلوری اصلی (کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول) ناسازگارتر بوده و در نتیجه به‌طور فزاینده‌ای در مذاب‌های تحول‌یافته متمرکز می‌شوند. دیگر توده‌های گرانیتوئیدی منطقه طارم نیز الگوی عناصر کمیاب خاکی مشابهی را نشان می‌دهند (Nabatian et al., 2014b).



شکل 7. A: الگوی عناصر کمیاب به‌هنجارشده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای توده گرانیتوئیدی گلستان‌آباد و B: الگوی عناصر کمیاب به‌هنجارشده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای توده گرانیتوئیدی گلستان‌آباد

Fig. 7. A: Primitive mantle-normalized (McDonough and Sun, 1995) trace element patterns for the Golestan Abad granitoid, and B: Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns for the Golestan Abad granitoid

داربستی) در داخل توده نفوذی پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی و به مقدار کم، در داخل سنگ‌های آتشفشانی -رسوبی ائوسن مجاور توده نفوذی متمرکز شده است (شکل‌های 9-A، B و C). شکل کانه‌زایی داربستی اغلب مربوط به کمرباین رگه‌های اصلی کانه‌زایی است. ضخامت پهنه استوک‌ورکی اغلب کمتر از یک متر است. طول رخنمون رگه‌ها و عدسی‌های کانه‌زایی تا 300 متر می‌رسد؛ درحالی‌که ضخامت آنها کمتر از 20 متر است. این کانه‌زایی‌ها روند عمومی شمال‌باختر -جنوب‌خاور نشان می‌دهند. کانه اصلی در این کانه‌زایی عبارت از مگنتیت است که با مقادیر متغیری از بلورهای آپاتیت، اکتینولیت و کانی‌های سولفیدی (اغلب از نوع پیریت) همراهی می‌شود.

بلورهای آپاتیت و اکتینولیت هم به‌صورت هم‌رشد با مگنتیت حضور داشته (شکل 10-A و B) و هم به‌صورت رگه‌ای، کانه‌زایی مگنتیت را قطع می‌کنند (شکل 10-C). کانه‌زایی اکسید آهن -آپاتیت اغلب توسط ساختارهای گسلی کنترل می‌شود. گسل‌های بعد از کانه‌زایی موجب جابه‌جایی رگه‌ها و عدسی‌های کانه‌زایی و همچنین شکستگی بلورهای آپاتیت در مقیاس نمونه دستی شده است (شکل 10-D).

بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده، دگرسانی‌های گرمابی موجود در اکسید آهن -آپاتیت گلستان‌آباد شامل سیلیسی، کلسیمی (اکتینولیتی‌شدن)، آرژیلیکی و پروپیلیتی است. دگرسانی سیلیسی در منطقه مورد بررسی به‌صورت سیلیسی‌شدن سنگ میزبان آتشفشانی -رسوبی و رگه -رگچه‌های سیلیسی تأخیری قطع‌کننده مراحل قبلی کانه‌زایی مشاهده می‌شود.

کانه‌نگاری و ساخت و بافت کانسنگ

بر اساس بررسی‌های کانه‌نگاری، کانه‌های موجود در کانسار گلستان‌آباد شامل مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت به‌همراه کانی‌های باطله آپاتیت، اکتینولیت، کلینوپروکسن، کوارتز و کلسیت هستند. هماتیت، کوولیت، گوتیت و ژپس در نتیجه

به‌طور کلی می‌توان گفت که ماگمای اولیه سنگ‌های مورد بررسی در محیطی فرورانشی و از یک گوشته متاسوماتیسم‌شده به‌وجود آمده و در ادامه، با مواد پوسته‌ای آلاش‌یافته است. از شواهد آلاش پوسته‌ای یا مشارکت پوسته و مواد پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها می‌توان به بی‌هنجاری مثبت Pb اشاره کرد.

محیط زمین‌ساختی

در نمودار Th در مقابل Ta (Schandl and Gorton, 2002)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل 8-A). در دو نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Schandle and Gorton, 2002) نیز نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل 8-B). با توجه به اینکه در نمودارهای شندل و گورتن (Schandle and Gorton, 2002)، همه نمونه‌ها در قلمرو مرتبط با کمان ماگمایی قاره‌ای قرار می‌گیرند، بر این اساس برای تفکیک نوع کمان از نمودارهای مثالی ارائه‌شده توسط مولر و گروز (Muller and Groves, 1997) استفاده شد. در نمودار سه‌تایی La-TiO_2 Hf (Muller and Groves, 1997)، قلمرو مربوط به کمان‌های قاره‌ای و اقیانوسی از هم تفکیک شده است. در این نمودار، تمامی نمونه‌ها در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل 8-C). برای تمایز کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی بعد از برخورد، نمودار سه‌تایی Nb-Zr-Ce/P₂O₅ (Muller and Groves, 1997) مورد استفاده قرار گرفت. بر روی این نمودار، نمونه‌های پیروکسن کوارتز مونزودیوریت در محدوده کمان بعد از برخورد و نمونه کوارتز مونزودیوریت در محدوده کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل 8-D).

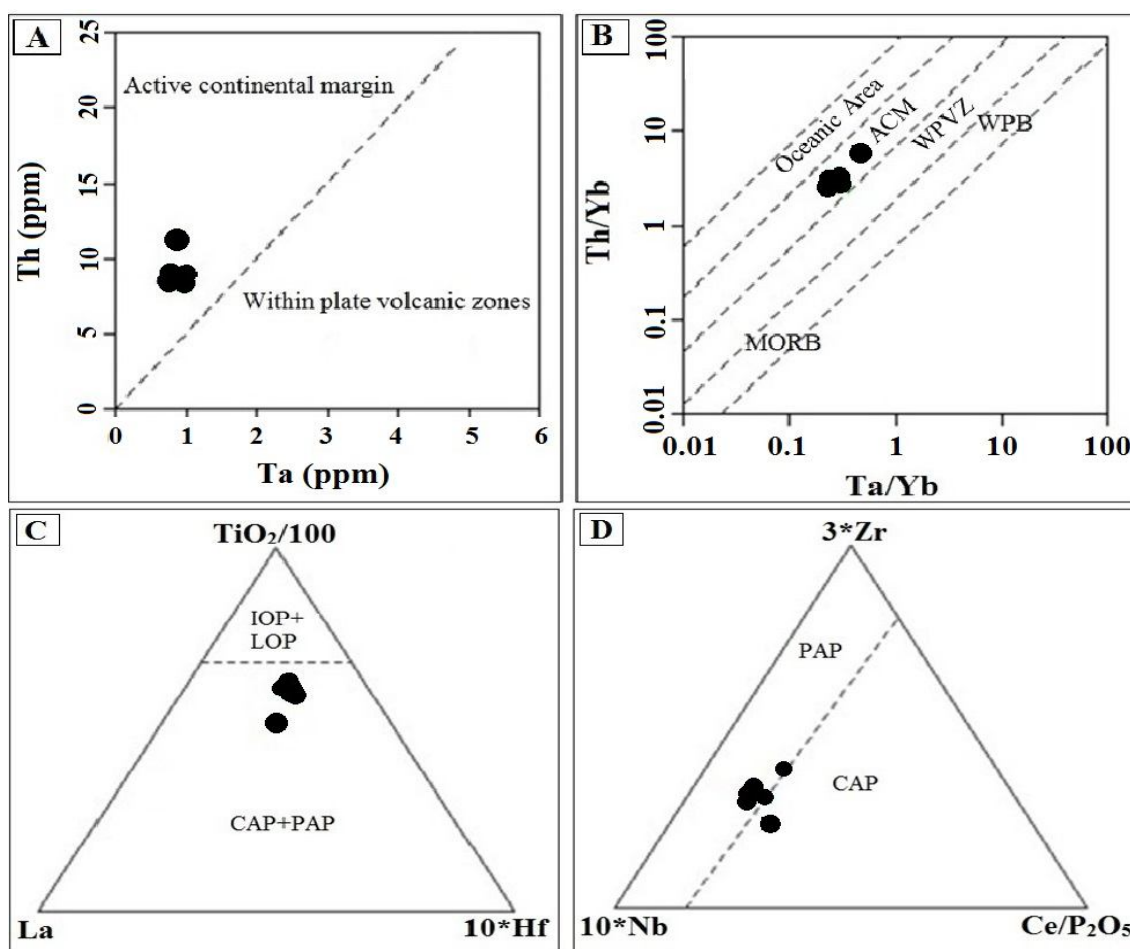
کانی‌سازی

کانه‌زایی اکسید آهن -آپاتیت در کانسار گلستان‌آباد به‌صورت عدسی‌ها، رگه -رگچه‌های اکسید آهن -آپاتیت (گاه به شکل

با آپاتیت و پیروکسن‌های اکتینولیتی شده مشاهده می‌شود (شکل A-11). براساس شواهد میکروسکوپی و صحرایی می‌توان دو نسل مگنتیت را شناسایی کرد: 1- مگنتیت نسل اول به صورت پرکننده فضای بین آپاتیت و اکتینولیت است و 2- مگنتیت نسل دوم در همراهی با رگه‌های اکتینولیت-آپاتیت تأخیری به مقدار کم در بین بلورهای آپاتیت و اکتینولیت تشکیل شده است (شکل E-11).

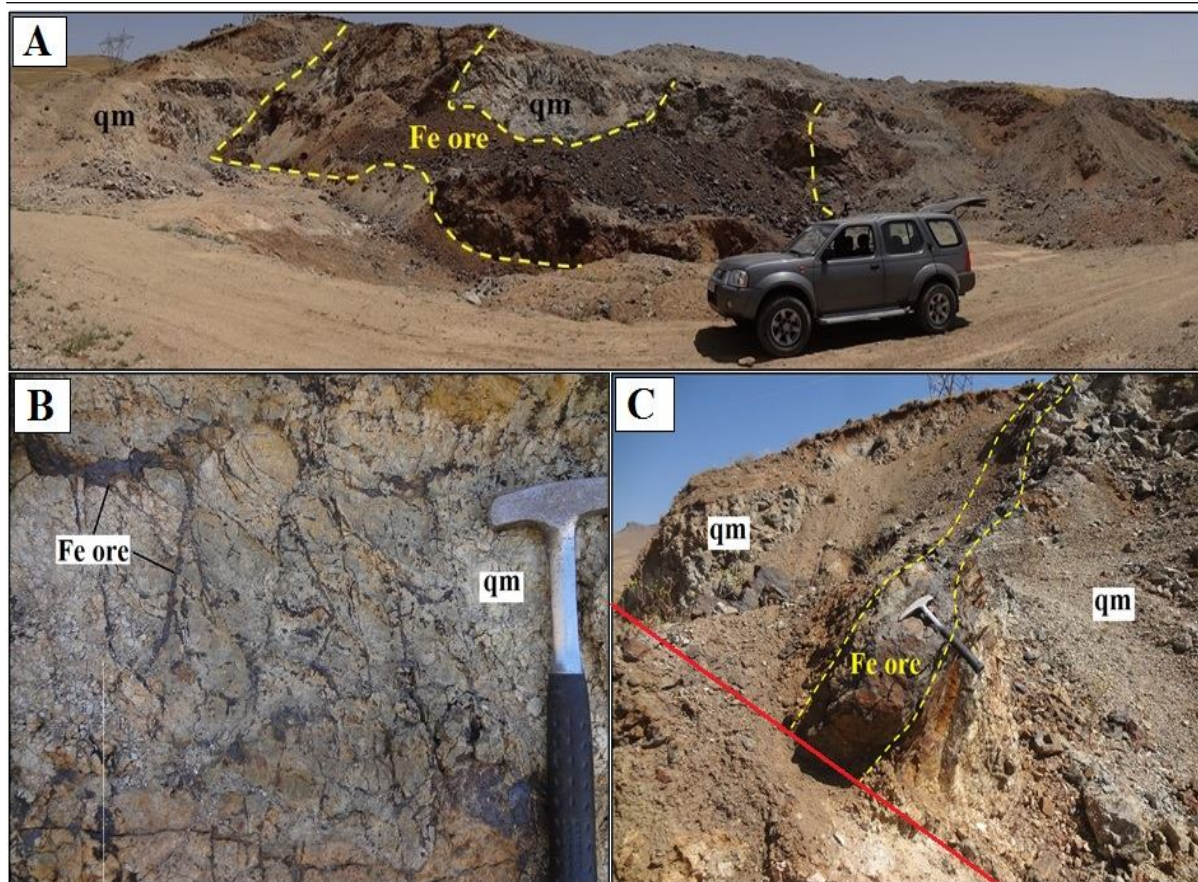
فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند.

مگنتیت به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل با بافت‌های نواری (شکل A-11)، توده‌ای، رگه-رگچه‌ای و استوک‌ورکی (شکل B-9 و C) و برشی (شکل B-11) در این کانسار حضور دارد. مگنتیت اغلب به صورت پرکننده فضای بین بلورهای آپاتیت (شکل C-11) و گاه اکتینولیت (شکل D-11) مشاهده می‌شود. همچنین، ادخال‌های مگنتیت در داخل اکتینولیت حضور دارد. در برخی نقاط، باندها و نوارهای مگنتیت در تناوب



شکل 8. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی گلستان‌آباد بر روی: A: نمودار Ta در مقابل Th (Schandle and Gorton, 2002)، B: نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Schandle and Gorton, 2002)، C: نمودار مثلثی La-10*Hf-TiO₂/100 (Muller and Groves, 1997) و D: نمودار مثلثی 10*Nb-3*Zr-Ce/P₂O₅ (Muller and Groves, 1997)

Fig. 8. Location of the Golestan Abad granitoids on the: A: Ta vs. Th diagram (Schandle and Gorton, 2002), B: Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Schandle and Gorton, 2002), C: La-10*Hf-TiO₂/100 triangular diagram (Muller and Groves, 1997), and D: 10*Nb-3*Zr-Ce/P₂O₅ triangular diagram (Muller and Groves, 1997)

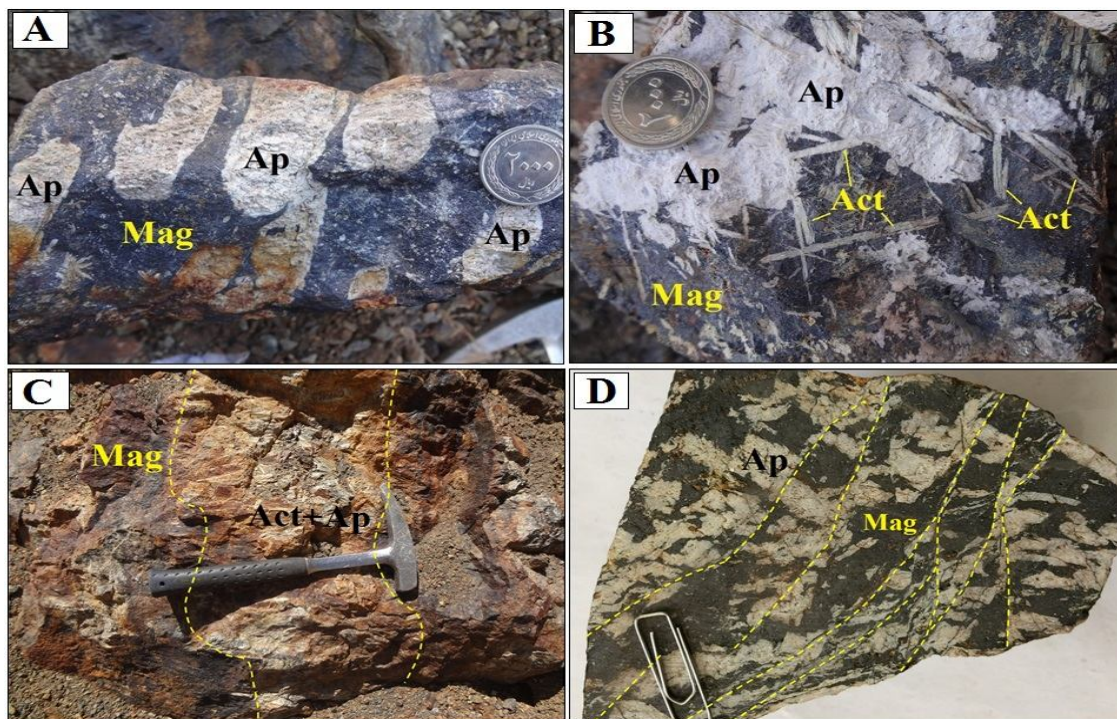


شکل 9. A: نمای از یکی از سینه‌کارهای معدنی و کانه‌زایی آهن در رخنمون جنوب‌خاوری کانسار گلستان‌آباد (دید به سمت شمال)، B: نمای از رگه-رگچه‌های کانه‌زایی آهن به صورت داربستی در کمرباطین رگه اصلی اکسید آهن-آپاتیت در کانسار گلستان‌آباد و C: نمای از رگه اکسید آهن-آپاتیت در کانسار گلستان‌آباد که توسط گسل قطع شده است (دید به سمت شمال‌باختر). (qm: پیروکسن کوآرتز مونزودیوریت)

Fig. 9. A: A View from one of the exploitation site and Fe mineralization at southeastern outcrop of the Golestan Abad deposit (view to north), B: A View from the Fe mineralization as stockwork vein-veinlets at the hanging wall of main Fe oxide-apatite vein in the Golestan Abad deposit, and C: A View from the iron oxide-apatite vein in the Golestan Abad deposit which is crosscut by fault (view to northwest). (qm: pyroxene quartz monzodiorite)

به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با بافت دانه‌پراکنده در فضای بین شکستگی‌های کانسنگ اکسید آهن-آپاتیت حضور داشته (شکل H-11) و یا به صورت رگچه‌ای (شکل H-11) آن را قطع کرده است. کالکوپیریت معمولاً از حاشیه به کوولیت و گوتیت دگرسان شده است (شکل H-11). در نتیجه دگرسانی برون‌زاد، پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت به گوتیت تبدیل شده است. همچنین، در نتیجه دگرسانی برون‌زاد پیریت، ژپس در برخی نقاط تشکیل شده است.

برخی بلورهای مگنتیت از حاشیه بلور و شکستگی‌ها مارتیتی شده و به هماتیت تبدیل شده است. پیریت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به صورت دانه‌پراکنده در فضای بین بلورهای مگنتیت و آپاتیت حضور داشته (شکل F-11) و یا به صورت رگه-رگچه‌ای (شکل G-11) کانسنگ اکسید آهن-آپاتیت را قطع کرده است. دگرسانی پیریت به گوتیت در برخی بلورها مشاهده می‌شود که گاه به طور کامل گوتیت جانشین پیریت شده است. کالکوپیریت با فراوانی کمتر نسبت به پیریت،



شکل 10. تصاویری از کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد در مقیاس نمونه دستی و رخنمون. A: بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت در متنی از مگنتیت، B: بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت به‌همراه بلورهای سوزنی اکتینولیت در متنی از مگنتیت، C: نمایی از رگه اکتینولیتی-آپاتیته قطع‌کننده کانه‌زایی آهن و D: شکستگی و جابه‌جایی بلورهای آپاتیت در نتیجه تنش‌های زمین‌ساختی بعد از کانه‌زایی. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Ap: آپاتیت، Mag: مگنتیت).

Fig. 10. Photos from the iron oxide-apatite mineralization in the Golestan Abad deposit in hand sample and outcrop scale. A: Coarse-grained euhedral apatite crystals within magnetite matrix, B: Coarse-grained euhedral apatite crystals along with needle shape actinolite crystals within magnetite matrix, C: View from the Actinolite-apatite vein cutting magnetite mineralization, and D: Fracturing and movement of apatite crystals as a result of post mineralization tectonic tension. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Ap: apatite, Mag: magnetite)

مراحل قبلی را قطع کرده‌اند (شکل 10-C و 11-E). در نتیجه تنش‌های زمین‌ساختی، بلورهای درشت آپاتیت متحمل شکستگی شده است (شکل 10-D). اکتینولیت دیگر کانی شاخص همراه با کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در این منطقه است که به‌صورت بلورهای منشوری تا سوزنی درشت شکل‌دار تا ریز نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود (شکل 10-B و C). شواهد صحرایی و میکروسکوپی بیانگر آن است که اکتینولیت مربوط به 2 نسل مختلف است: 1- بلورهای درشت و شکل‌دار اکتینولیت حاصل از دگرسانی کلینوپیروکسن که فضای بین آنها توسط مگنتیت پر شده است (شکل 11-D) و 2- بلورهای

آپاتیت شاخص‌ترین کانی همراه با کانه‌زایی مگنتیت در کانسار گلستان‌آباد است که به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا ریز نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود (شکل 10). از نظر رنگی، بلورهای آپاتیت به رنگ‌های سفید تا صورتی قابل مشاهده هستند. شواهد صحرایی و میکروسکوپی بیانگر آن است که آپاتیت مربوط به 3 نسل مختلف است: 1- بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت که در زمینه مگنتیت پراکنده هستند (شکل 10-A، B و C)، 2- بلورهای ریز آپاتیت که به‌صورت سیمان فضای بین برش‌های مگنتیتی را پر کرده‌اند (شکل 11-B) و 3- بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت که به‌صورت رگه‌ای در همراهی با اکتینولیت،

رگه‌های اصلی کانه‌زایی اکسید آهن -آپاتیت مشاهده می‌شود. کانی‌های تشکیل‌شده در مراحل ابتدایی کانه‌زایی توسط کانی‌های دما پایین‌تر در مراحل انتهایی کانه‌زایی یا مرحله برون‌زاد جانشین شده‌اند. از این کانی‌ها می‌توان به جانشینی کلینوپیروکسن توسط اکتینولیت، پیریت توسط گوتیت و کالکوپیریت توسط کولیت اشاره کرد. بقایایی از کانی‌های اولیه در داخل کانی‌های ثانویه مشاهده می‌شود که به تشکیل بافت بازماندی منجر شده است. گوتیت حاصل از فرایندهای برون‌زاد در مسیر شکستگی‌ها و حفره‌ها متمرکز شده و بافت پرکننده فضاهای خالی را به‌وجود آورده است.

مراحل کانه‌زایی و توالی پاراژنتیک

شواهد متعددی برای ترسیم توالی پاراژنتیک در کانسار اکسید آهن -آپاتیت گلستان‌آباد مدنظر قرار گرفته است که مهم‌ترین آنها شامل موارد زیر است:

(1) حضور مگنتیت در فضای بین بلورهای درشت آپاتیت و اکتینولیت (پروکسن) بیانگر تشکیل مگنتیت بعد از آپاتیت (نسل I) و پروکسن است.

(2) حضور آپاتیت در زمینه قطعات مگنتیت برشی‌شده بیانگر تشکیل این نسل از آپاتیت (نسل II) بعد از مگنتیت است.

(3) رگه -رگچه‌های اکتینولیت -آپاتیت حاوی مقداری مگنتیت، کانه‌زایی اصلی را قطع کرده‌اند. بر این اساس، این نسل از آپاتیت (نسل III) و مگنتیت (نسل II) را می‌توان مرحله انتهایی کانه‌زایی اکسید آهن -آپاتیت در نظر گرفت.

(4) وجود ادخال‌های کانی‌های عناصر کمیاب خاکی در داخل بلورهای آپاتیت بیانگر تشکیل آنها در همراهی با هر سه نسل آپاتیت است.

(5) کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) به‌صورت دانه‌پراکنده در متن کانسنگ مگنتیت -آپاتیت -پروکسن حضور داشته و همچنین به‌صورت رگچه‌ای آن را قطع کرده‌اند. بر این اساس، کانه‌زایی سولفیدی را می‌توان بعد از کانه‌زایی مگنتیت -آپاتیت -پروکسن در نظر گرفت.

درشت و شکل‌دار و سوزنی اکتینولیت که به‌صورت رگه‌ای در همراهی با آپاتیت، مراحل قبلی را قطع کرده‌اند (شکل 10-C و 11-E). همچنین، تناوب باندها و نوارهای اکتینولیت -آپاتیت و مگنتیت باعث تشکیل بافت نواری در این کانه‌زایی شده است (شکل 11-A). طول بلورهای اکتینولیت گاه تا 5 سانتی‌متر می‌رسد. در زیر میکروسکوپ، بلورهای اکتینولیت به‌صورت سوزنی و رشته‌ای قابل مشاهده بوده و گاه در داخل آنها بقایایی از کلینوپروکسن (شکل 11-I) دیده می‌شود. بلورهای درشت آپاتیت حاوی ادخال‌های ریز فراوانی هستند که بر اساس بررسی‌های SEM، این کانی‌ها از نوع کانی‌های عناصر کمیاب خاکی نظیر مونازیت، گزنوتیم و ... هستند (Kordian, 2018). کوارتز اغلب به‌صورت بلورهای ریز در سنگ‌های آتشفشانی اطراف کانه‌زایی به‌صورت دگرسانی سیلیسی سنگ میزبان مشاهده می‌شود. همچنین، رگچه‌های تأخیری کوارتز در برخی نقاط مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. کلسیت نیز به‌صورت رگچه‌های تأخیری مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده است.

نتیجه بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی بیانگر آن است که ساخت و بافت‌های موجود در کانسار اکسید آهن -آپاتیت گلستان‌آباد شامل رگه -رگچه‌ای، نواری، توده‌ای، برشی، دانه‌پراکنده، استوک‌ورک، جانشینی، بازماندی و پرکننده فضاهای خالی است (شکل‌های 9، 10 و 11). بافت رگه -رگچه‌ای شاخص‌ترین بافت در منطقه است. همچنین، رگه -رگچه‌های تأخیری اکتینولیت -آپاتیت، کانی‌های سولفیدی، کوارتز و کلسیت، کانه‌زایی آهن -آپاتیت اولیه را قطع می‌کنند. بافت نواری حاصل تناوب باندها و لامینه‌های غنی از مگنتیت، آپاتیت و آپاتیت -اکتینولیت در داخل توده کانه‌زایی است. در نتیجه تنش‌های مربوط به سیالات گرمابی و همچنین زمین‌ساختی، توده معدنی اولیه متحمل برشی شدن شده و بافت برشی را به‌وجود آورده است. بافت دانه‌پراکنده حاصل حضور آپاتیت، اکتینولیت و کانی‌های سولفیدی در متن مگنتیت است. بافت استوک‌ورکی (داربستی) در برخی نقاط در کمربین

و مگنتیتی داشته؛ با این تفاوت که غنی‌شدگی عناصر HREE نسبت به LREE تا حدودی بالاتر است (شکل 13). غنی‌شدگی بالاتر عناصر کمیاب خاکی سنگین در این نمونه را می‌توان در ارتباط با میزبانی مناسب این کانی برای عناصر کمیاب خاکی سنگین در نظر گرفت. چنین الگوهایی در پژوهش مختاری و همکاران (Mokhtari et al., 2017) نیز برای نمونه‌های مربوط به بخش‌های مختلف کانسار گلستان‌آباد گزارش شده است. الگوی عناصر کمیاب خاکی میانگین توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی گلستان‌آباد برای مقایسه با الگوی عناصر کمیاب بخش‌های مختلف کانه‌زایی این کانسار در شکل 13 نشان داده شده است. توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی دارای الگوی غنی از LREE با نسبت متوسط LREE/HREE و بدون آنومالی منفی Eu است. در مجموع می‌توان گفت که توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و مجموعه نمونه‌های کانه‌زایی الگویی تقریباً مشابه هم را به‌نمایش می‌گذارند (شکل 13) که می‌تواند بیانگر ارتباط ژنتیکی کانه‌زایی گلستان‌آباد با توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریت باشد.

چنان‌که در جدول 2 قابل مشاهده است، تمرکز مجموع عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های آنالیز شده از بخش‌های مختلف کانه‌زایی در کانسار گلستان‌آباد بالا بوده و در آپاتیت‌های نسل I، II و III به ترتیب 0/98، 0/92 و 0/95 درصد است. مجموع عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های اکتینولیت، کانسنگ‌های مگنتیت و کانسنگ سولفیدی نیز به ترتیب 305/1، 344/9، 345/3 و 177/1 گرم در تن است (جدول 2). در نمونه‌های آنالیز شده توسط مختاری و همکاران (Mokhtari et al., 2017) نیز تمرکز بالایی از مجموع عناصر کمیاب خاکی در نمونه آپاتی (0/96 درصد) گزارش شده است. کمترین مقدار مجموع عناصر کمیاب خاکی در پژوهش مزبور (حدود 600 گرم در تن) مربوط به نمونه اکتینولیت است. عیار متوسط REE کانسنگ اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد در نمونه‌های آنالیز شده در پژوهش مزبور حدود 0/36 درصد گزارش شده است.

(6) پیروکسن در مراحل پس‌رونده کانه‌زایی توسط اکتینولیت جانشین شده است.

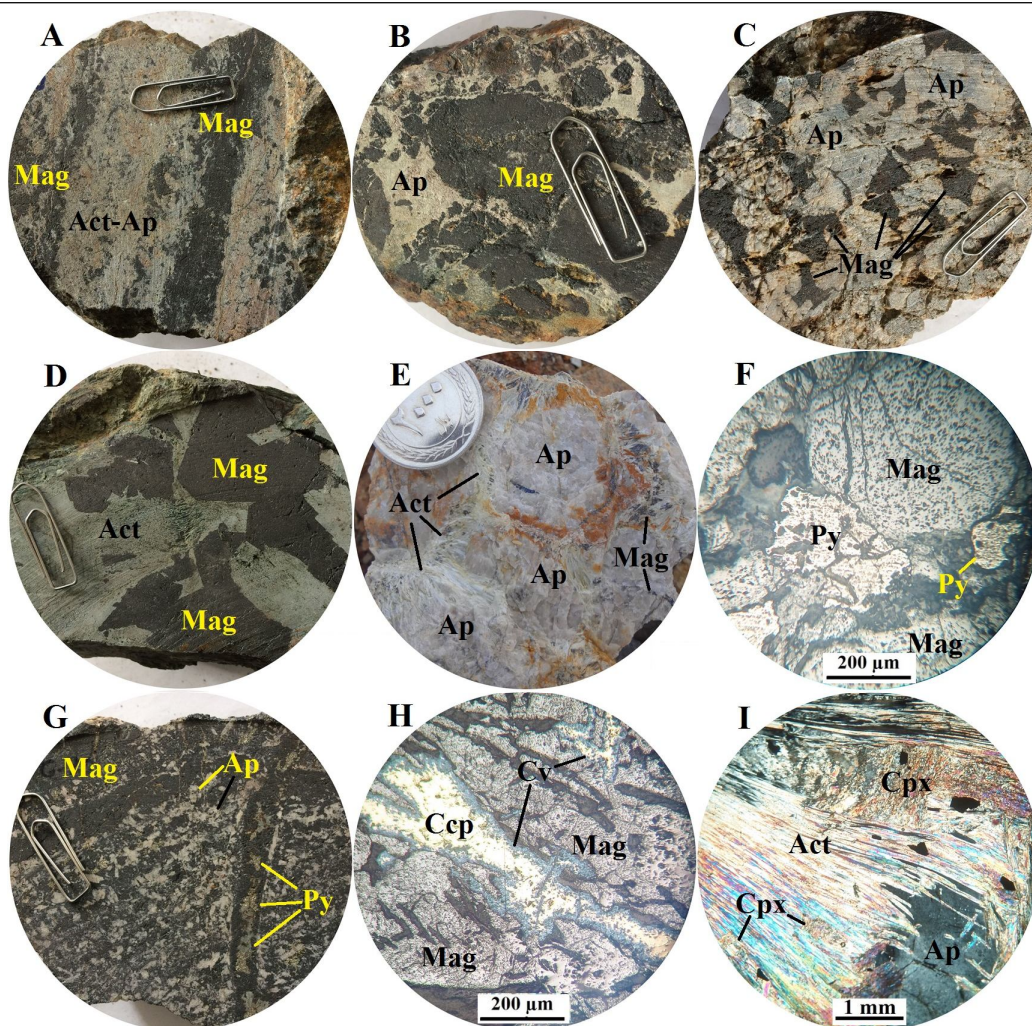
(7) رگه-رگچه‌های کوارتزی و کلسیتی در مراحل آخر کانه‌زایی، مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند.

(8) در مرحله دگرسانی برون‌زاد، مگنتیت توسط هماتیت، پیریت توسط گوتیت و کالکوپیریت توسط کوولیت جانشین شده‌اند. بر این اساس، توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌های موجود در کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد در شکل 12 نشان داده شده است.

زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی در پهنه‌های کانه‌دار

در این بخش، الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در کانسار گلستان‌آباد مورد بررسی قرار گرفته است. این بررسی‌ها بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی 7 نمونه شامل: یک نمونه اکتینولیتی، دو نمونه مگنتیت، یک نمونه از بخش سولفور (پیریت)، یک نمونه آپاتیت صورتی‌رنگ همراه با رگه اکتینولیت (آپاتیت نسل III)، یک نمونه آپاتیت سفیدرنگ داخل کانسنگ مگنتیت (آپاتیت نسل I) و یک آپاتیت موجود در زمینه کانسنگ مگنتیت برشی (آپاتیت نسل II) است که به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زرآرما در تهران تجزیه شده‌اند (جدول 2). همچنین، از میانگین نتایج آنالیزهای مربوط به توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی برای مقایسه استفاده شده است. الگوی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های پهنه‌های کانه‌دار مختلف نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) به‌هنجار شده‌اند (شکل 13).

با توجه به شکل 13، نمونه‌های مربوط به آپاتیت‌های نسل I، II و III، الگوی پرشیب غنی از عناصر کمیاب خاکی سبک با نسبت بالای LREE/HREE را به همراه آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند. نمونه‌های مربوط به کانسنگ‌های مگنتیتی و سولفیدی نیز الگوی مسطح مشابه هم به‌همراه آنومالی منفی مشخص در Eu را نشان می‌دهند (شکل 13). نمونه مربوط به بلورهای اکتینولیت نیز الگویی تقریباً مشابه با کانسنگ سولفیدی



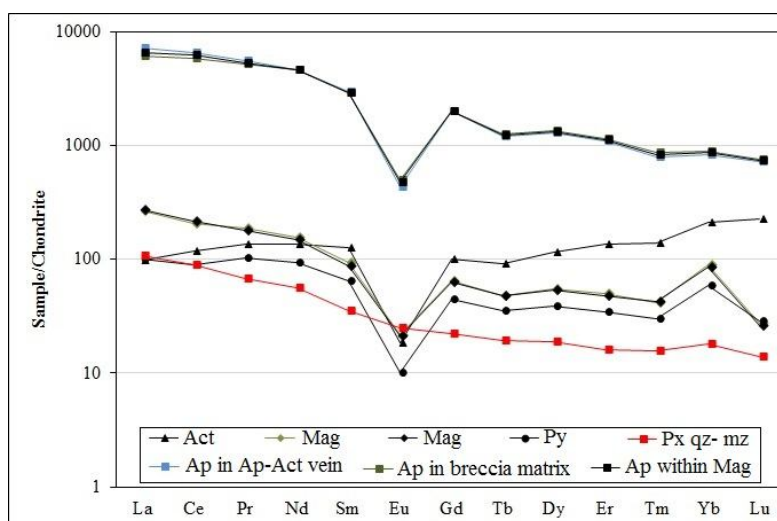
شکل 11. تصاویری از بافت‌ها و کانی‌های موجود در کانسار گلستان‌آباد در مقیاس نمونه دستی و میکروسکوپی. A: بافت نواری متشکل از باندهای مگنتیت و اکتینولیت-آپاتیت، B: بافت برشی حاوی قطعات مگنتیت در متنی از آپاتیت، C: مگنتیت به صورت پرکننده فضای بین بلورهای شکل‌دار آپاتیت، D: مگنتیت به صورت پرکننده فضای بین بلورهای درشت اکتینولیت، E: بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت موجود در رگه اکتینولیت-آپاتیت در همراهی با مقادیر کم مگنتیت نسل دوم، F: پیریت به صورت دانه‌پراکنده در بین مگنتیت‌ها (نور بازتابی PPL)، G: پیریت به صورت رگچه‌ای که کانسنگ مگنتیت-آپاتیت را قطع کرده است، H: کالکوپیریت به صورت رگچه‌ای و دانه‌پراکنده با دگرسانی به کولیت در بین مگنتیت‌ها (نور بازتابی PPL) و I: بقایای کلینوپیروکسن در داخل بلورهای رشته‌ای اکتینولیت (نور عبوری XPL). علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Ap: آپاتیت، Ccp: کالکوپیریت، Cpx: کلینوپیروکسن، Cv: کولیت، Mag: مگنتیت، Py: پیریت).

Fig. 11. Photos from textures and minerals of the Golestan Abad deposit in hand sample and microscopic scale. A: Banded texture composed of magnetite and actinolite-apatite bands, B: Brecciated texture containing magnetite clasts within the apatite matrix, C: Magnetite as matrix of the euhedral apatite crystals, D: Magnetite as matrix of coarse-grained actinolite, E: Coarse-grained euhedral apatite crystals in actinolite-apatite vein along with minor second generation magnetite, F: Disseminated pyrite between magnetites (reflected PPL light), G: Pyrite veinlet crosscutting magnetite-apatite ore, H: Chalcopyrite in disseminated and veinlet form between magnetite which are altered to covellite (reflected PPL light), and I: Clinopyroxene remnants within the needle shape actinolites crystals (crossed polarized light, XPL). Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Ap: apatite, Ccp: chalcopyrite, Cpx: clinopyroxene, Cv: covellite, Mag: magnetite, Py: pyrite).

		Stage 1	Stage 2	Stage 3	Supergene
Minerals	Apatite I				
	Clinopyroxene				
	Magnetite I				
	Apatite II				
	Apatite III				
	Actinolite				
	Magnetite II				
	REE minerals				
	Pyrite				
	Chalcopyrite				
	Quartz				
	Calcite				
	Covellite				
	Hematite				
	Goethite				
Alteration	Silicification				
	Calcic				
	Argillic				
	Propylitic				
Texture	Vein-veinlet				
	Massive				
	Stockwork				
	Banded				
	Brecciated				
	Disseminated				
	Replacement				
	Relict				

شکل 12. توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد

Fig. 12. Paragenetic sequence of ore and gangue minerals in the Golestan Abad iron oxide-apatite deposit



شکل 13. الگوی عناصر کمیاب خاکی به‌هنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های کانه‌دار کانسار گلستان‌آباد

Fig. 13. Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) rare earth element patterns for mineralized samples of the Golestan Abad deposit

جدول 2. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانهدار کانسار گلستان‌آباد. داده‌ها برحسب گرم در تن (ppm) است.

Table 2. Geochemical data of trace and rare earth elements for ore samples of the Golestan Abad deposit. Data in ppm.

	G70 Act	G71 Mag	G72a Mag	G72 Py	G73 Ap III	G74 Ap I	G69 Ap II
Ba	11	5	5	1	<1	<1	<1
Be	7.1	0.7	0.6	0.7	0.9	0.7	0.7
Bi	0.2	0.2	0.2	3.7	0.3	0.3	0.3
Cd	0.4	0.4	0.4	0.9	1.2	1.2	1.1
Co	26.8	25.6	24.5	1270.4	4.6	3.8	3.4
Cr	47	15	14	13	15	17	14
Cs	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Cu	<1	<1	<1	439	8	43	15
Fe	99226	68.5%	69.5%	38.4%	6515	5476	38864
Hf	1.52	0.79	0.65	0.8	1.84	1.99	1.78
Mo	0.3	10.8	9.5	1.7	2.4	1.9	1.5
Nb	<1	1.4	1.3	1.3	<1	3.4	2.4
Ni	21	39	41	1869	8	7	8
P	448	747	685	6936	>3%	>3%	>3%
Pb	2	3	3	13	12	18	14
Rb	8	8	8	8	8	8	7
S	194	237	227	>3%	1854	889	654
Sc	252.9	1.3	1.4	2	1.6	17.4	1.5
Se	3.89	1.47	1.54	27.55	43.71	46.51	45.42
Sr	15.4	5.4	5.5	4.6	203.9	140.3	164.2
Ta	<0.1	0.15	0.14	0.22	0.27	0.53	0.44
Te	0.24	<0.1	<0.1	1.81	0.34	0.43	0.38
Th	5.73	1.53	1.42	3.38	45.56	36.67	23.15
Ti	989	8405	8864	<10	<10	12	26
U	1.3	1.57	1.45	0.8	14.4	12.1	13.4
V	307	2814	2754	198	51	93	45
Zn	100	191	175	65	10	14	12
Zr	19	19	17	14	<5	5	6
Y	141.7	64.9	62.3	44	1382.8	1457	1423.2
La	23	63	64	24	1699	1442	1543
Ce	72	127	132	55	3989	3592	3778
Pr	12.51	17.46	16.42	9.47	509.07	476.52	487.61
Nd	61.6	70.7	68.4	42.5	2116.5	2117.8	2120.5
Sm	18.76	13.7	12.8	9.61	438.73	423.66	432.64
Eu	1.03	1.21	1.20	0.57	24.44	27.64	26.51
Gd	20.04	12.87	12.54	8.94	396.67	400.08	398.42
Tb	3.26	1.73	1.72	1.28	43.49	45.16	44.18
Dy	28.64	13.43	13.25	9.42	319.6	331.94	324.2
Er	21.5	7.91	7.6	5.49	173.69	184	178.2
Tm	3.46	1.02	1.04	0.74	19.57	21.24	20.51
Yb	33.8	14.2	13.8	9.4	132.4	143.2	138.6
Lu	5.51	0.68	0.64	0.71	17.81	18.66	18.16
REE _t	305.11	344.91	345.37	177.13	9879.97	9223.9	9510.44

Ap I: Apatite within magnetite matrix, Ap II: Apatite in matrix of breccia magnetite, Ap III: Apatite within apatite-actinolite vein, Mag: Magnetite ore, Py: Pyrite ore, Act: Actinolite.

استفاده از مقادیر Fe، Ni، V و Ti به رده‌بندی انواع کانسارهای

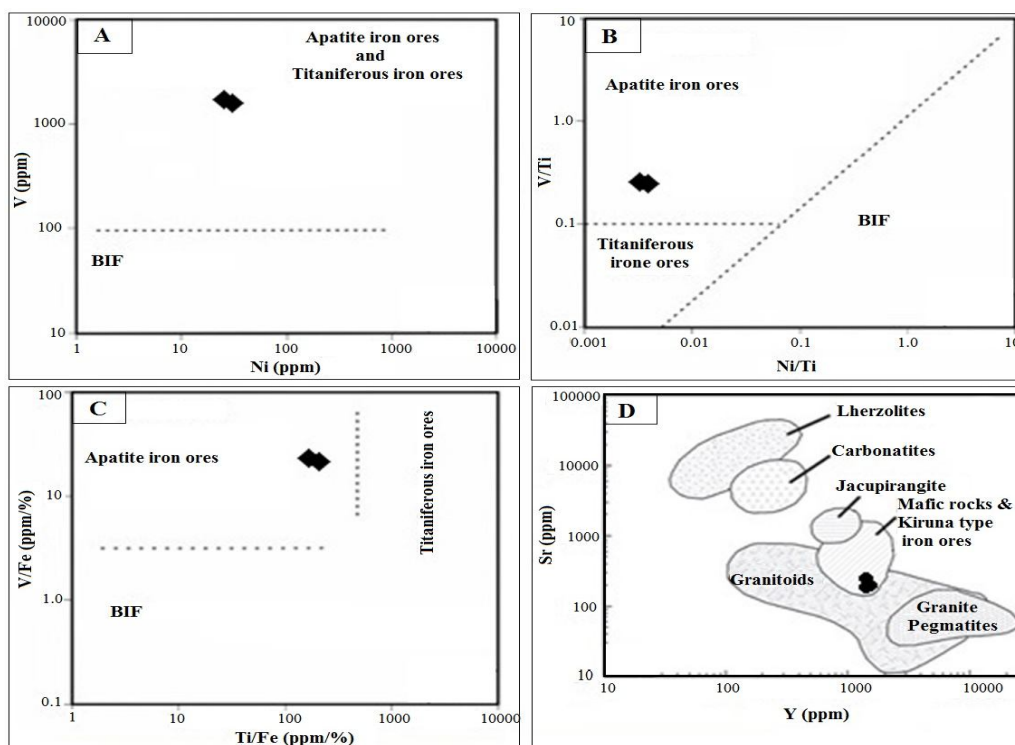
آهن پرداخته‌اند. با استفاده از تغییرات V در مقابل Ni می‌توان

نوع کانهای

لوبرگ و هورندال (Loberg and Horndal, 1983) با

گلستان‌آباد در محدوده کانسارهای آهن آپاتیت‌دار قرار می‌گیرد (شکل A-14، B و C). در نمودار Y در مقابل Sr (Belousova et al., 2002) نیز نسل‌های مختلف بلورهای آپاتیت موجود در کانسار گلستان‌آباد در قلمرو سنگ‌های مافیک و کانسارهای آهن نوع کایرونا واقع می‌شوند (شکل 14-D).

کانسارهای آهن آپاتیتی و تیتانیوم‌دار را از کانسارهای آهن رسوبی جدا کرد. همچنین، از تغییرات نسبت V/Ti به Ni/Ti می‌توان کانسارهای آهن-آپاتیت را از کانسارهای آهن تیتان‌دار و کانسارهای آهن نواری شناسایی کرد. در نمونه‌های آنالیز شده از منطقه مورد بررسی، دو نمونه از کانسنگ مگنتیتی مورد آنالیز قرار گرفته است (جدول 2). بر اساس مقادیر V ، Ni و Co و Ti موجود در این نمونه‌ها، کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت منطقه



شکل 14. موقعیت نمونه‌های مگنتیت کانسار گلستان‌آباد بر روی نمودارهای لوبرگ و هورندال (Loberg and Horndahl, 1983): A: نمودار V در مقابل Ni؛ B: نمودار Ni/Ti در مقابل V/Ti ؛ C: نمودار Ti/Fe در مقابل V/Fe و D: موقعیت نمونه‌های آپاتیت کانسار گلستان‌آباد بر روی نمودار Y در مقابل Sr (Belousova et al., 2002)

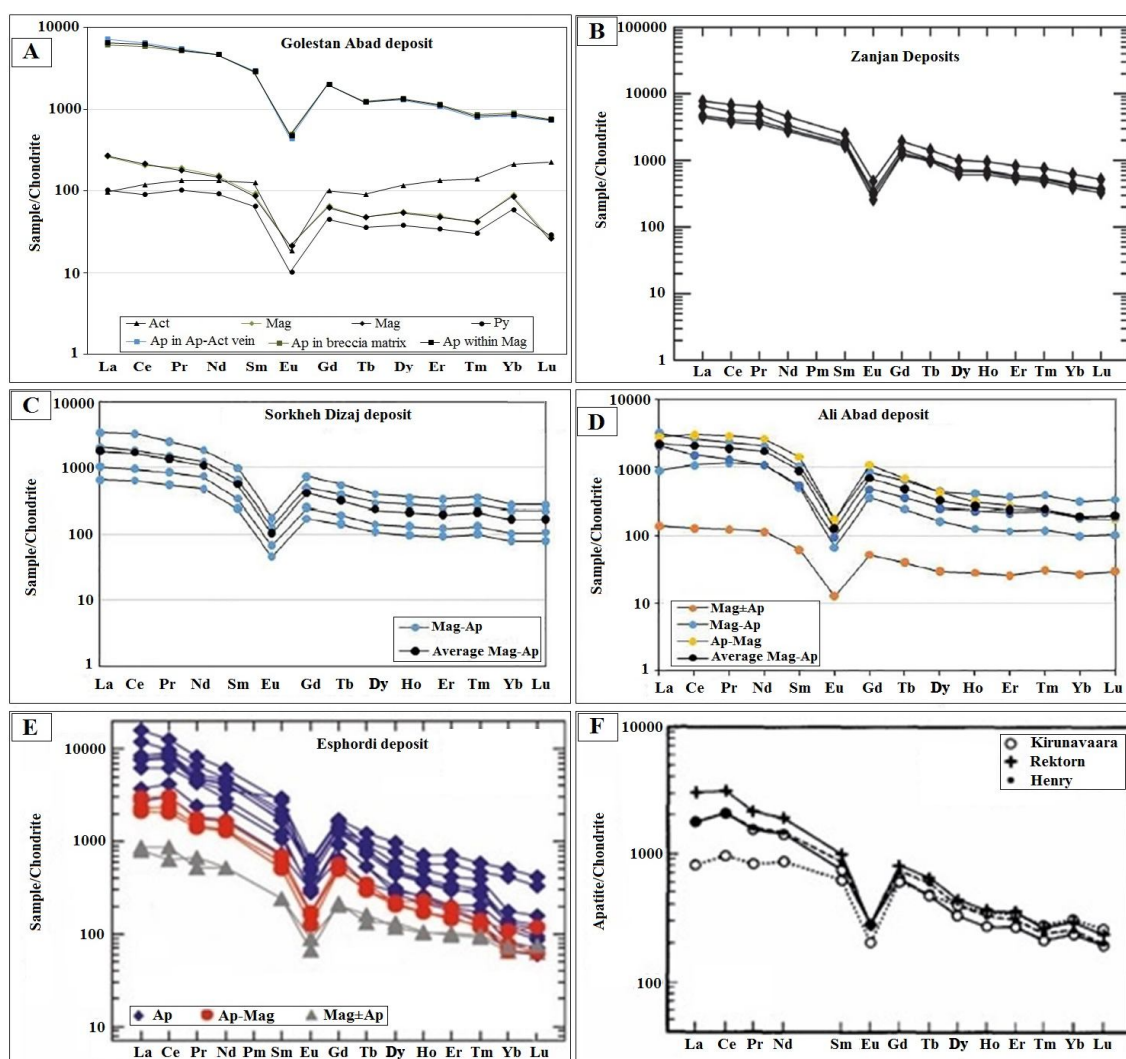
Fig. 14. Location of magnetite samples of the Golestan Abad deposit on Loberg and Hron Dahl (1983) diagrams, A: V vs Ni diagram, B: Ni/Ti vs V/Ti diagram, C: Ti/Fe vs V/Fe diagram, and D: Location of apatite samples of the Golestan Abad deposit on Y vs Sr diagram (Belousova et al., 2002)

خاکی کانسار گلستان‌آباد و دیگر کانسارهای منطقه زنجان، مشابه با الگوی عناصر کمیاب خاکی کانسارهای آهن ایران مرکزی است (شکل E-15). از طرف دیگر، مقایسه الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت

مقایسه الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی در کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت منطقه گلستان‌آباد با دیگر کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه زنجان بیانگر شباهت کامل آنها با یکدیگر است (شکل A-15، B، C و D). همچنین، الگوی عناصر کمیاب

(Frietsch and Perdahle, 1995) شباهت بین آنها را نشان می‌دهد (شکل 15-F).

منطقه زنجان (Nabatian et al., 2012; Mokhtari et al., 2017) و گلستان آباد با الگوی کانسارهای آهن نوع کایرونا در دیگر نقاط جهان نظیر کانسارهای کایرونا، رکتورن و هنری



شکل 15. A: الگوی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان آباد، B: الگوی عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت‌های کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت منطقه زنجان (Nabatian et al., 2012)، C: الگوی عناصر کمیاب خاکی در کانسار اکسید آهن-آپاتیت سه رخه دیج (Mokhtari et al., 2017)، D: الگوی عناصر کمیاب خاکی در کانسار اکسید آهن-آپاتیت علی آباد (Mokhtari et al., 2017)، E: الگوی عناصر کمیاب خاکی در کانسار اکسید آهن-آپاتیت اسفوردی در ایران مرکزی (Mokhtari et al., 2013) و F: الگوی عناصر کمیاب خاکی در کانسارهای آهن نوع کایرونا (Frietsch and Perdahle, 1995)

Fig. 15. A: Chondrite-normalized REE pattern in samples of the Golestan Abad iron oxide-apatite deposit, B: Chondrite-normalized REE pattern in apatites of the iron oxide-apatite deposits from the Zanzan district (Nabatian et al., 2012), C: Chondrite-normalized REE pattern in samples of the Sorkheh Dizaj iron oxide-apatite deposit (Mokhtari et al., 2017), D: Chondrite-normalized REE pattern in samples of the Ali Abad iron oxide-apatite deposit (Mokhtari et al., 2017), E: Chondrite-normalized REE pattern in samples of the Esphordi iron oxide-apatite deposit, Central Iran (Mokhtari et al., 2013), and F: Chondrite-normalized REE pattern in samples of the Kiruna-type iron deposits (Frietsch and Perdahle, 1995)

نتیجه‌گیری

1) کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد در زیرپهنه طارم-هشتجین و اغلب در داخل توده‌های نفوذی با ترکیب پیروکسن کوارتز مونزودوریت-کوارتز مونزودوریت مربوط به ائوسن بالایی تشکیل شده است. توده‌های نفوذی مزبور دارای ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم بالا بوده و از نوع متآلومین و I-type هستند. این توده‌ها در محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و پس از برخورد تشکیل شده‌اند.

2) کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در کانسار گلستان‌آباد به صورت عدسی‌ها و رگه-رگچه‌های اکسید آهن-آپاتیت دیده می‌شود. کانه اکسید آهن اصلی در این کانه‌زایی عبارت از مگنتیت است که با مقادیر متغیری از بلورهای آپاتیت و اکتینولیت همراهی می‌شود.

3) ویژگی بارز کانسار گلستان‌آباد، تمرکز بالای عناصر کمیاب خاکی در بخش‌های مختلف کانه‌زایی بوده و محتوای مجموع عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت‌های نسل I، II و III به ترتیب 0/98، 0/92 و 0/95 درصد است.

4) بلورهای آپاتیت موجود در این کانسار الگویی پرشیب غنی از عناصر کمیاب خاکی سبک با نسبت بالای LREE/HREE را به همراه آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند. الگوی غنی از

LREE با نسبت بالای LREE/HREE همراه با آنومالی منفی Eu از مشخصه‌های کانسارهای آهن نوع کایروناسست (Frietsch and Perdahle, 1995). مقایسه الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی در کانسار گلستان‌آباد با دیگر کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه زنجان، کانسارهای آهن-فسفات ایران مرکزی و کانسارهای آهن نوع کایرونا در دیگر نقاط، شباهت بین آنها را نشان می‌دهد.

5) کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد شباهت‌های زیادی با ذخایر آهن نوع کایرونا از نظر مجموعه کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی، دگرسانی سنگ دیواره و زمین‌شیمی نشان می‌دهد. تعمیم شواهد به دست آمده از این بررسی‌ها به مناطق مشابه در پهنه طارم می‌تواند کاربرد فراوانی در شناسایی و اکتشاف کانسارهای نوع کایرونا داشته باشد.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر این مقاله منجر شده است، تشکر نمایند.

References

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2002. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2): 67-95.
- Amini, B., 1997. Geological Map of Tarom, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.

- Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.L., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602-622.
- Besharati, S., Nabatian, Gh. and Sadeghi, A., 2010. Skarn mineralization in the Arjin region (Southwest Soltanieh). The 1th Conference of the Iranian Economic Geological Society, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad,

- Iran. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, M., 2012. Rare earth minerals in Esfordi magnetite-apatite deposit, Bafq district. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 22(85): 71–82.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189–200.
- Dill, H.G., 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews*, 100(1–4): 1–420.
- Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews*, 9(6): 489–510.
- Gleason, J.D., Marikos, M.A., Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2000. Neodymium isotope study of rare earth element sources and mobility in hydrothermal Fe oxide (Fe-P-REE) system. *Geochemical et Cosmochemica Acta*, 64(6): 1059–1068.
- Hastie, A.R., Ker, 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.
- Hildebrand, R.S., 1986. Kiruna-type deposit: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada. *Economic Geology*, 81(3): 640–659.
- Hitzman, M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when and why? In: Porter, T.M., (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*. Vol. 1. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 9–25.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1): 241–287.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(13): 297–314.
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite- magnetite deposit, Central Iran. *Economy Geology*, 102(6): 1111–1128.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1): 38–56.
- Kerr, I.D., 1998. Mineralogy, Chemistry and hydrothermal evolution of the Pea Ridge Fe-oxide-REE Deposit, Missouri, USA. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Windsor, Ontario, Canada, 112 pp.
- Kordian, Sh., 2018. Geochemistry of REE in Golestan Abad iron oxide- apatite deposit (east of Zanjan). Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 122 pp. (in Persian with English abstract)
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45(1–4): 177–195.
- Li, X.H., Li, Z.X., Li, W.X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G. and Qi, C., 2007. U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I-and A-type granites from central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1–2): 186–204.
- Loberg, B.E.H. and Horndal, A.K., 1983. Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ores. *Mineralium Deposita*, 18(3): 487–504.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Magma and magmatic rocks. Longman, London and New York, 266 pp.
- Moghaddasi, S.J., Ebrahimi, M. and Mohammadi, F., 2019. Mineralogy, geochemistry and genesis of Gozaldarreh iron deposit, southeast Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 33–55. (in Persian with English abstract)
- Mokhtari, M.A.A., Hossein Zadeh, Gh. and

- Emami, M.H., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122(3): 795–807.
- Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H. and Gholizadeh, K., 2019. Mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(21): 1–28. (Article; 658)
- Mokhtari, M.A.A., Sadeghi, M. and Nabatian, Gh., 2017. Geochemistry and potential resource of rare earth element in the IOA deposits of Tarom area, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 92: 529–541.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. *Ptassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*. Springer Verlag, Switzerland, 242 pp.
- Nabatian, Gh., 2012. *Geology, Geochemistry and Evolution of Iron Oxide-apatite Deposits in the Tarom Volcano-plutonic Belt, Western Alborz*. Unpublished Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 375 pp. (in Persian with English abstract)
- Nabatian, Gh. and Ghaderi, M., 2013. Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkheh-Dizaj iron oxide-apatite deposit, NW Iran. *International Geology Review*, 55(4): 397–410.
- Nabatian, Gh. and Ghaderi, M., 2014. Mineralogy and geochemistry of the rare earth elements in iron oxide-apatite deposits of the Zanjan region. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*. 24(93): 157–170. (in Persian with English abstract)
- Nabatian, Gh., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Prokofiev, V. and Honarmand, M., 2014a. Geology, alteration, age and origin of iron oxide-apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 49(2): 217–234.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F. and Rashidnejad Omran, N., 2012. Sorkhe- Dizaj iron oxide- apatite ore deposit in the Cenozoic Alborz- Azarbaijan magmatic belt, NW Iran. *Resource Geology*, 63(1): 42–56.
- Nabatian, Gh., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jian, S.Y., Quadt, A. and Bernroider, M., 2014b. Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184–187: 324–345.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Rashidnejad Omran, N. and Daliran, F., 2009. Geochemistry and genesis of Sorkhe- Dizaj apatite- beraing iron oxide deposit, southeast Zanjan. *Journal of Economic geology*, 1(1): 19–46. (in Persian with English abstract)
- Nezafati, N., 2006. *Au-Sn-W-Cu-Mineralization in the Astaneh-Sarband Area, West Central Iran, including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia*. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Tuebingen, Tuebingen, Germany, 114 pp.
- Parak, T., 1975. Kiruna iron ores are not intrusive-magmatic ores of the Kiruna type. *Economic Geology*, 70(7): 1242–1258.
- Schandle, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642.
- Shafaie Pour, N., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H. and Honarmand, M., 2020. Petrology and geochemistry of the Qozlou granitoid and related Fe skarn (west Zanjan). *Journal of Economic Geology*, 12(1): 47–76. (in Persian with English abstract)
- Shahbazi, S., Ghaderi, M. and Rashidnejad Omran, N., 2015. Mineralization stages and iron source of Bashkand deposit based on mineralogy, structure, texture and geochemical evidence, Southwest of Soltanieh. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(95): 355–372. (in Persian with English abstract)
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. Johan Wiley and Sons, New York, 350 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrology*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wright, J.B. and McCurry, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN-

AFRICAN suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(1): 90–96.
Wu, F., Jahn, B., Wilde, S.A., Lod, C.H., Yu, T.F., Lian, Q., Ge, W. and Sun, D., 2003.

Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3–4): 191–204.



مقاله پژوهشی

ژئوشیمی و اسپکتروسکوپی رامان آگات‌های سه‌قلعه، شمال غرب بیرجند (ایران مرکزی)

مهدی رضائی کهخانی^{*}، حدیثه آقائی قوجه و فرج‌الله فردوست

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

دریافت مقاله: 1397/12/07، پذیرش: 1398/04/22

چکیده

آگات‌های منطقه سه‌قلعه در 120 کیلومتری شمال غرب بیرجند واقع شده است و بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی محسوب می‌شوند. این آگات‌ها اغلب از نوع ژئود به رنگ‌های سفید، سبز و زرد (با قطر کمتر از 20 سانتی‌متر) بوده و در سنگ‌های آتشفشانی از نوع توف، بازالت و آندزیت به سن ائوسن تا الیگوسن مشاهده می‌شوند. مشاهدات میکروسکوپ پلاریزان و اسپکتروسکوپی رامان آشکار کرد که آگات‌های منطقه سه‌قلعه اساساً از لایه‌های کلسدونی، موگانیت (با پیک 501 cm^{-1}) و کوارتزین (با پیک 464 cm^{-1}) تشکیل شده‌اند. وجود موگانیت و کوارتزین در این نمونه‌ها بیانگر تشکیل آگات‌ها در محیط خشک و غنی از مواد قلیایی و سولفات است که این امر با همراهی کلسیت در آنها تأیید می‌شود. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی این آگات‌ها نشان می‌دهد که آنها دارای مقادیر SiO_2 بین 95/78 تا 98/9 درصد وزنی با مقادیر جزئی CaO ، Fe_2O_3 ، Al_2O_3 و Na_2O هستند. در نمودارهای نرمالیزه‌شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، این آگات‌ها شیب منفی ملایمی نشان می‌دهند و مقدار عناصر آنها کمتر از سنگ‌های آتشفشانی میزبان است. فراوانی عنصر U در آنها برابر یا حتی در آگات‌های قرمز بیشتر از سنگ‌های میزبان است. دلیل این امر آزاد شدن همگام عناصر Si و U ناشی از دگرسانی سنگ‌های میزبان و به دنبال آن تبدیل U به یون uranyl و تشکیل پیوند با سطح تراندرهای سیلیس است. شباهت در طرح‌های عناصر کمیاب آگات‌ها و سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که این عناصر توسط گردش سیالات در طول دگرسانی هم‌زمان و/یا پس از فعالیت آتشفشانی تحرک پیدا کرده‌اند و سبب تشکیل آگات‌های منطقه سه‌قلعه شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: اورانیوم، ژئوشیمی، اسپکتروسکوپی رامان، آگات، سه‌قلعه، خراسان جنوبی، ایران مرکزی

مقدمه

سنگ‌های آتشفشانی از بازالت تا ریولیت دیده می‌شوند (Götze, 2011; Richter et al., 2015)؛ بلکه در محیط‌های رسوبی نیز تشکیل می‌شوند (Götze et al., 2009; Götze, 2011). در طول چند دهه اخیر پژوهش‌های گسترده‌ای بر روی آگات‌ها انجام شده و اطلاعات خوبی را در مورد نحوه پیدایش آنها ارائه کرده است. بر اساس نتایج حاصل از بررسی‌های

آگات از پلی‌مورف‌های مختلف سیلیس نظیر کوارتزین، موگانیت، کلسدونی، اپال A و اپال CT تشکیل شده است که گاهی هماتیت و کلسیت نیز به مقدار کم همراه این پلی‌مورف‌ها قابل مشاهده هستند (Götze et al., 2001; Moxon and Rios, 2004). آگات‌ها نه تنها در طیف گسترده‌ای از

ژئوشیمی و ایزوتوپی که بر روی آگات‌های جمع‌آوری شده از مناطق مختلف جهان انجام شده است، آگات‌ها غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE همراه با آنومالی مثبت Eu نشان می‌دهند (Götze et al., 2016). همچنین محدوده دمای شکل‌گیری آگات‌ها بین 30 تا 400 درجه سانتی‌گراد برآورد شده است (Moxon and Reed, 2006).

آگات‌های منطقه سه‌قلعه در 120 کیلومتری شمال‌غرب شهرستان بیرجند واقع شده‌اند و جزو پهنه ساختاری ایران مرکزی، زیرپهنه بلوک لوت محسوب می‌شوند (Aghanabati, 2004). این آگات‌ها بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 58'$ تا $00^{\circ} 58'$ و عرض‌های جغرافیایی $00^{\circ} 34'$ تا $00^{\circ} 33'$ واقع شده‌اند و به رنگ‌های سفید، زرد، سیاه، قرمز، خاکستری و سبز دیده می‌شوند. از سایر کانی‌هایی که به صورت همراه با این آگات‌ها قابل مشاهده‌اند، می‌توان به ژاسپر، آمیتیست، اپال، کلسیت و ژپس اشاره کرد. از آنجایی که بیشتر پژوهش‌های انجام‌شده بر روی آگات‌های این منطقه و مناطق هم‌جوار (نظیر سربیشه، خور و غیره) در حد پتروگرافی بوده و به صورت فصل یا فصل‌هایی در پایان‌نامه‌ها یا در خلاصه مقالات کنفرانسی گزارش شده، از قبیل سلیم (Salim, 2012) و هیچ بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بر روی آنها صورت نگرفته است؛ لذا در این مقاله برای نخستین بار کانی‌شناسی و ژئوشیمی آگات‌های منطقه سه‌قلعه و سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با آنها گزارش شده و تلاش شده است نحوه تشکیل بافت و ساخت‌های موجود در آنها بحث و به توزیع فازهای مختلف سیلیس در آنها پرداخته شود. در نهایت به ارتباط بین عناصر کمیاب موجود در آگات‌ها و رنگ آنها پرداخته شده و ژئوشیمی آگات‌های منطقه سه‌قلعه و سنگ‌های میزبان آنها با هم مقایسه شده است.

Malekian Dastjerdi et al., 2016) و از این بین آگات‌های منطقه مورد بررسی بیشتر در سنگ‌های بازالتی قابل مشاهده هستند (شکل 1).

توف‌ها قدیمی‌ترین واحدهای آتشفشانی-رسوبی منطقه مورد بررسی هستند که میانگین اندازه قطعات آنها کمتر از 2 میلی‌متر و در حد خاکستر است. این توف‌ها دارای رنگ‌های سبز و قرمز بوده و بخش عمده‌ای از منطقه را به خود اختصاص داده و به علت دگرسانی شدید مورفولوژی پستی را به وجود آورده‌اند. توف‌ها شامل لیتیک توف و کریستال توف هستند و از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، کلسیت و غیره تشکیل شده‌اند (شکل A-2).

بازالت‌های منطقه سه‌قلعه دارای مورفولوژی خشن هستند که نسبت به واحدهای مجاور فرسایش کمتری را متحمل شده‌اند و به صورت برجسته دیده می‌شوند (شکل B-2). این سنگ‌ها دارای فنوکریست‌هایی از کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، الوبین و پیروکسن در خمیره‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز هستند. بافت غالب بازالت‌ها پورفیری بوده و بافت غربالی، هیالومیکرولیتیک پورفیری، گلوپورفیری، سرت، اینترگرانولار، بادامکی نیز در بعضی نمونه‌ها مشاهده می‌شوند.

آندزیت‌ها جوان‌ترین واحدهای آتشفشانی منطقه بوده (Lotfi, 2012; Salim, 1995) و دارای فنوکریست‌هایی از کانی‌های اکسی‌هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند. بافت غالب آندزیت‌ها پورفیری است و بافت‌هایی غربالی، بادامکی و گلوپورفیری نیز به صورت فرعی در آنها مشاهده می‌شود. بافت گلوپورفیری حاصل تجمع درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و اکسی‌هورنبلند در زمینه ریز از پلاژیوکلاز است (شکل 2-C).

روش مطالعه

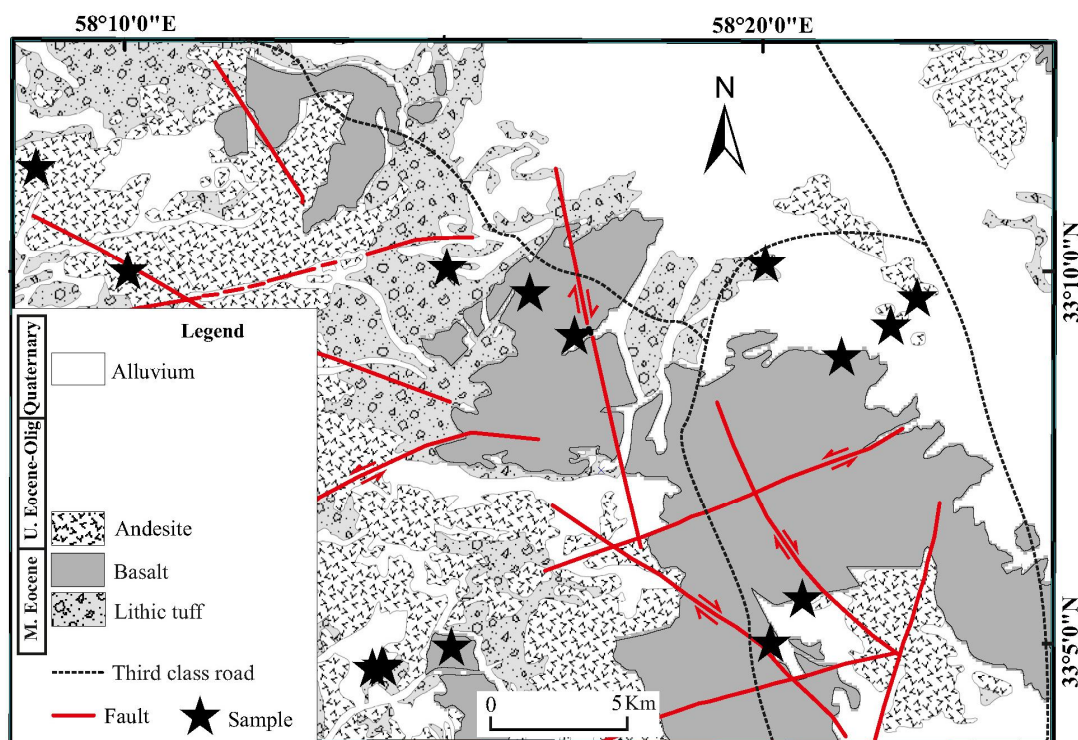
حدود 400 نمونه از آگات‌های منطقه سه‌قلعه به همراه سنگ میزبان آنها جمع‌آوری شد. از این تعداد، پنج نمونه آگات به رنگ‌های سفید (FA-113)، سیاه (FA-2-11)، سبز (FA-2-14)، زرد (FA-2-15) و قرمز (FA-2-17) به همراه چهار نمونه

زمین‌شناسی منطقه

واحدهای میزبان آگات‌های منطقه سه‌قلعه شامل بازالت، آندزیت و سنگ‌های آذرآواری نظیر توف (بعضی بتونیتی‌شده)، آگلومرا و برش به سن ائوسن میانی تا الیگوسن هستند (Salim, 2012; Goodarzi et al., 2014).

نمونه از آگات‌های منطقه سه‌قلعه برای تهیه مقطع نازک -صیقلی به کارگاه تهیه مقطع دانشگاه دامغان ارسال شدند. سپس دو نمونه از آنها انتخاب و برای انجام آزمایش پراش پرتو ایکس³ به آزمایشگاه تجزیه ساختاری همان دانشگاه فرستاده شدند. آنالیزهای XRD توسط دستگاه D8-Advance Bruker Cu $K\alpha_1$ ($\lambda = 0.15406$ nm) انجام شد.

از سنگ آتشفشانی میزبان آنها برای بررسی‌های دقیق‌تر و بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. نمونه‌های بیان‌شده برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب‌خاکی با روش‌های فلورسان پرتو ایکس¹ و طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت‌شده القایی² به آزمایشگاه زراآرما ارسال شدند. دقت آنالیزهای عناصر اصلی 0/05 wt. %، عناصر کمیاب 10 ppm -0/1 و کمیاب‌خاکی 0/02 -1 ppm است. همچنین تعداد 15



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه سه‌قلعه. این نقشه بر اساس عکس‌های هوایی، نمونه برداری‌های صورت‌گرفته و نقشه زمین‌شناسی 1:100000 سارکنج (Lotfi, 1995) تهیه‌شده است. اختصارات عبارتند از: M. Eocene: ائوسن میانی، U. Eocene-Olig: ائوسن بالایی - الیگوسن

Fig 1. Simplified geological map of Seh Qaleh area. It is based on the satellite photos, collected samples and the geological map of Sarghanj 1:100 000 (Lotfi, 1995). Abbreviations are: M. Eocene: Middle Eocene, U. Eocene-Olig: Upper Eocene- Oligocene

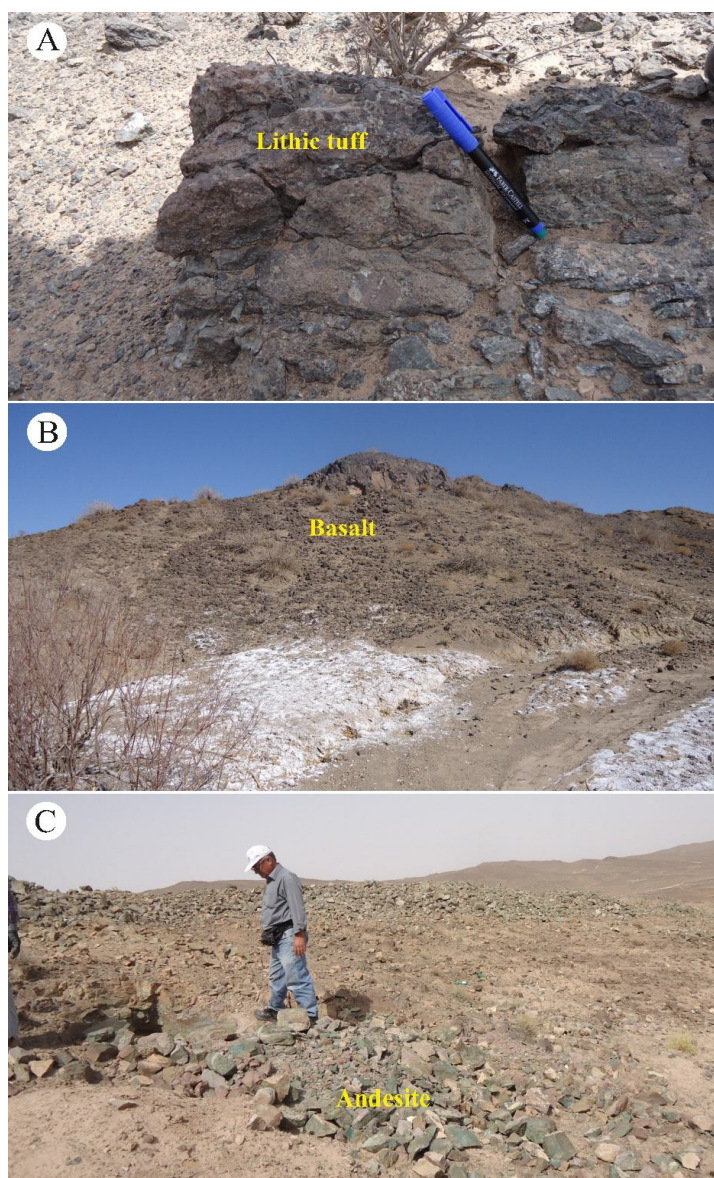
دانشگاه شاهرود به اسلب‌های کوچک برش‌داده شد. سپس اسلب و مقطع نازک -صیقلی تهیه‌شده به آزمایشگاه اندازه‌گیری

برای انجام بررسی‌های اسپکتروسکوپی رامان، دو نمونه مناسب از آگات‌های منطقه سه‌قلعه انتخاب و در کارگاه تهیه مقطع

1. XRF
2. ICP-MS
3. XRD

دارای طول موج 532 nm، گستره طیف‌سنجی 14000-100 و رزولوشن 6 cm^{-1} است. برای بررسی آگات‌ها از قطر لیزر 1 میکرومتر استفاده شد و اندازه‌گیری هزاران سیگنال در بخشی خاص، یک بررسی اجمالی درباره توزیع کمی موگانیت در آن بخش ارائه داد.

و آنالیز طیف رامان دانشگاه صنعتی شاهرود ارسال شدند. اسپکتروسکوپی رامان استفاده شده در این پژوهش، مدل uRaman-532-Ci و ساخت شرکت Avantes است که دارای یک میکروسکوپ کانفوکال برای آنالیز نقطه به نقطه میکروسکوپی و بررسی سطح نمونه است. لیزر این دستگاه



شکل 2. تصاویر صحرایی از سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی منطقه سه‌قلعه. A: نمایی از لیتیک‌توف‌ها، B: رخنمونی از سنگ‌های بازالتی و C: رخنمونی از سنگ‌های آندزیتی

Fig. 2. Field images of pyroclastic and volcanic rocks in the Seh Qaleh area. A: view of Lithic tuff, B: The outcrop of basalt rocks, and C: Outcrops of andesitic rocks

پتروگرافی و نحوه توزیع فازهای سیلیسی در آگات‌ها

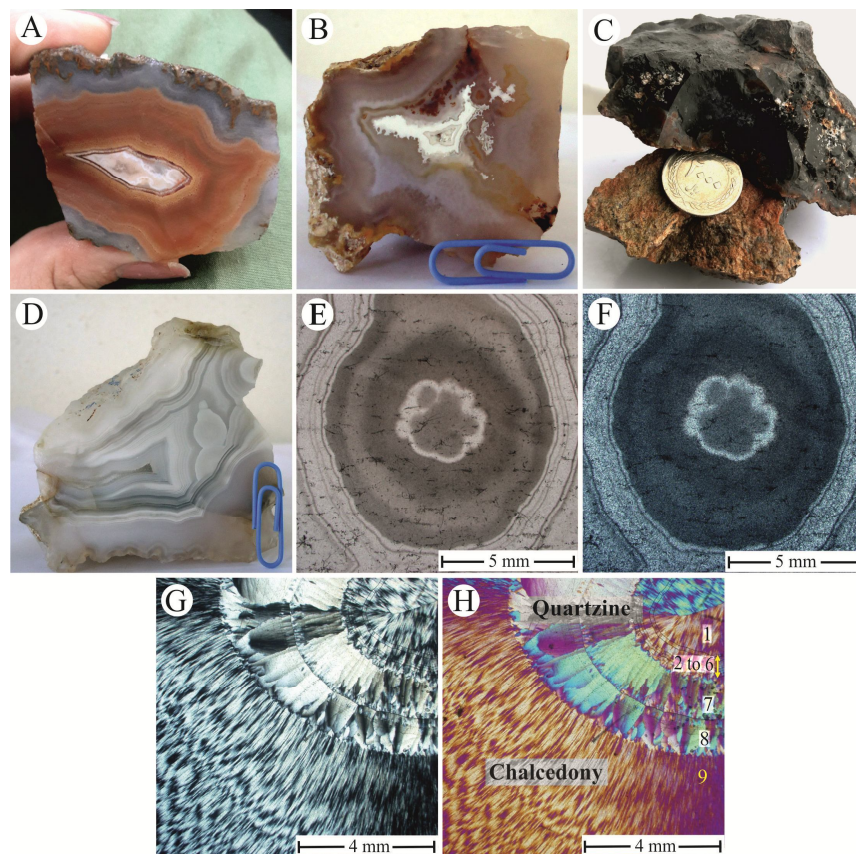
آگات‌های منطقه سه‌قلعه دارای تنوع رنگی بوده و به رنگ‌های سفید، زرد، قرمز، سیاه، سبز و خاکستری قابل مشاهده هستند. این آگات‌ها دارای ساخت‌های زیبایی از قبیل رگه‌ای، بلوردانی (ژئود)، نواری، گل کلمی، لوله‌ای، خزه‌ای، شجر و بافت اسفروئیدی هستند (شکل 3-A، B، C و D).

ساخت بلوردانی موجود در آگات‌های منطقه سه‌قلعه اغلب شامل دو بخش حاشیه و میانی هستند. بخش حاشیه‌ای از نوع آگات (کلسدونی) است و بخش‌های میانی از کوارتز درشت‌بلور تشکیل شده است که به ترتیب نشان‌دهنده تهنشست پی در پی فاز سیلیکاتی به صورت سریع (کلسدونی) و آرام (کوارتز درشت‌بلور) از محلول گرمابی هستند (شکل 3-A و B) (Hajalilou and Vusuq, 2010). ساخت گل کلمی و لوله‌ای که به صورت محدود در تعدادی از آگات‌های منطقه سه‌قلعه مشاهده می‌شود، احتمالاً متأثر از شکل فضا‌های خالی بوده که به وسیله محلول‌های غلیظ سیلیسی پر شده‌اند. ساخت نواری موجود در آگات‌های منطقه سه‌قلعه احتمالاً از سرد شدن سریع ژل‌های سیلیسی در دیواره حفره‌ها و سرد شدن آرام آنها در بخش‌های داخلی‌تر حفره به وجود آمده است (شکل 3-D) (Hajalilou et al., 2011).

بررسی‌های میکروسکوپ پلاریزان و اسپکتروسکوپی رامان نشان داد که در بیشتر آگات‌های منطقه سه‌قلعه بیش از یک پلی‌مورف سیلیس حضور دارد. این بررسی‌ها اطلاعات خوبی را درباره توزیع پلی‌مورف‌های مختلف SiO_2 و تنوع ساختاری آنها در نمونه‌های مورد بررسی آشکار کرد. بررسی آگات‌های منطقه سه‌قلعه توسط میکروسکوپ پلاریزان ما را قادر ساخت بین فیبرهای کلسدونی و کوارتزین و میکروکوارتز تمایز حاصل شود. در آگات‌های سه‌قلعه بافت‌های اسفروئیدی غالب است. بافت اسفروئیدی موجود در این آگات‌ها به علت تغییرات شرایط فیزیکی-شیمیایی یا واکنش سیلیس‌های کلونیدی (دارای بار منفی) با یون‌های هیدروکسیدهای آهن و آلومینیم (دارای بار مثبت) ایجاد شده است (Götze, 2011). چنین فرایندهایی به نظر

می‌رسد که باعث شده است تا تعدادی از آگات‌های منطقه سه‌قلعه به صورت اسفروئیدی رشد کنند که این نحوه رشد یکی از ویژگی‌های شاخص کانی‌های آمورف است. به عبارت دیگر، به نظر می‌رسد، فرایند تبلور در آگات‌های اسفروئیدی مورد بررسی از دیواره اتاق آگاتی با تشکیل کلسدونی اسفروئیدی شروع شده و به سمت مرکز حفره پیش‌روی کرده است (شکل 3-A، B و C) (Götze, 2011). سازوکارهای مختلفی در ایجاد لایه‌بندی موجود در آگات‌های منطقه سه‌قلعه درگیر بوده‌اند. در تعدادی از آگات‌های اسفروئیدی لایه‌بندی بر اثر تغییر ترکیب شیمیایی به وجود آمده است (شکل 3-E و F). این در حالی است که در تعدادی دیگر بر اثر تغییر اندازه دانه سبب تشکیل لایه‌بندی شده است. علاوه بر این موارد، گاهی لایه‌بندی نیز بر اثر تغییرات ریز ساختاری به وجود آمده است. برای مثال در شکل 3-G و H، بافت اسفروئیدی از 9 لایه تشکیل شده است که 6 لایه‌های داخلی و آخرین لایه از تهنشست سیلیس به صورت کلسدونی ایجاد شده‌اند؛ در حالی که دو لایه 7 و 8 از کوارتزین تشکیل شده است. تشخیص بین لایه‌های کوارتزین و کلسدونی به این گونه است که بلورهای ریز کلسدونی، طولیل شدگی منفی دارند؛ در حالی که کوارتزین‌ها دارای طولیل شدگی مثبت هستند (شکل 3-G و H). حضور کوارتزین و کلسدونی در آگات‌ها مورد بررسی بیانگر تشکیل آنها از سیالات غنی از عناصر آلکالن، سولفات و منیزیم در محیطی تبخیری است (Keene, 1983; Dumańska-Słowik et al., 2018).

اگرچه در ابتدا سعی شد فازهای مختلف سیلیس برحسب مؤلفه‌های شبکه بلور توسط دستگاه XRD تفکیک شود؛ ولی به نظر می‌رسد که تخمین توزیع فازهای مختلف سیلیس توسط این روش غیرقابل انجام است. زیرا در بررسی‌های میکروسکوپی به وجود کلسدونی در نمونه‌ها پی‌برده شد؛ ولی نتایج XRD فقط حضور کوارتز α را در نمونه‌ها به اثبات رساند (شکل 4-A). بنابراین در ادامه از روش رامان برای بررسی این تفاوت‌های ساختاری بهره گرفته شد.



شکل 3. تصاویری از آگات‌های منطقه سه‌قلعه در رنگ‌های مختلف. A: آگات قرمز، B: آگات زرد به همراه آگات سفید در مرکز، C: آگات سیاه، D: آگات سفید با لایه‌های فراوان، E و F: تغییر ترکیب شیمیایی در لایه‌های آگات‌های اسفروئیدی منطقه مورد بررسی که به ترتیب در PPL و XPL نشان داده شده است، G و H: توالی از کلسدونی و کوارتزین فیبری در یک آگات سفید در منطقه سه قلعه به ترتیب در نور XPL و نور XPL به همراه تیغه ژئیس. اغلب ویژگی‌های نوری کلسدونی و کوارتزین مشابه است (برای مثال هر دو در نور PPL بی‌رنگ و دارای برجستگی ضعیف بوده و دارای بیرفرنژانس خاکستری در نور XPL هستند) و فقط طول‌شدگی آنها متفاوت است. بدین‌گونه که کلسدونی‌ها دارای طول‌شدگی منفی بوده و کوارتزین طول‌شدگی مثبت دارد؛ لذا در تهیه شکل H از تیغه ژئیس استفاده شد که در این تصویر کلسدونی‌ها با طول‌شدگی منفی پس از ورود تیغه ژئیس بیرفرنژانس زرد نشان می‌دهند (لایه‌های 1 تا 6 و 9 روی قسمت H)؛ درحالی‌که فیبرهای کوارتزین که دارای طول‌شدگی مثبت هستند، بیرفرنژانس آبی از خود به‌نمایش می‌گذارند (شماره‌های 7 و 8).

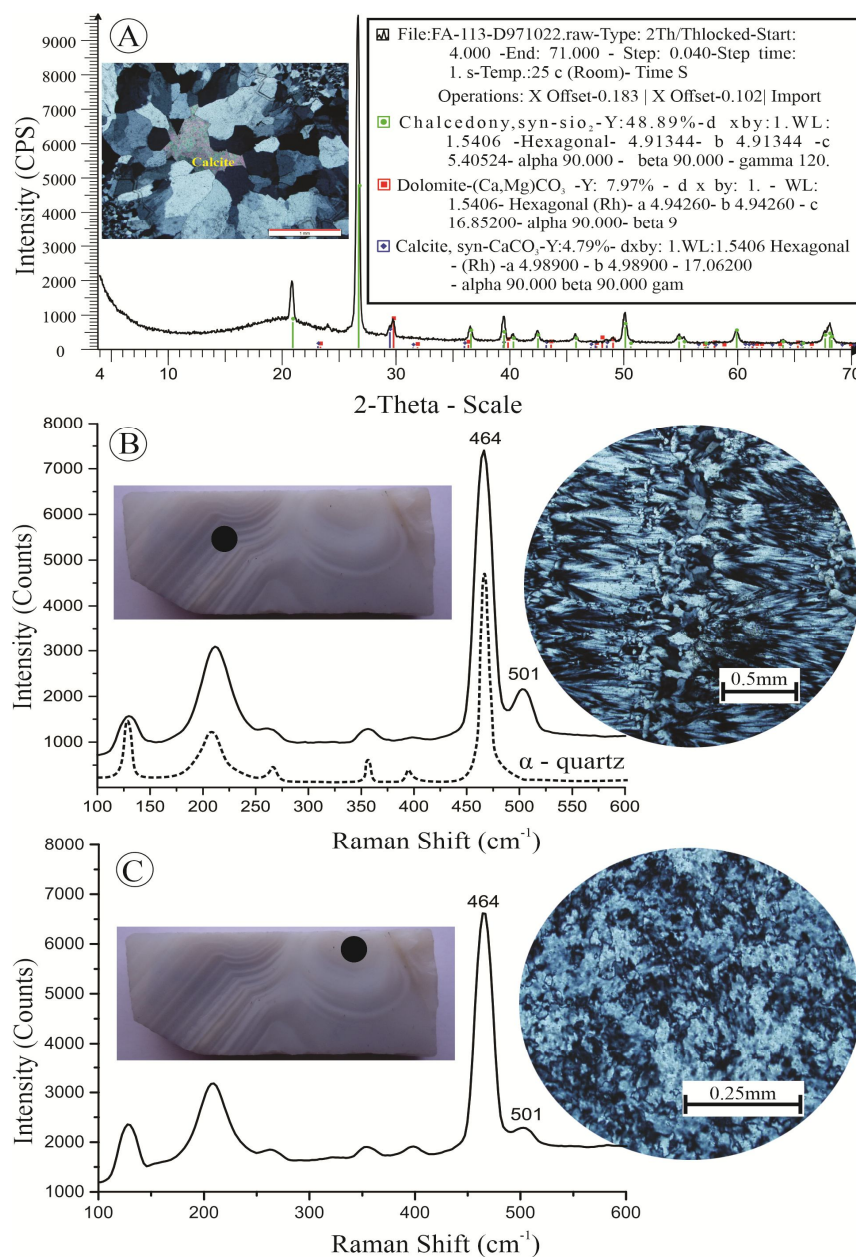
Fig. 3. The pictures of Seh Qaleh agates with different colors. A: Red agate, B: Yellow agate with white agate in the Center, C: Black agate, D: White agate, E and F: Changes in chemical composition in spheroid agate layers of the Seh Qaleh area in in PPL and XPL, respectively, G and H: A sequence of fibrous chalcedony and quartzine in a white agate from Seh Qaleh area in polarized light and polarized light with additional $n\gamma/\lambda$ compensator, respectively. Chalcedony and quartzine have often similar optical properties (for example both are colorless and have weak relief in PPL and gray birefringence in XPL) and just are different in elongations, in which chalcedony shows negative elongation, while quartzine presents positive elongation. Thus, λ compensator was used during taking Fig. H. Here, chalcedony that has negative elongation represents yellow birefringence (layers 1 to 6 and 9 on Fig. H), while quartzine with positive elongation shows blue birefringence (layers 7 and 8).

می‌توان به حضور آن در آگات پی‌برد. بررسی‌های اسپکتروسکوپی رامان نشان‌داد که موگانیت و کوارتز بر اساس

موگانیت یکی از فازهای سیلیسی است که به‌خاطر ویژگی‌های نوری و هم‌رشدی ظریف آن با کلسدونی و کوارتز، به دشواری

سه‌قلعه، وجود این کانی‌ها را در بخش‌هایی از آنها و حتی لایه‌های کلسدونی به اثبات رساند (شکل B-4 و C).

ویژگی‌های طیفی متفاوت قابل تشخیص هستند (Kingma and Hemley, 1994). کاربرد این روش برای آگات‌های منطقه



شکل 4. A: آنالیز XRD که به حضور کوارتز α و کلسیت در آگات‌های منطقه سه‌قلعه اشاره دارد، B و C: نتایج اسپکتروسکوپی رامان است که نشان‌دهنده حضور فازهای موغانیت (با پیک 501 cm⁻¹) و کوارتزین (با پیک 464 cm⁻¹) در نمونه‌هاست. مقدار موغانیت در آگات‌های فیبری (B) بیشتر از ندول‌های آگاتی سفید رنگ (C) است.

Fig. 4. A: XRD analysis presents quartz α and calcite in the Seh Qaleh agates, B and C: The results of the Raman spectroscopy that indicate moganite (with 501 cm⁻¹) and quartzine (464 cm⁻¹) in the agates of the study samples. The moganite abundance in fibrous agates (B) are more than white agate nodule (C).

بررسی توزیع موگانیت در آگات‌های منطقه سه‌قلعه نشان داد که کلسدونی فیبری که به رنگ خاکستری و شفاف مشاهده می‌شوند، دارای مقدار موگانیت بیشتری نسبت کلسدونی‌های نودولی سفید کدر هستند که در مرکز ژئودهای آگاتی دیده می‌شوند (شکل 4-B و C). این نتایج مشابه پژوهش دامانسکا-سلویک و همکاران (Dumańska-Słowik et al., 2018) است که برای آگات‌های منطقه پوزکی گونه¹ در لهستان به‌دست آمده است. وجود موگانیت در این آگات‌ها بیانگر تشکیل آنها در محیط‌های تبخیری و غنی از آلکالن و سولفات است (Heaney and Post, 1992). حضور و توزیع فضایی مقدار موگانیت در آگات‌ها نه تنها نتیجه‌ای از فرایندهای تبلور اولیه نظیر دما و شرایط شیمیایی است؛ بلکه می‌تواند متأثر از فرایندهای ثانویه نظیر سن و دگرگونی باشد (Götze, 2011). با توجه به اینکه دو آنالیز انجام‌شده در این پژوهش از لایه‌های مختلف یک نمونه صورت گرفته است؛ لذا تفاوت در مقدار موگانیت احتمالاً نتیجه تغییر در فرایندهای اولیه نظیر دما و شرایط شیمیایی بوده است.

یکی دیگر از کانی‌های همراه با سیلیس در آگات‌های منطقه سه‌قلعه، بلورهای کلسیت هستند که در زیر میکروسکوپ و همچنین در آنالیز XRD مورد شناسایی قرار گرفت (شکل 4-A). به‌نظر می‌رسد که سیال حاوی ییکربنات (CO_3^{2-}) و یون کلسیم آزادشده از تجزیه سنگ‌های آندزیتی و بازالتی مسیر به تشکیل کلسیت به‌صورت فاز تأخیری بعد از سیلیس منجر شده است (شکل 4-A). چنان‌که در این شکل مشاهده می‌شود، بلورهای کلسیت فضای خالی بین کوارتز یا کلسدونی در بخش مرکزی ژئودها را پر کرده است که بیانگر مراحل پیشرفته تشکیل آگات است (Dumańska-Słowik et al., 2018).

ژئوشیمی آگات‌ها و سنگ‌های میزبان

عناصر اصلی و کمیاب می‌توانند جانشین Si داخل کوارتز شده

یا به‌صورت ادخال سیال یا ادخال‌هایی از کانی‌های دیگر در ساختمان کوارتز وارد شوند (Götze et al., 2015). جانشینی ساختاری این عناصر محدود است؛ چون تعداد کمی از یون‌ها (از قبیل Al^{3+} , Ca^{3+} , Fe^{3+} , Ge^{4+} , Ti^{4+} و P^{5+}) دارای شعاع و ظرفیت یونی مشابه Si^{4+} هستند. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی آگات‌های منطقه سه‌قلعه نشان می‌دهد که این آگات‌ها غنی‌شدگی کمی از عناصر Na, Ca, Al و به مقدار کمتر از Mg و Fe نشان می‌دهند. این موضوع بیانگر تشکیل این آگات‌ها بر اثر هوازگی سنگ‌های آتشفشانی میزبان‌شان است (جدول 1) (Götze et al., 2015). مقدار آهن و به پیروی آن منیزیم موجود در آگات‌های سبز بیشتر از بقیه نمونه‌هاست که این امر به دلیل تشابه ویژگی‌های شیمیایی آنهاست.

مقادیر عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب این آگات‌ها و سنگ میزبان آنها نسبت به مقادیر کندریت و گوشته اولیه به‌نجار شده‌اند تا اطلاعات بیشتر درباره ژئوشیمی آگات‌ها و سیال‌های تشکیل‌دهنده آنها به‌دست آید. آنالیزهای انجام‌شده بر روی آگات‌های منطقه سه‌قلعه، روندهای جالبی را در ارتباط با رفتار عناصر کمیاب نشان می‌دهد و کم‌وبیش در تمامی نمونه‌های مورد بررسی یکسان هستند. شباهت‌ها در شکل و شیب الگوهای عناصر خاکی کمیاب آگات‌ها و سنگ آتشفشانی میزبان آنها این نتیجه را به‌دست می‌دهد که این عناصر توسط سیالات در حال گردش از سنگ میزبان آتشفشانی شسته‌شده و در رگه‌های آگاتی موجود در این سنگ‌ها ته‌نشست شده‌اند. در نمودار نرمالیزه‌شده نسبت به کندریت، آگات‌های منطقه سه‌قلعه در پایین سنگ‌های میزبان‌شان واقع می‌شوند که دلیل این امر ضریب جدایش کمتر آگات‌ها برای عناصر استفاده شده در ترسیم این نمودار نسبت به مجموعه کانی‌های موجود در سنگ میزبان آنهاست (از قبیل پیروکسن، پلاژیوکلاز و غیره) (Rollinson, 2014). اگرچه در اینجا برای آنالیز عناصر کمیاب از روش ICP-MS استفاده شد که نسبت به سایر

روش‌های معمول آنالیز (از قبیل تجزیه فعال‌سازی نوترونی¹ و طیف‌نور سنجی جذب اتمی²) دارای حد آشکارسازی پایین‌تر و دقت بالاتر است؛ ولی ضریب جدایش پایین آگات‌ها برای برخی عناصر باعث شده، مقادیر Pr، Gd و Yb در نمونه‌های مورد بررسی برابر یا کمتر از حد آشکارسازی دستگاه باشد که در نمودار با نقطه چین نشان داده شده‌اند (شکل A-5). در این شکل مقادیر عناصر کمیاب آگات‌های سیاه تقریباً برابر سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه است. با توجه به اینکه این نمونه دارای ناخالصی‌های کوچک میکروسکوپی بود؛ لذا علت این امر احتمالاً به خاطر آن ناخالصی‌هاست. سنگ‌های آتشفشانی منطقه سه‌قلعه در نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، یک شیب منفی آرامی را از La تا Lu نشان می‌دهد و دارای غنی شدگی از LREE هستند (شکل A-5). در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل B-5)، عنصر U بیشترین آنومالی را در آگات‌های قرمز منطقه سه‌قلعه دارد. غلظت بالای U مشاهده شده در آگات‌ها (به‌خصوص آگات‌های قرمز) منطقه سه‌قلعه شگفت‌انگیز است و نشان می‌دهد فرایندهای خاصی مسئول تحرک، حمل و انباشت آنها بوده‌اند. نتیجه این امر سبب افزایش غلظت U در آگات‌های مورد بررسی، بیش از سنگ‌های آتشفشانی میزبان آنها شده است (جدول 1) (شکل B-5).

تحرک U در طی دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی توسط زینسکی (Zielinski, 1979) مورد بررسی قرار گرفت که انباشت هم‌زمان و توأم Si و U را مشاهده کرد. بر اساس این فرض که حمل و نقل ترکیبات شیمیایی اغلب توسط فرایندهای انتشار در مایعات آبی تحقق می‌یابد (به‌عنوان مثال Si به‌عنوان اسید سیلیس مونومر $(\text{Si}(\text{OH})_4)^3$)، پورتر و وبر (Porter and Weber, 1971) استنباط کرده‌اند که عنصر U به‌صورت یون

uranyl وارد اسید سیلیس مونومر شده و به‌صورت کمپلکس $\text{UO}_2\text{SiO}(\text{OH})_3^+$ حمل و نقل می‌شود. علاوه بر آن، حضور کانی کلسیت به همراه پلی‌مورف‌های سیلیس در آگات‌های منطقه سه‌قلعه به همراه غلظت برخی از عناصر (مانند U، Ca، Na) در آگات نشان می‌دهد، ترکیبات کلر احتمالاً نقشی مهم در دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی و تحرک، حمل و انتقال SiO_2 و دیگر ترکیبات شیمیایی داشته است (Götze et al., 2012). وجود ترکیبات فرار مانند Cl، HCl، ClONO_2 که حمل و نقل عناصر را تسهیل می‌کنند (Schmincke, 2004)، ممکن است توضیح دیگری برای تشکیل آگات‌های منطقه سه‌قلعه ارائه دهند؛ زیرا حمل و نقل Si و U در این فازهای گاز بسیار کارآمد است. سپس فرایندهای ته‌نشینی باعث ایجاد پیوند بین مولکول‌های اسید سیلیکیک مونومر شده و به شکل گیری اسید سیلیکیک پلیمری منجر شد. در این حین اورانیوم با هر غلظتی می‌تواند از محلول به‌خاطر وجود منطقه جذب بالا در ترکیبات سیلیس طبیعی ($0.5 \text{ m}^2/\text{g}$ برای کوارتز تا $20 \text{ m}^2/\text{g}$ برای اپال) (Götze et al., 2015) جذب شود و غلظت آن در آگات‌ها بالا رود.

در همه آگات‌های منطقه تهی‌شدگی از عناصر Ba، K، Ce، Sr، Ti و Yb دیده می‌شود. تهی‌شدگی زیاد آگات‌های مورد بررسی از Sr به‌علت آن است که مقادیر اندازه‌گیری شده استرانسیم در نمونه‌ها پایین‌تر از حد تشخیص دستگاه بوده است (B-5).

در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، سنگ‌های آتشفشانی منطقه از عناصر نادر خاکی سبک (نظیر Cs و La) و لیتوفیل بزرگ یون (نظیر K) غنی‌شدگی و از عناصر نادر سنگین (نظیر Y) و عناصر با شدت میدان بالا (از قبیل Ti) تهی‌شدگی نشان می‌دهند که شاخص ماگماهای کالک‌آلکان تشکیل شده در مناطق فرورانش است (Wilson, 2007). بی‌هنجاری مثبت

1. Neutron Activation Analysis (NAA)

2. Atomic absorption spectroscopy (AAS)

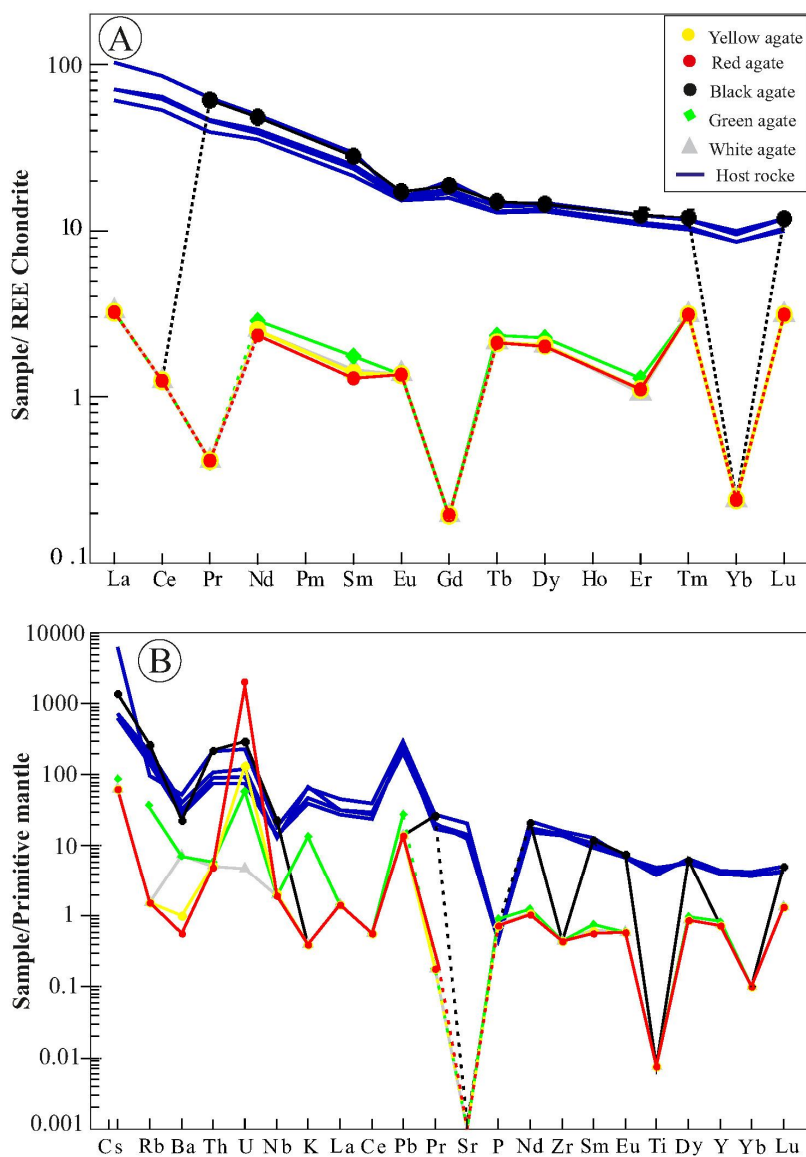
3. Monomeric silicic acid

Pb در این سنگ‌های آتشفشانی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها از نمودارها نیز تشکیل ماگما سنگ‌های میزبان مورد بررسی را در گوشته متاسوماتیسم شده و آلایش با پوشته قاره‌ای است (Rollinson, 2014). همچنین تهی‌شدگی در Nb در این پهنه‌های فروانش تأیید می‌کند (Wilson, 2007).

جدول 1. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی پنج نمونه از آگات‌های منطقه سه‌قلعه و چهار نمونه از سنگ‌های میزبان آتشفشانی آنها. عناصر اصلی برحسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر فرعی بر حسب ppm گزارش شده‌اند.

Table 1. The geochemical analysis of five samples of Seh Qaleh agates and four samples of their host rocks. The major elements are reported in terms of weight percent (wt.%) and the trace elements in ppm.

Sample number	FA-107	FA-2-12	FA-113	FA-117	FA-2-11	FA-113	FA-2-14	FA-2-15	FA-2-17
Rock types	Trachy Andesite	Alkali Basalt	Andesite	Andesite	Black agate	White agate	Green agate	Yellow agate	Red agate
SiO ₂	59.31	57.01	58.95	57.78	98.68	98.9	95.78	98.33	98.73
TiO ₂	0.82	1.05	0.98	0.95	0.01	0.01	0.01	0.32	0.01
Al ₂ O ₃	17.3	16.88	16.66	16.7	0.01	0.07	0.34	0.07	0.01
Fe ₂ O ₃	5.47	5.91	6.04	6.18	0.01	0.01	1.07	0.01	0.11
MnO	0.11	0.12	0.12	0.12	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	2.58	4.5	3.6	4.17	0.01	0.01	0.24	0.01	0.01
CaO	5.18	6.8	6.02	6.33	0.08	0.06	0.4	0.06	0.01
Na ₂ O	4.58	4.34	4.18	3.85	0.1	0.11	0.14	0.11	0.15
K ₂ O	1.94	1.19	1.43	2.03	0.01	0.01	0.49	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.32	0.28	0.28	0.26	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	97.62	98.09	98.27	98.38	99.01	99.21	98.5	98.95	99.07
Ba	367	196	236	285	163	52	50	7	4
Pb	21	19	15	17	0.75	0.75	2	0.75	0.75
Rb	61	92	108	130	169	0.75	22	0.75	0.75
Sr	443.7	296.1	261.4	310.3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zr	183	155	161	158	3.75	3.75	3.75	3.75	3.75
Cr	34	120	78	77	2	8	3	8	5
Y	19.9	18.4	20.5	18.4	3.4	3.4	3.8	3.4	3.4
Cs	49.9	5	5.7	5.8	11.1	0.37	0.7	0.37	0.37
Ta	1.28	0.98	0.88	0.77	1.04	0.51	0.55	0.59	0.69
Nb	13.1	10.1	10.1	9.3	16.6	1.4	1.4	1.5	1.4
Hf	5.63	4.42	4.45	4.79	2.61	0.37	0.37	0.37	0.37
Sn	3.1	1.9	2	2.4	3.2	0.6	0.5	0.4	0.5
Th	18.32	6.55	7.82	9.11	18.8	0.44	0.51	0.45	0.42
U	4.9	1.6	2	2.5	6.3	0.1	1.24	2.8	38.3
V	92	99	101	101	17	17	30	16	18
LREE									
La	32	19	22	22	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Ce	70	43	52	50	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Pr	7.75	4.82	5.7	5.63	7.47	0.03	0.03	0.03	0.03
Nd	30.1	21.2	24.5	23.2	29	1.5	1.7	1.5	1.4
MREE									
Sm	5.81	4.2	4.83	4.59	5.45	0.28	0.34	0.27	0.25
Eu	1.16	1.13	1.21	1.14	1.26	0.07	0.07	0.07	0.07
Gd	5.22	4.06	4.62	4.36	4.83	0.03	0.03	0.03	0.03
Tb	0.69	0.61	0.67	0.62	0.71	0.1	0.11	0.1	0.07
Dy	4.79	4.22	4.57	4.39	4.69	0.65	0.72	0.65	0.64
HREE									
Er	2.61	2.28	2.61	2.37	2.61	0.22	0.27	0.23	0.23
Tm	0.38	0.33	0.38	0.34	0.39	0.07	0.07	0.07	0.07
Yb	2	1.8	2.1	1.8	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Lu	0.38	0.32	0.38	0.33	0.38	0.07	0.07	0.07	0.07



شکل 5. A: نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای آگات‌های منطقه سه‌قلعه و سنگ‌های آتشفشانی میزبان‌شان که روندی مشابه را نشان می‌دهند و B: آگات‌های مورد بررسی دارای غنی‌شدگی زیادی از عنصر U نسبت به سنگ‌های آتشفشانی میزبان‌شان در نمودار بهنجار شده نسبت گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) هستند.

Fig. 5. A: Chondrite normalized (Boynton, 1984) rare earth element distribution patterns of Seh Qaleh agates and their volcanic host rocks, which present parallel trends, and B: Studied agates have very much U in compare with their volcanic host rocks on primitive mantle normalized diagram (Sun and McDonough, 1989).

نتیجه‌گیری

آگات‌ها دارای رنگ‌های مختلفی نظیر سفید، سبز، زرد، سیاه، قرمز و خاکستری هستند و بافت و ساخت‌های متنوعی از قبیل اسفروئیدی، نواری و غیره را به‌نمایش می‌گذارند. بررسی‌های

آگات‌های منطقه سه‌قلعه در 120 کیلومتری شمال غرب بیرجند، در پهنه ساختاری -رسوبی ایران مرکزی واقع شده است و اساساً سنگ‌های میزبان آنها از نوع بازالت، آندزیت و توف است. این

شدن توأم عناصر Si و U ناشی از دگرسانی سنگ‌های میزبان و به دنبال آن تبدیل U به یون uranyl و تشکیل پیوند با سطح تترائدرهای سیلیس است. همچنین در این نمودارها همه آگات‌های مورد بررسی تهی‌شدگی از عناصر Sr، Ce، K، Ba، Ti و Yb نشان می‌دهند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود و در ارتباط با طرح پژوهشی شماره 22156 مورخ 96/10/06 انجام شده است. لذا بدین وسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود.

میکروسکوپی و همچنین اسپکتروسکوپی رامان نشان داد که این آگات‌ها از پلی‌مورف‌های مختلف سیلیس نظیر کلسدون، موگانیت و کوآرتزین تشکیل شده‌اند.

آگات‌ها منطقه سه‌قلعه بیشتر از SiO_2 (95/78 تا 98/9 درصد وزنی) و مقادیر جزئی CaO ، Fe_2O_3 ، Al_2O_3 و Na_2O تشکیل شده‌اند. عناصر کمیاب و کمیاب خاکی آگات‌ها و سنگ‌های میزبان آنها که نسبت به کندریت و گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، بیانگر غنی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون و تهی‌شدگی آنها از عناصر خاکی نادر سنگین و عناصر با شدت میدان بالاست و دارای شیب منفی ملایمی هستند. عنصر اورانیوم بیشترین آنومالی را در آگات‌های قرمز منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد که دلیل این امر آزاد

References

- Aghanabati, S.A., 2004. Iran Geology. Geological Survey of Iran, Tehran, 400 pp.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Netherlands, pp. 63–114.
- Dumańska-Słowik, M., Powolny, T., Sikorska-Jaworowska, M., Gawel, A., Kogut, L. and Poloński, K., 2018. Characteristics and origin of agates from Płóczki Górne (Lower Silesia, Poland): A combined microscopic, micro-Raman, and cathodoluminescence study. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 192: 6–15.
- Goodarzi, M., Mohammadi, S.S. and Zarrinkoub, M.H., 2014. Petrography, geochemistry and tectonic setting of Salmabad Tertiary volcanic rocks, southeast of Sarbisheh, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 217–234. (in Persian with English abstract)
- Götze, J., 2011. Agate-fascination between legend and science. In: J. Zenz (Editor), *Agates III*. Bode Verlag GmbH, Lauenstein, Germany, pp. 19–133.
- Götze, J., Gaft, M. and Möckel, R., 2015. Uranium and uranyl luminescence in agate/chalcedony. *Mineralogical Magazine*, 79(4): 985–995.
- Götze, J., Möckel, R., Kempe, U., Kapitonov, I. and Vennemann, T., 2009. Characteristics and origin of agates in sedimentary rocks from the Dryhead area, Montana, USA. *Mineralogical Magazine*, 73(4): 673–690.
- Götze, J., Möckel, R., Vennemann, T. and Müller, A., 2016. Origin and geochemistry of agates in Permian volcanic rocks of the Sub-Erzgebirge basin, Saxony (Germany). *Chemical Geology*, 428(9): 77–91.
- Götze, J., Schrön, W., Möckel, R. and Heide, K., 2012. The role of fluids in the formation of agate. *Chemie der Erde*, 72(3): 283–286.
- Götze, J., Tichomirowa, M., Fuchs, H., Pilot, J. and Sharp, Z., 2001. Geochemistry of agates: a trace element and stable isotope study. *Chemical Geology*, 175(3–4): 523–541.
- Hajalilou, B. and Vusuq, B., 2010. Gemological Potentials of East Azerbaijan Province, NW of Iran. 63rd Geological Kurultai of Turkey, Mineral Research & Exploration, Ankara, Turkey.
- Hajalilou, B., Vusuq, B. and Moazzen, M., 2011. Mineralogy, geochemistry, gemology and

- color variation in agates from the Mianeh area, NW Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(3): 427–438. (in Persian with English abstract)
- Heaney, P.J. and Post, J.E., 1992. The widespread distribution of a novel silica polymorph in microcrystalline quartz varieties. *Science*, 255(5043): 441–443.
- Keene, J.B., 1983. Chalcedonic quartz and occurrence of quartzine (length-slow chalcedony) in pelagic sediments. *Sedimentology*, 30(3): 449–454.
- Kingma, K.J. and Hemley, R.J., 1994. Raman spectroscopic study of microcrystalline silica. *American Mineralogist*, 79(3–4): 269–273.
- Lotfi, M., 1995. Geological map of Sarghanj, scale 1: 100 000. Geological survey of Iran.
- Malekian Dastjerdi, M., Mohammadi, S.S., Nakhaei, M. and Zarrinkoub, M.H., 2016. Geochemistry and tectonomagmatic setting of Tertiary volcanic rocks of the Kangan area, northeast of Sarbisheh, southern Khorasan. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 553–568. (in Persian with English abstract)
- Moxon, T. and Reed, S.J.B., 2006. Agate and Chalcedony from Igneous and Sedimentary Hosts Aged from 13 to 3480 Ma: A Cathodoluminescence Study. *Mineralogical Magazine*, 70(5): 485–498.
- Moxon, T. and Rios, S., 2004. Moganite and water content as a function of age in agate: An XRD and thermogravimetric study. *European Journal of Mineralogy*, 16(2): 269–278.
- Porter, R.A. and Weber Jr, W.J., 1971. The interaction of silicic acid with iron (III) and uranyl ions in dilute aqueous solution. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry*, 33(8): 2443–2449.
- Richter, S., Gotze, J., Niemeyer, H. and Mockel, R., 2015. Mineralogical investigations of agates from Cordonde Lila, Chile. *Andean Geology*, 42(3): 386–396.
- Rollinson, H., 2014. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge, United States of America, 352 pp.
- Salim, L., 2012. Petrology and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks in Cheshmeh Khuri (west of Birjand). M.Sc. Thesis, Birjand University, Birjand, Iran, 156 pp.
- Schmincke, H.U., 2004. *Volcanism*. Springer, Germany, 324 pp.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Journal of the Geological Society*, 42(1): 313–345.
- Wilson, B.M., 2007. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer, Netherlands, 466 pp.
- Zielinski, R.A., 1979. Uranium mobility during interaction of rhyolitic obsidian, perlite and felsite with alkaline carbonate solution. *Chemical Geology*, 27(1–2): 47–63.



مقاله پژوهشی

پراکندگی و توزیع ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و کانساری در کانسار رگه‌ای چاه‌مسی، شمال شهر بابک

سارا درگاهی*، مریم سروری‌زاده و محسن آروین

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

دریافت مقاله: 1397/01/02، پذیرش: 1398/08/19

چکیده

کانسار رگه‌ای چندفلزی چاه‌مسی در کمربند مس کرمان و مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. در این محدوده، سنگ‌های میزبان شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری است که به شدت تحت تأثیر دگرسانی گرمایی پروپلیتیک با چیرگی کربنات-کلریت قرار گرفته‌اند. کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت، سولفیدهای اصلی در ذخیره چاه‌مسی هستند که با دگرسانی سیلیسی و رسی همراه می‌شوند. همچنین در بخش سوپرژن و زون اکسیدان، کالکوسیت، مالاکیت، کوولیت، آزوریت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن دیده می‌شود. در بررسی ضرایب همبستگی عناصر به روش پیرسون، بیشترین میزان ضریب همبستگی مربوط به عناصر Ag-Au و Pb-Zn با میزان بیشتر از 0/7 است و در درجه بعدی اهمیت زوج عناصر Cu-Ag، Cu-Fe، Cu-Au و Fe-Ag با میزان ضریب همبستگی بیشتر از 0/6 قرار می‌گیرند؛ در حالی که همبستگی عنصر Mo با دیگر عناصر ضعیف است. تحلیل خوشه‌ای نیز نتایج مشابهی به دست می‌دهد. به نظر می‌رسد، فراوانی رگه‌های حاوی کانه‌زایی عناصر فلزی سرب، روی و طلا اغلب در ترازهای سطحی تر رخ داده است؛ در حالی که رگه‌های حاوی کانه‌زایی مس و نقره، علاوه بر ترازهای سطحی، در ترازهای عمقی تر نیز دارای تمرکزهای قابل توجهی هستند. این یافته‌ها بیانگر احتمال وجود عیارهای قابل قبول در عمق بیشتر کانسار چاه‌مسی و در نتیجه الزام ادامه عملیات حفاری است. عیار بالای عنصر مولیبدن در ترازهای سطحی به نظر می‌تواند به علت هم‌پوشانی هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه رگه‌های مختلف و یا تأثیر میزان پیریت، درجه pH و درجه قلیائیت سیال بوده باشد.

واژه‌های کلیدی: ضریب همبستگی، منطقه‌بندی، کانسار رگه‌ای، چندفلزی، چاه‌مسی، کمان ماگمایی ارومیه - دختر

مقدمه

قرارگرفت، نظریه منطقه‌بندی هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه بود (Gong et al., 2016). این نظریه که کاربردهای بسیار مهمی در اکتشاف مناطق دارای پتانسیل معدنی دارد (Li et al., 1995; Shao, 1997; Harraz and Hamdi, 2015)

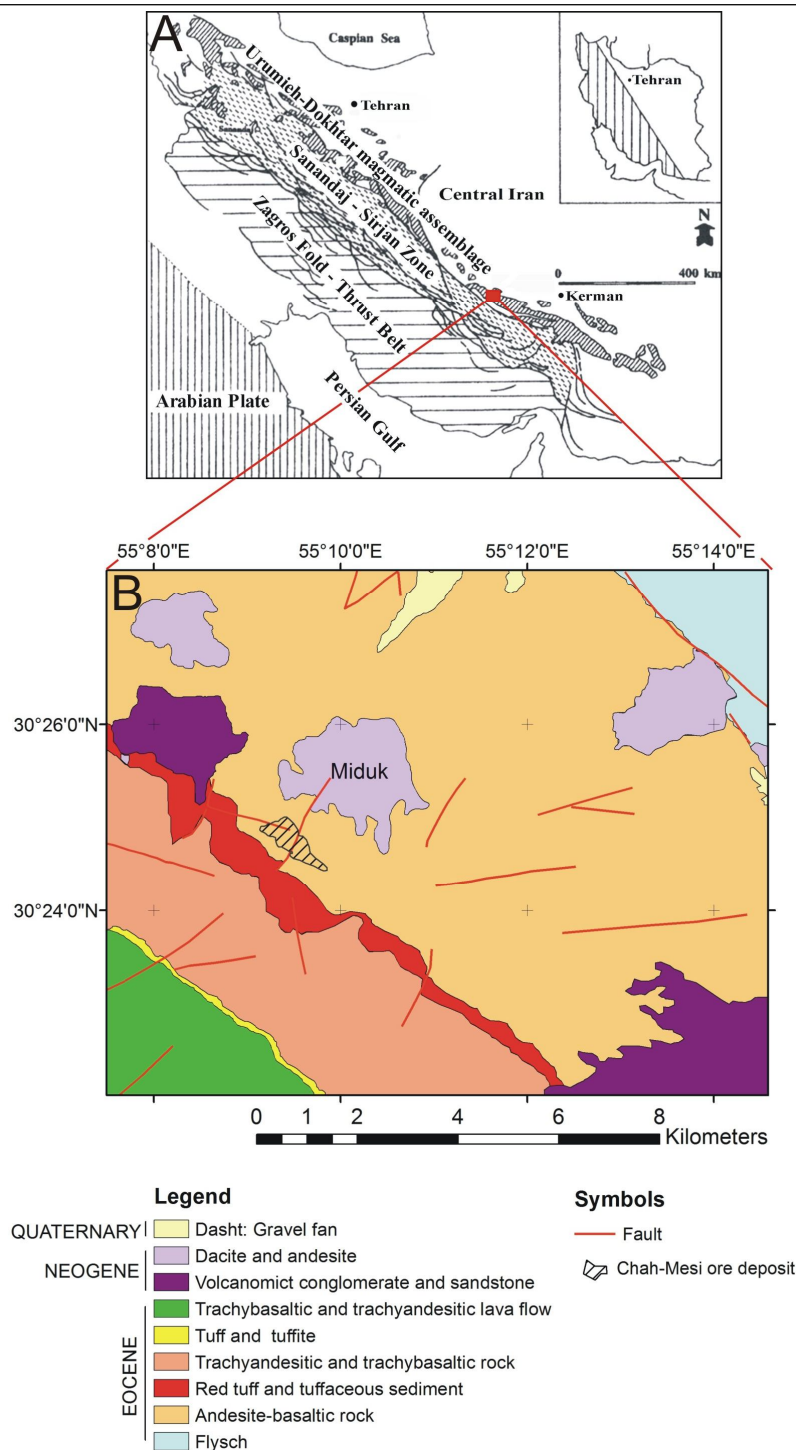
بررسی توزیع و تغییرات عیار عناصر در کانسارهای گرمایی از دیرباز مورد توجه بوده است (Harraz, 1995)؛ به طوری که یکی از مهم‌ترین مباحثی که در این زمینه مطرح شد و مورد توجه

Sojdehee et al., 2017; Alirezaei et al., 2008) و درآلو (Karimpour and Sadeghi, 2015) تشکیل شده‌اند (2019). اعتقاد بر این است که توسعه این کانسارها، اغلب در یک دوره زمانی خاص (اغلب الیگومیوسن) و در مکان‌های ویژه‌ای بوده است (Aghazadeh et al., 2015; Golestani, 2019; Karimpour and Sadeghi, 2019). از جمله به نظر می‌رسد که کانسارها به‌طور ویژه در ارتباط با کنترل‌کننده‌های ساختاری به‌خصوص گسل‌های امتداد لغز بزرگ و گسل‌های ثانویه مرتبط با آنها توسعه یافته‌اند (Zarasvandi et al., 2015; Mirzababaei et al., 2016). کانسار رگه‌ای چندفلزی چاه‌مسی در استان کرمان، در فاصله 40 کیلومتری شمال شهر بابک و 1/5 کیلومتری جنوب غرب معدن مس میدوک واقع است. این کانسار بخشی از مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر و متعلق به کمربند مس کرمان است (شکل 1-A و B). کانسار چاه‌مسی همراه با کانسارهای پرکام (Alirezaei et al., 2017; Mohammaddoost et al., 2017; Boomeri et al., 2019) و ایجو (Golestani et al., 2017) جزو کانسارهایی هستند که همگی در اطراف کانسار مس میدوک قرار گرفته‌اند و در قیاس با معدن مس میدوک، از ذخیره پایین‌تری برخوردار هستند. این کانسارها، اغلب در مرحله اکتشاف و یا باطله‌برداری هستند. در محدوده کانسار چاه‌مسی، وجود بقایای کارهای قدیمی معدن‌کاری، نشان از رونق فعالیت‌های معدنی از گذشته‌های بسیار دور دارد. شکل 2، نقشه زمین‌شناسی منطقه چاه‌مسی را نشان می‌دهد.

بررسی‌های اکتشافی متعددی برای ارزیابی کانسار چندفلزی چاه‌مسی انجام شده است که شامل بررسی‌ها در طی سال‌های 1350 تا 1351 توسط گروه کارشناسی یوگسلاوی و ادامه آن در طی سال‌های 1385 تا 1387 با هدایت شرکت ملی صنایع مس ایران به انجام رسیده است. آخرین بررسی اکتشافی انجام شده در منطقه، در سال 1393 توسط شرکت مهندسی پارس‌اولنگ و بر پایه اطلاعات حفاری 27 گمانه اکتشافی جدید و 8 گمانه قدیمی برای تخمین ذخیره کانسار انجام شده است.

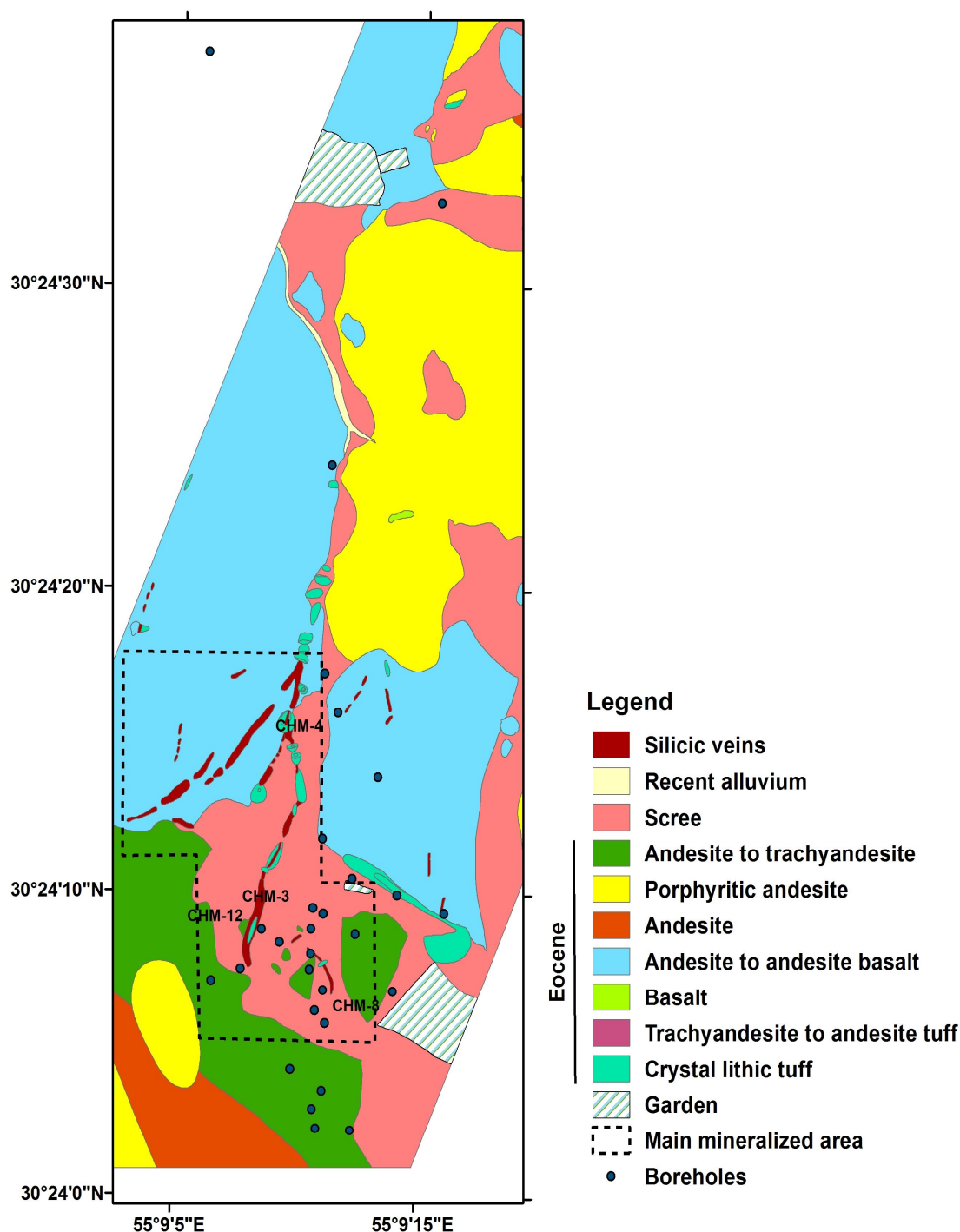
می‌تواند برای پیش‌بینی احتمال وجود و همچنین میزان نزدیکی به ماده معدنی مورد استفاده قرار گیرد (Chen et al., 2016; Gong et al., 2016; Hosseini-Dinani and Aftabi, 2016). از نخستین افرادی که بحث منطقه‌بندی افقی و قائم عناصر یا کانی‌ها را در هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه کانسارها مطرح کردند، می‌توان به برودریک (Broderick, 1929) اشاره کرد و سپس در سال‌های بعد این نظریه توسط افراد دیگر نظیر براون (Brown, 1935) و گروس (Gross, 1956) دنبال شد تا سرانجام در دهه 1970، این موضوع به عنوان یکی از مباحث مهم در علم ژئوشیمی کانسارها تبدیل شد؛ به‌طوری‌که بئوس و گریگوریان (Beus and Grigorian, 1977)، شاخص‌هایی را برای محاسبه منطقه‌بندی عناصر در هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه ارائه کردند (Harraz, 1995; Gong et al., 2016). از آن به بعد تاکنون پژوهش‌های متعددی در ارتباط با منطقه‌بندی عناصر در کانسارهای گرمابی در جهان (Li et al., 1995; Harraz, 1995; Yongqing and Pengda, 1998; Wang et al., 2013; Gong et al., 2016) و ایران (Atapour, 2017; Parsapoor et al., 2017; Talesh, 2018) انجام شده است.

در ایران، اغلب کانسارهای مس پورفیری شناخته شده، طی ترشیری و در ارتباط با فروورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طی کوه‌زایی آلپین شکل گرفته‌اند (Berberian and King, 1981; Hezarkhani, 2002; Hezarkhani, 2006; Shahabpour, 2007). در نتیجه این فروورانش، کانسارهای متعددی در مناطق مختلف ایران به‌ویژه در مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر (Alavi, 1994, 2004) شکل گرفته است که از آن جمله می‌توان به کانسارهای مس پورفیری تشکیل شده در کمربند مس پورفیری کرمان اشاره کرد. کمربند مس پورفیری کرمان، مهم‌ترین زون کانی‌سازی فلزی در ایران است که در بخش جنوبی ارومیه دختر واقع شده است و در آن کانسارهای بسیار ارزشمندی همچون سرچشمه (Shahabpour and Kramers, 1987; Hezarkhani, 2006) به همراه میدوک (Taghipour et al.,



شکل 1. A: موقعیت کانسار چاهمسی بر روی نقشه ساده شده تقسیمات ساختاری ایران، نقل با تغییرات از محجل و همکاران (Mohajjel et al., 2003) و B: نقشه زمین‌شناسی کلی منطقه مورد بررسی، نقل با تغییرات از دیمتریویچ و همکاران (Dimitrijevic et al., 1971)

Fig. 1. A: Simplified structural map of Iran showing the location of Chah-Mesi ore deposit (after Mohajjel et al., 2003), and B: General geological map of the study area (after Dimitrijevic et al., 1971).



شکل 2. چهارگوش کلیه نقشه‌های هم‌عیار ترسیم‌شده در کانسار چاه‌مسی که بر روی آن موقعیت گمانه‌های حفاری شده و محدوده اصلی کانه‌زایی نشان داده شده است. واحدهای سنگی بر اساس شرکت مهندسين مشاور کان‌ایران (Kan Iran Consulting Engineers, 2006) است.

Fig. 2. The quadrangle of all drawn isoconcentration maps, showing the location of drilled boreholes and the main mineralization zones in the Chah-Mesi ore deposit. The rock units are based on Kan Iran Consulting Engineers, 2006.

شده‌اند (شکل A-3). طول رگه‌ها از 100 تا 400 متر و ضخامت آنها از کمتر از 0/5 تا 10 متر متغیر است و رگه‌ها آشکارا ساختار باز و بسته¹ به نمایش می‌گذارند؛ به‌طوری‌که ضخامت رگه‌ها در امتداد طول و شیب تغییر می‌کند (Modrek, 2009). بر اساس پژوهش غیاثی فتح‌آباد (Ghyasi Fathabad, 2012)، جای‌گیری کانسار چاه‌مسی به‌شدت تابع عوامل ساختاری مرتبط با گسل‌های نرمال با مؤلفه امتداد لغزی و با الگوی مزدوج نامتقارن است.

دگرسانی گرمابی در کانسار چاه‌مسی، اغلب در امتداد رگه‌های اصلی مشاهده می‌شود و با دور شدن از رگه‌ها، شدت آن به‌طور بارزی کاهش می‌یابد. دگرسانی‌های سیلیسی و آرتزلیک (رسی) در ارتباط با تشکیل کانسنگ است و تا فاصله کمی از رگه‌ها گسترش یافته است و همراه با آن آزوریت، مالاکیت، کالکوسیت و اکسیدهای آهن دیده می‌شود. گسترش زون‌های گسلی و به تبع آن رگه‌ها و دگرسانی گرمابی در پله‌های جنوبی پیت اصلی معدن بیشتر است؛ درحالی‌که در پله‌های شمالی پیت، بیشتر دگرسانی در ارتباط با سنگ‌های میزبان دیده می‌شود (شکل B-3). دگرسانی عمده در سنگ‌های میزبان رگه‌ها از نوع پروپیلیتیک، با کانی‌شناسی کلسیت-کلریت است که تمام سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده است؛ اما ارتباط آشکاری با کانی‌سازی ندارد. رگه‌های دارای میزان کانه بیشتر، دگرسانی شدیدتری را متحمل شده‌اند؛ درحالی‌که رگه‌های با محتوای سیلیس بیشتر و کانه‌زایی ضعیف‌تر، با توپوگرافی برجسته‌تر به‌خوبی حفظ شده‌اند. رگه‌ها به‌صورت متعدد و متوالی تزیق شده و همدیگر را قطع کرده‌اند (شکل C-3). لیمونیتی شدن به‌علت حضور سولفیدها در رگه‌های کوارتز بسیار معمول است و همراه با آن، کانی مالاکیت و آزوریت نیز دیده می‌شود (شکل D-3).

پتروگرافی و کانه‌نگاری

بررسی‌های انجام‌شده بر روی نمونه‌های کانسار چاه‌مسی نشان می‌دهد که سنگ‌های میزبان موجود در منطقه شامل سنگ‌های

هدف از این پژوهش، بررسی فراوانی و نحوه توزیع عناصر فلزی مس، مولیبدن، آهن، سرب، روی، طلا و نقره موجود در کانسار چاه‌مسی است. با بررسی دقیق ژئوشیمیایی توزیع این عناصر در کانسار چاه‌مسی می‌توان به تفاوت‌های موجود در عیار عناصر در بخش‌های مختلف کانسار پی‌برد که در این صورت می‌تواند از نظر اقتصادی ارزشمند باشد. از اهداف دیگر این پژوهش، بررسی ارتباط بین عناصر مس، مولیبدن، آهن، سرب، روی، طلا و نقره در کانسار چندفلزی چاه‌مسی است.

روش مطالعه

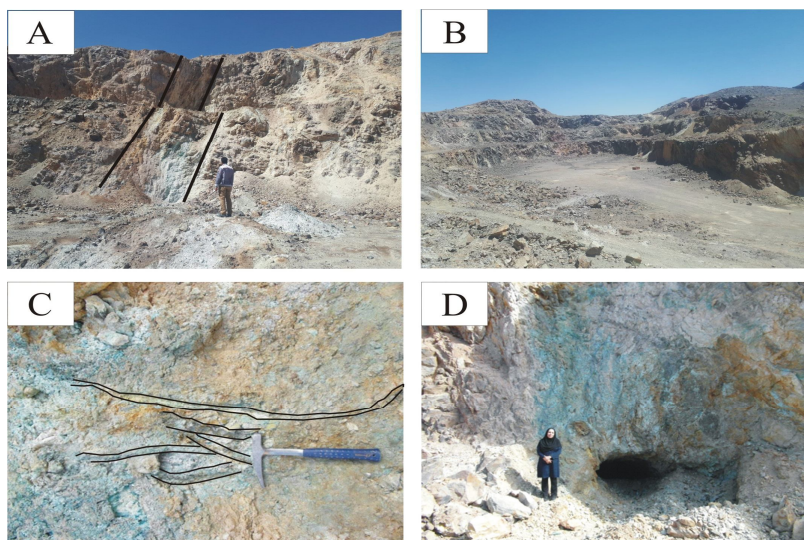
برای رسیدن به اهداف موردنظر، پس از انجام بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری سطحی از منطقه، تعداد 30 عدد مقطع نازک و 10 عدد مقطع صیقلی از نمونه‌هایی با جنس و دگرسانی متنوع تهیه شد و توسط میکروسکوپ پلاریزان المپوس مدل BH-2 در آزمایشگاه سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری دانشگاه شهید باهنر کرمان مورد بررسی قرار گرفت. برای انجام بررسی‌های ژئوشیمیایی و بررسی توزیع آماری و همین‌طور توزیع مکانی و نحوه پراکندگی عناصر نیز از بیش از 980 داده تجزیه شیمیایی مربوط به 35 مورد گمانه حفاری متعلق به شرکت ملی صنایع مس ایران استفاده شد. سپس تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای (Excel 2010)، (SPSS 19)، (Studio3.22.84.0) Datamine و (Surfer10 2011) انجام شد.

بررسی‌های صحرایی

کانسار چاه‌مسی متشکل از چهار رگه اصلی سیلیسی چندفلزی به‌همراه تعدادی رگه فرعی با روند تقریبی شمال شرق- جنوب غرب و شمالی- جنوبی با شیب تقریبی 65-80 درجه است که درون توالی‌های گدازه و مواد آذرآواری ائوسن نفوذ کرده‌اند و کانی‌سازی اغلب در امتداد رگه‌های سیلیسی رخ داده است (شکل 2). این رگه‌ها در امتداد زون‌های گسلی واقع

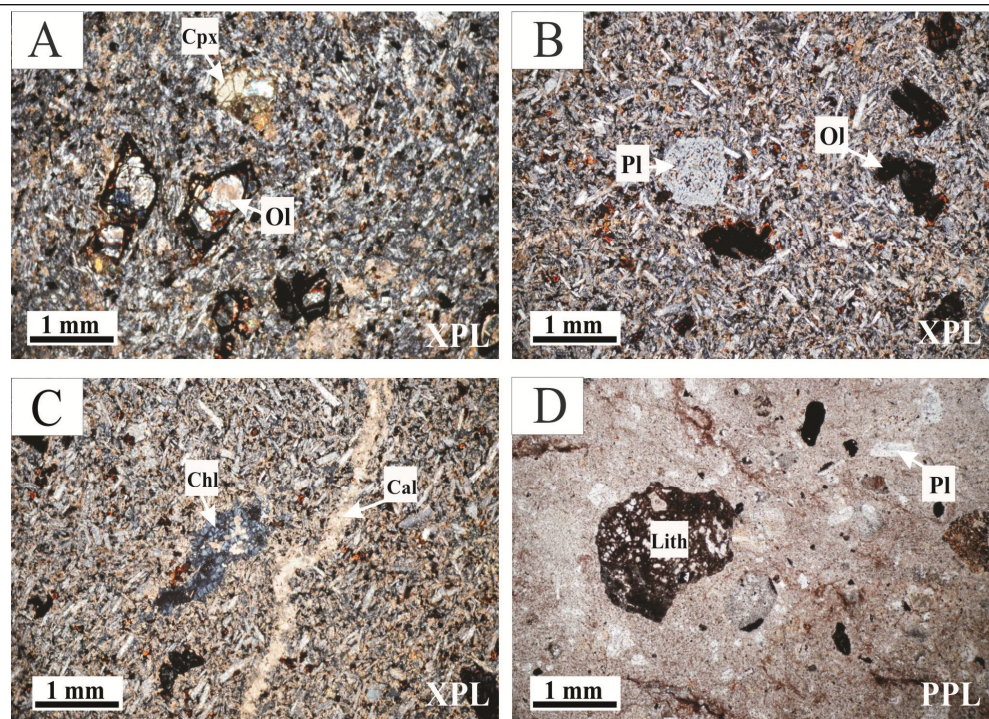
در متن سنگ حضور دارند (شکل C-4). وجود بافت بادامکی در سنگ‌های آتشفشانی بیانگر گازدار بودن ماگمای تشکیل‌دهنده آنهاست (Mohammadi et al., 2019). واحد سنگی توف به علت وجود اکسیدهای آهن در رخنمون‌های سطحی به رنگ قرمز دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، این واحد حاوی قطعات خرده‌سنگی فراوان از جنس سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط همراه با خرده‌های بلوری زاویه‌دار با ترکیب کانی‌شناسی اغلب پلاژیوکلاز هستند (شکل D-4). با توجه به درصد حضور قطعات سنگی و بلورها می‌توان آنها را در دو گروه توف بلورین-سنگی و توف سنگی-بلورین گروه‌بندی کرد. با توجه به بافت غیرمنسجم این سنگ‌ها در مقایسه با گدازه‌های آتشفشانی، شدت دگرسانی در این سنگ‌ها به مراتب بسیار بیشتر است.

آتشفشانی از نوع بازالت و آندزیت به ازالتی و سنگ‌های آذرآواری از نوع توف است که در این میان، حجم بازالت از بقیه سنگ‌ها بیشتر است. واحدهای میزان بازالت و آندزیت بازالتی دارای رنگ رخنمون خاکستری متوسط تا تیره و بافت پورفیری تا گلوپورفیری در زمینه‌ای ریزدانه متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز همراه یا بدون شیشه آتشفشانی دیده می‌شوند. فنوکریست‌های موجود در این واحد، شامل الیوین و کلینوپروکسن همراه با مقادیر کمتری پلاژیوکلاز است که در آنها الیوین به شدت دگرسان شده است و نشانه این امر در منطقه تبدیل بخشی تا کامل الیوین‌ها به اکسید آهن در قالب فرایند ایدینگزیتی شدن است (شکل A-4 و B). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز نیز گاهی بافت غربالی نشان می‌دهند (شکل B-4). واحدهای آندزیت بازالتی مشابه واحدهای بازالتی هستند؛ با این تفاوت که در آنها الیوین مشاهده نمی‌شود. کلسیت و کلریت نیز چه به صورت رگه‌ای و یا پرکننده حفره‌ها و یا به صورت پراکنده



شکل 3. عوارض صحرایی مشاهده‌شده در کانسار چاه‌مسی، A: تصویری از یکی از زون‌های گسله اصلی در پله‌های جنوبی پیت معدن که دگرسانی شدید همراه با کانسارسازی نشان می‌دهد. B: نمایی از پله‌های بخش شمال‌غربی که دارای دگرسانی و کانه‌زایی کمتر در قیاس با پله‌های جنوبی است، C: رگه‌های سیلیسی متعدد که یکدیگر را قطع کرده‌اند و کانسارسازی اغلب در ارتباط با همین رگه‌ها رخ داده است و D: دهانه ورودی تونل اکتشافی موجود در منطقه و وجود کانی‌های آزوریت، مالاکیت، کالکوسیت و انواع اکسیدهای آهن

Fig. 3. Field phenomena observed in the Chah-Mesi ore deposit, A: One of the main fault zones in the southern steps of the pit, showing intense alteration together with mineralization, B: A view of the steps in the northwestern part with minor alteration and mineralization in comparison to the southern steps, C: Prominent cross-cutting quartz veins. The mineralization is mainly associated with these veins, and D: The entrance of the exploratory tunnel in the study area with azurite, malachite, chalcocite and various iron oxides

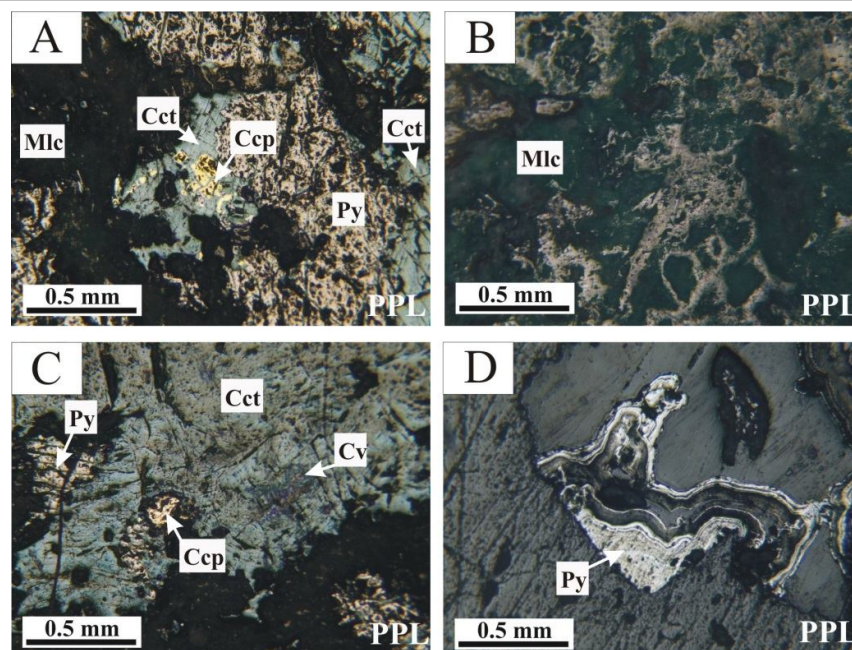


شکل 4. تصاویر میکروسکوپی نور عبوری سنگ‌های میزبان کانسار چاه‌مسی، A: واحد بازالت پورفیری حاوی فنوکریست‌های الیوین و کلینوپروکسن در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز نسبتاً جریان‌یافته همراه با کانی‌های کوچک کدر و الیوین و پیروکسن. دگرسانی ایدینگزیتی و کربناتی نسبتاً شدید در نمونه گسترش‌یافته است، B: بلورهای ایدینگزیتی‌شده الیوین همراه با پلاژیوکلاز با بافت غربالی در زمینه با بافت اینترگرانولار در سنگ‌های بازالتی، C: وجود کلسیت به‌عنوان کانی دگرسانی غالب همراه با کلریت در یک سنگ آتشفشانی و D: واحد توف بلورین-سنگی دارای قطعات خرده‌سنگ همراه با قطعات بلورهای پلاژیوکلاز. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Ol: الیوین، Cpx: کلینوپروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Lith: خرده‌سنگ، PPL: نور قطبی، XPL: نور قطبی).

Fig. 4. Transmitted-light microphotographs of the Chah-Mesi ore deposit host rocks, A: Porphyritic basalts composed of olivine and clinopyroxene phenocrysts in a groundmass containing plagioclase microliths (defining a flow texture), small grains of opaque, olivine and pyroxene. The Iddingsitization and carbonatization strongly developed in the sample, B: Intergranular texture in basalt which consists of iddingsitized olivine crystals and sieve texture plagioclase, C: Calcite with chlorite as the dominant alteration products in a volcanic rock, and D: Crystal lithic tuff comprised of lithic fragments and plagioclase crystals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: Olivine, Cpx: Clinopyroxene, Pl: Plagioclase, Cal: Calcite, Chl: Chlorite, Lith: Lithic fragment, PPL: Plane polarized light, XPL: Cross polarized light).

اغلب با هیدروکسیدهای آهن نظیر لیمونیت و گوتیت همراه هستند (شکل A-5، B و C). همچنین، بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های سولفیدی اغلب به‌صورت بی‌شکل بوده و اغلب در کنار هم به‌صورت تجمعی و گاه به‌صورت مجزا رشد کرده‌اند. در برخی مقاطع، پیریت به‌صورت کلوفرم نیز دیده می‌شود (شکل D-5).

بررسی کانه‌نگاری نشان می‌دهد که در محدوده چاه‌مسی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت، سولفیدهای اصلی هستند (شکل A-5) و گالن و اسفالریت در مقادیر کمتری حضور دارند. همچنین در رخنمون‌های سطحی به‌علت عملکرد فرایندهای هوازدگی، مقادیر قابل توجهی کالکوسیت و ملاکیت همراه با مقادیر کمتری کوولیت و آزوریت دیده می‌شود که



شکل 5. تصاویر میکروسکوپی نور انعکاسی نمونه‌های سطحی کانسار چاه‌مسی، A: کالکوپیریت و پیریت که از حاشیه تبدیل به کالکوسیت شده‌اند. علاوه بر این، مالاکیت نیز همراه با اکسید آهن دیده می‌شود، B: توسعه مالاکیت به علت عملکرد فرایندهای هوازدگی، C: توسعه کالکوسیت و کوولیت در حاشیه پیریت و کالکوپیریت در زون سوپرژن و D: پیریت کلوفرم در نمونه‌ها. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Cct: کالکوسیت، Mlc: مالاکیت، Cv: کوولیت، PPL: نور قطبی صفحه‌ای).

Fig. 5. Reflected-light microphotographs of surface samples from the Chah-Mesi ore deposit, A: Chalcopyrite and pyrite, converted to chalcocite on the margins. Malachite and iron oxide are also occurred, B: Development of malachite due to weathering processes, C: Growth of Chalcocite and covellite on the margins of pyrite and chalcopyrite in the supergene zone, D: Colloform pyrite in the samples. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: Chalcopyrite, Py: Pyrite, Cct: Chalcocite, Mlc: Malachite, Cv: Covellite, PPL: Plane polarized light).

ژئوشیمی

همان‌طور که در گذشته نیز بیان شد، برای انجام تحلیل‌های آماری و بررسی توزیع مکانی عناصر، داده 984 تجزیه شیمیایی مربوط به 35 مورد گمانه حفاری متعلق به شرکت ملی صنایع مس ایران که هر کدام شامل آنالیز 7 عنصر فلزی می‌شد، مورد استفاده قرار گرفت. بر اساس گزارش‌های موجود، برای انجام آنالیزها، مغزه‌های حفاری به طول میانگین 2 متر، به دو نیم شده و بعد از خردایش، همگن‌سازی و نرمایش، نمونه‌های معرف انتخاب شده و برای انجام آنالیز به روش ICP-ES به آزمایشگاه زراژما ماهان ارسال شده‌اند. شکل 2، موقعیت گمانه‌های حفاری شده در محدوده چاه‌مسی را نشان می‌دهد.

پردازش‌های آماری

ماتریس همبستگی

در این پژوهش، در ابتدا برای بررسی همبستگی بین عناصر مختلف، ضرایب همبستگی بر اساس روش پیرسون محاسبه شد که با توجه به تعداد بالای تجزیه‌های شیمیایی انجام شده (984 نمونه)، استفاده از این روش، محاسبه ضریب همبستگی، مانعی ندارد (جدول 1). با بررسی ضرایب همبستگی عناصر Cu، Mo، Pb، Zn، Ag، Au و Fe در منطقه چاه‌مسی، مشخص می‌شود که بیشترین میزان ضریب همبستگی مربوط به عناصر Pb-Zn و Ag-Au با میزان بیشتر از 0/7 است که مقادیر قابل توجهی هستند. این مسئله با توجه به تشابهات ژئوشیمیایی عناصر یادشده

از منشأ مشترک آنها دارد؛ درحالی‌که عنصر مس با زوج عناصر Pb-Zn و عنصر Mo همبستگی ضعیفی نشان می‌دهد که به‌خوبی بیانگر نقش فرایندهای مختلف در توزیع این عناصر است؛ به‌طوری‌که به‌نظر می‌رسد پراکندگی ژئوشیمیایی مجموعه عناصر Cu-Fe-Au-Ag باید تحت عوامل ژئوشیمیایی متفاوتی از زوج عناصر Pb-Zn و عنصر Mo بوده باشد.

کاملاً مورد انتظار است. در درجه بعدی اهمیت زوج عناصر Cu-Au، Cu-Fe، Cu-Ag و Fe-Ag با میزان ضریب همبستگی بیشتر از 0/6 قرار می‌گیرند. ضریب همبستگی بالای مس و آهن با توجه به حضور کانی کالکوپیریت به‌عنوان یکی از کانه‌های اصلی موجود در معدن چاه‌مسی، کاملاً مورد انتظار است. ضریب همبستگی بالای عناصر Au و Ag با مس نیز نشان

جدول 1. ماتریس همبستگی بین عناصر کمیاب و کانساری مختلف در کانسار چاه‌مسی

Table 1. Correlation matrix of different trace and ore elements in the Chah-Mesi ore deposit

	Ag(ppm)	Fe%	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Au (ppm)	Mo (ppm)	Cu%
Cu%	.676**	.625**	.081*	.093**	.609**	.350**	1
Mo (ppm)	.331**	.289**	.240**	.247**	.364**	1	
Au (ppm)	.736**	.570**	.087*	.157**	1		
Pb (ppm)	.430**	.086**	.775**	1			
Zn (ppm)	.321**	.147**	1				
Fe%	.627**	1					
Ag(ppm)	1						

**Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

*Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

تحلیل، به‌خوبی با نتایج حاصل از محاسبه ضرایب همبستگی همخوانی دارد.

بررسی تغییرات عمودی عناصر فلزی مختلف در گمانه‌های انتخابی

برای بررسی تغییرات عمودی ژئوشیمیایی عناصر فلزی در کانسار چاه‌مسی، تعداد چهار گمانه که متعلق به قسمت‌های مختلف کانسار هستند و در عین حال در آنها آنالیزهای عناصر کمیاب کانساری کامل‌تر انجام شده است، مورد بررسی قرار گرفت (شکل 2). بدین صورت که داده‌های مربوط به این گمانه‌های انتخابی، پس از انجام تصحیحات عمقی در نرم‌افزار Datamine، به محیط Excel وارد و نمودار توزیع عمقی عناصر فلزی ترسیم شد (شکل‌های 7 و 8).

نمودارهای آماری چند متغیره (تحلیل خوشه‌ای)

بر اساس تحلیل خوشه‌ای نمونه‌های کانسار چاه‌مسی، خط برش در مقیاس 10 واحد بر مبنای بیشترین فاصله، چهار خوشه اصلی فراهم می‌آورد که عناصر Pb و Zn در خوشه اول، Mo در خوشه دوم، Cu، Fe و Ag در خوشه سوم و در نهایت Au در خوشه چهارم قرار می‌گیرد (شکل 6). با وجودی که عناصر Mo و Au هر کدام به‌صورت جداگانه خوشه‌های مجزایی را تشکیل داده‌اند؛ اما Au هنوز نزدیکی‌هایی را با خوشه سوم که شامل عناصر Cu، Fe و Ag است، نشان می‌دهد که این مسئله می‌تواند بیانگر ارتباط پارائنتیکی این عناصر باشد. اما عنصر Mo در خوشه دوم بیشترین عدم تشابه را با خوشه‌های دیگر نشان می‌دهد که بیانگر آن است که عوامل کنترل‌کننده عیار این عنصر با دیگر عناصر متفاوت بوده است. نتایج حاصل از این

آهن همراه است؛ اما در عمق 180 متری، افزایش سرب و روی فزاینده‌تر از دیگر عناصر فلزی است (شکل 8).

گمانه CHM-08 فقط در ترازهای سطحی افزایش جزئی عیار مس و دیگر عناصر فلزی را نشان می‌دهد و به طرف عمق، عیار اغلب عناصر کاهش یافته است و در حد زمینه می‌شود. به نظر می‌رسد این گمانه از لحاظ مس چندان ارزشمند نیست؛ اما در قسمت‌های سطحی به علت فراوانی رگه‌های حاوی کانه‌زایی دیگر عناصر فلزی و به‌ویژه سرب، روی و نقره، عیارهای قابل توجهی از عناصر یادشده دیده می‌شود (شکل 8).

در گمانه CHM-12 بیشترین عیار مس در اعماق 80–100، 260–285 و 320 و 370 متری دیده می‌شود. با توجه به آنکه میزان طلا و نقره برای بخش‌های زیادی از این گمانه اندازه‌گیری نشده است، امکان قضاوت درباره این دو عنصر به‌ویژه در بخش‌های عمقی‌تر گمانه وجود ندارد (شکل 7).

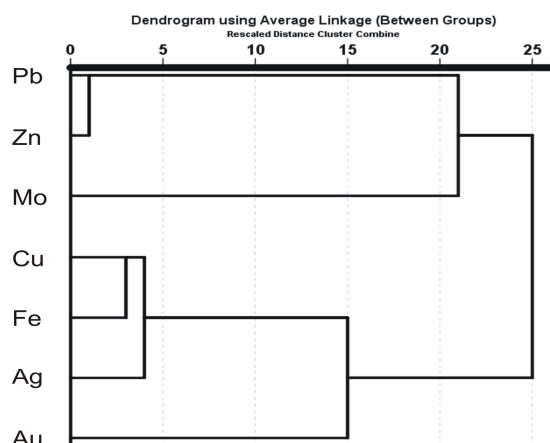
با بررسی توزیع عمقی عناصر در گمانه‌های انتخاب‌شده و با توجه به اینکه کانسار چاه‌مسی از نوع رگه‌ای است، نوسانات عیار عناصر با افزایش عمق کاملاً مورد انتظار است. البته با توجه به اینکه میزان افزایش عناصر در اعماق مختلف از الگوی یکنواختی پیروی نمی‌کند، به‌خوبی می‌توان پی‌برد که نوع کانسار سازی رگه‌ها و درصد وجود کانه‌های مختلف در تمامی رگه‌ها مشابه نیست.

مقایسه این چهار بیانگر آن است که عیار اغلب عناصر در گمانه‌های CHM-03 و CHM-12 از دو گمانه دیگر بیشتر است. با توجه به محل حفر این دو گمانه که تقریباً نزدیک محدوده اصلی کانسار است (شکل 2)، چنین نتیجه‌ای کاملاً قابل انتظار و نشانه کانه‌زایی شدید است. در صورتی که گمانه‌های CHM-04 و CHM-08 خارج از محدوده اصلی کانسار سازی واقع هستند و کانه‌زایی در آنها ضعیف است (شکل 2).

نتایج بررسی‌ها در هریک از این چهار گمانه و مقایسه آنها به شرح زیر است:

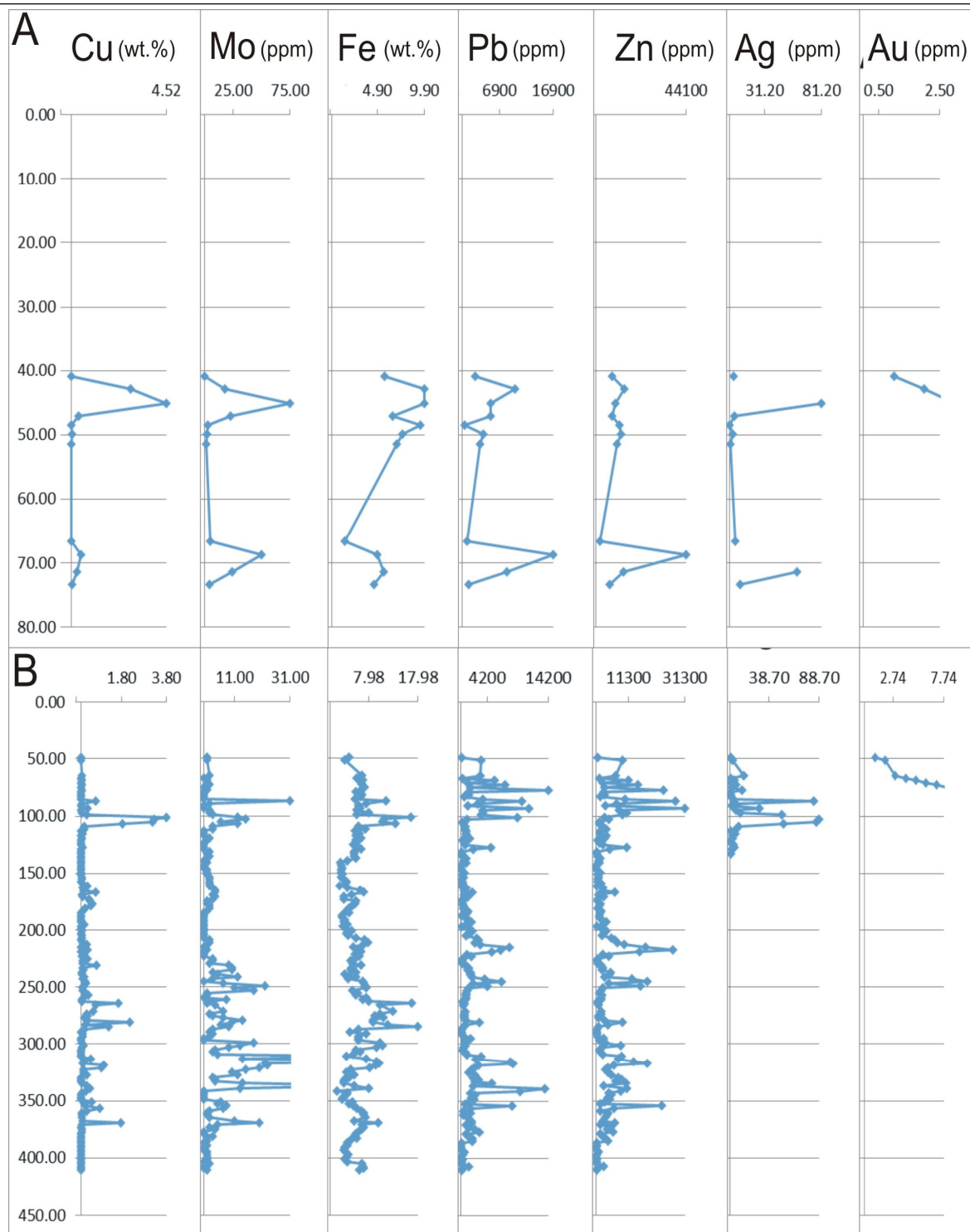
در گمانه شماره CHM-03 بیشترین میزان مس در عمق 45 متری گمانه مشاهده می‌شود که انطباق قابل توجهی با میزان طلا، نقره، آهن و مولیبدن و به میزان کمتر سرب و روی دارد. یک فراوانی کوچک‌تر مس نیز در عمق 70 متری دیده می‌شود که با افزایش عناصر فلزی دیگر به‌خوبی منطبق است؛ اما در عمق 70 متری افزایش سرب و روی بسیار واضح‌تر از عمق 45 متری است (شکل 7).

در گمانه CHM-04 نتایجی قابل مقایسه با گمانه CHM-03 به‌دست آمد؛ به‌طوری‌که در اعماق 20 و 60 متری، افزایش فزاینده مس به‌خوبی با افزایش قابل توجه طلا، نقره، مولیبدن و



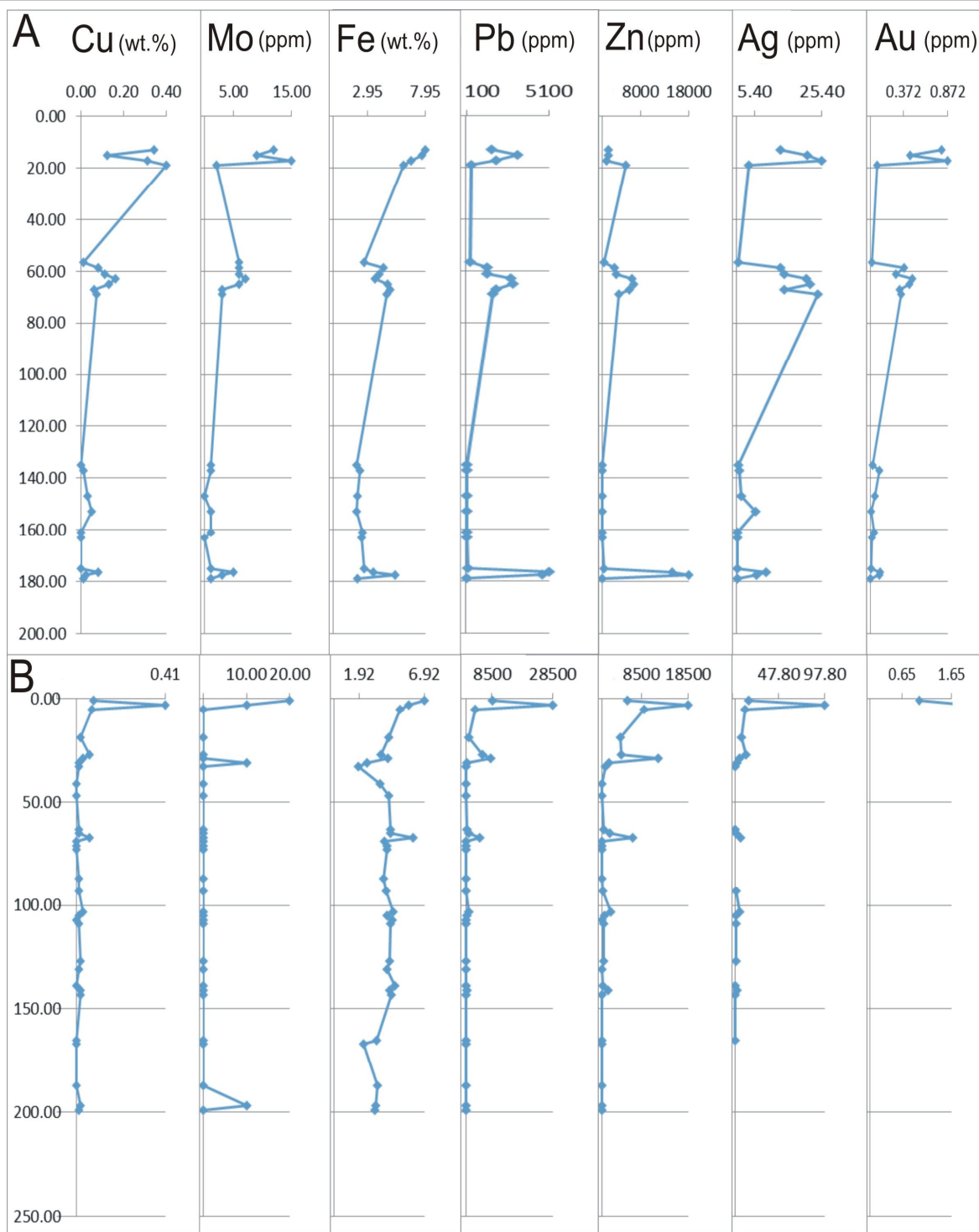
شکل 6. دندروگرام عناصر کمیاب و کانساری در کانسار چاه‌مسی

Fig. 6. Dendrogram of trace and ore elements in the Chah-Mesi ore deposit



شکل 7. منطقه‌بندی قائم عناصر کمیاب و کانساری در گمانه‌های حفاری انتخاب‌شده مربوط به بخش کانه‌زایی شدید کانسار چاه مسی، A: گمانه شماره CHM-03 و B: گمانه شماره CHM-12

Fig. 7. Vertical zonality of trace and ore elements in the drilled boreholes selected from the highly mineralized part for the Chah-Mesi ore deposit, A: Borehole No. CHM-03, and B: Borehole No. CHM-12



شکل 8. منطقه‌بندی قائم عناصر کمیاب و کانساری در گمانه‌های حفاری انتخاب‌شده مربوط به بخش کانه‌زایی ضعیف کانسار چاه مسی، A: گمانه شماره CHM-04 و B: گمانه شماره CHM-08

Fig. 8. Vertical zonality of trace and ore elements in the drilled boreholes selected from the weakly mineralized part of the Chah-Mesi ore deposit, A: Borehole No. CHM-04, and B: Borehole No. CHM-08

بررسی توزیع مکانی و نحوه پراکندگی عناصر فلزی

در کانسار چندفلزی چاه‌مسی

رسم نقشه‌های هم‌عیار، دید واضح‌تری را نسبت به پراکندگی عناصر و نحوه توزیع مکانی آنها به دست می‌دهد. برای ترسیم نقشه‌ها، به علت اختلاف ارتفاع دهانه گمانه اکتشافی و نیز روند متفاوت حفاری گمانه‌های مختلف، در ابتدا کلیه داده‌های مربوط به گمانه‌ها با توجه به مختصات ژئومتری حفاری آنها، وارد محیط نرم‌افزار Datamine شدند و سپس تصحیحات ارتفاعی با موقعیت‌های جغرافیایی جدید برای هر داده انجام شد. در ادامه، داده‌های تصحیح‌شده وارد نرم‌افزار Excel شد و با فیلتر کردن داده‌ها، داده‌های حفاری موجود از پایین‌ترین افق حفاری‌شده (افق 2275 متر) تا بالاترین افق (افق 2525 متر) به صورت بازه‌های 50 متری تفکیک شد. در ادامه با میانگین‌گیری از هر بازه، در نهایت میانگین عیار عناصر برای ترازهای مختلف معدن به صورت زیر به دست آمد:

1) افق 2475 تا 2525 متر با نقطه میانگین 2500 متر به عنوان

سطحی‌ترین افق؛

2) افق 2425 تا 2475 متر با نقطه میانگین 2450 متر؛

3) افق 2375 تا 2425 متر با نقطه میانگین 2400 متر؛

4) افق 2325 تا 2375 متر با نقطه میانگین 2350 متر؛

5) افق 2275 تا 2325 متر با نقطه میانگین 2300 متر به عنوان

عمقی‌ترین افق.

در ادامه با انتقال داده‌ها به محیط نرم‌افزار Surfer و رسم منحنی‌های هم‌عیار، توزیع عناصر فلزی مختلف در هر تراز کانسار مورد بررسی قرار گرفت.

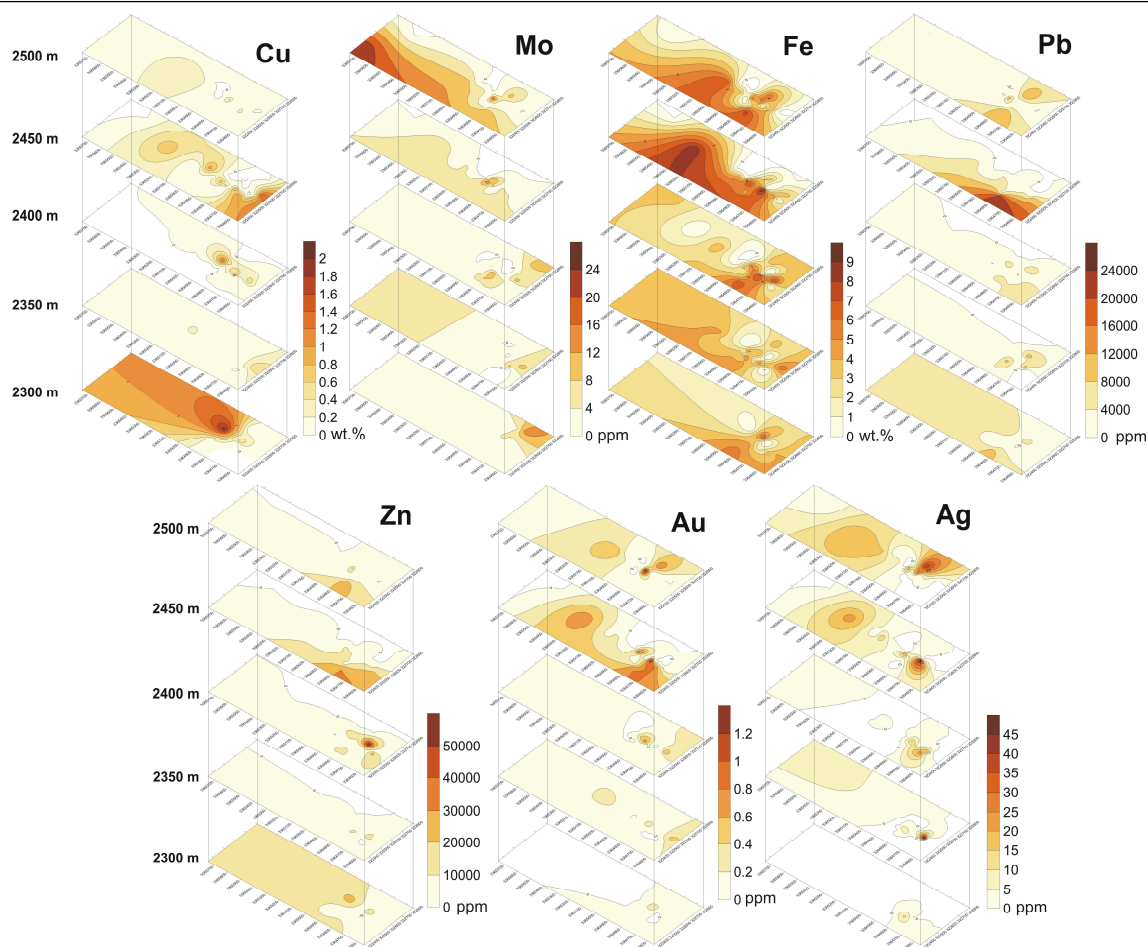
در تمامی نقشه‌ها برای یکسان‌سازی و امکان مقایسه صحیح نقشه‌های مربوط به ترازهای مختلف کانسار، یک چهارگوش واحد لحاظ شد که شامل محدوده اصلی کانه‌زایی همراه با بخش‌هایی از نواحی اطراف است که احتمال کانه‌زایی وجود دارد. موقعیت این چهارگوش و همین‌طور محدوده اصلی کانه‌زایی در شکل 2 نشان داده شده است.

بررسی تغییرات عمودی عناصر فلزی مختلف در گمانه‌های منتخب بیانگر آن است که بیشترین مقدار عنصر مس در عمیق‌ترین قسمت حفاری‌شده است (جدول 2 و شکل 9) که این موضوع اهمیت ادامه عملیات حفاری را نشان می‌دهد؛ چرا که احتمال وجود عیارهای قابل قبول در عمق بیشتر هنوز حداقل در بخش جنوبی کانسار چاه‌مسی وجود دارد.

جدول 2. حداکثر عیار میانگین عناصر در افق‌های مختلف در کانسار چاه‌مسی

Table 2. Maximum average concentration of elements from different levels in the Chah-Mesi ore deposit

Element	Maximum concentration	Maximum concentration level (meter)
Cu	1.91 wt. %	2300
Mo	23.14 ppm	2500
Fe	8.67 wt. %	2450
Pb	2.37 wt. %	2450
Zn	5.39 wt. %	2400
Au	1.30 ppm	2500
Ag	43.8 ppm	2450



شکل 9. مدل‌های توزیع سه بعدی عناصر کمیاب و کانساری در کانسار چاه‌مسی

Fig. 9. Three dimensional distribution models of trace and ore elements in the Chah-Mesi ore deposit

مسئله با الگوی منطقه‌بندی قابل‌انتظار در کانسارهای گرمابی در تناقض است؛ چرا که بر اساس نظر پژوهشگران مختلف، از جمله وانگ و همکاران (Wang et al., 2013)، گونگ و همکاران (Gong et al., 2016) و لی و همکاران (Li et al., 2016)، عیار مولیبدن باید در افق‌های زیرین افزایش یابد. به نظر می‌رسد، علت این مسئله را باید در ساختار رگه‌ای کانسار چاه‌مسی جستجو کرد؛ زیرا در کانسار چاه‌مسی، رگه‌های متعدد سیلیسی حاوی کانه‌زایی چندفلزی تزریق شده است و بر اساس نظر لی و همکاران (Li et al., 1995)، زمانی که تزریق رگه‌ای به صورت متعدد و در فواصل نزدیک به هم رخ داده باشد، شبیه به

میانگین عناصر سرب، روی و طلا اغلب در ترازهای سطحی‌تر کانسار مشهود است و با افزایش عمق، اغلب از میزان آن کاسته می‌شود (شکل 9) که این مسئله بیانگر اختلافاتی در روند تغییرات این عناصر با مس است. نحوه توزیع آهن و میزان تغییرات آن در افق‌های مختلف خیلی شدید نیست؛ اما با بیشترین مقدار میانگین عنصر نقره در افق‌های 2350، 2450 و 2500 متری دیده می‌شود (جدول 2 و شکل 9) که با توجه به عیار بالای آن، از لحاظ اقتصادی بسیار حائز اهمیت است.

میانگین عیار عنصر مولیبدن در معدن چاه‌مسی در بالاترین تراز یعنی تراز 2500 متری دیده می‌شود (جدول 2 و شکل 9) که این

آنچه که در کانسار چاه‌مسی دیده می‌شود، بخش زیرین هاله ژئوشیمیایی اولیه رگه بالایی می‌تواند با بخش بالایی هاله ژئوشیمیایی اولیه رگه پایینی هم‌پوشانی داشته باشد و این مسئله باعث می‌شود، هاله ژئوشیمیایی اولیه رگه‌ها در هم تداخل کرده و کار تفسیر بسیار پیچیده و در مواردی ناممکن شود. شبیه به چنین وضعیتی در رگه‌های سیلیسی حاوی کانه‌زایی فلزی در مناطق مختلف جهان گزارش شده است (Li et al., 1995, 2016). وجود نوسانات عیار عناصر مختلف در بررسی توزیع عمقی عناصر در گمانه‌های منتخب (شکل‌های 7 و 8) نیز به‌خوبی تقویت‌کننده هم‌پوشانی هاله ژئوشیمیایی اولیه رگه‌ها در کانسار چاه‌مسی است.

البته مسئله دیگری نیز که نباید از نظر دور داشت، رفتار ژئوشیمیایی متفاوت عنصر مولیبدن است. رفتار ژئوشیمیایی این عنصر به‌شدت متأثر از میزان پیریت، pH و درجه قلیائیت سیال است (Leanderson et al., 1987)؛ به‌طوری‌که در سیستم‌های گرمابی، فراوانی پیریت و افزایش H^+ ته‌نشست مولیبدن را در ترازهای مختلف کنترل می‌کند. نکته قابل اهمیت آن است که در کانسار چاه‌مسی، بیشترین میزان مولیبدن در تراز سطحی بخش شمال‌غربی نقشه‌های ژئوشیمیایی قرار می‌گیرد (شکل 9)؛ یعنی بخشی از نقشه که خارج از محدوده اصلی کانه‌زایی واقع شده است؛ اما در بخش جنوبی نقشه یعنی در محدوده اصلی کانه‌زایی چاه‌مسی، بیشترین عیار مولیبدن در ترازهای عمقی‌تر دیده می‌شود (شکل 9)، شبیه به آنچه که در کانسارهای گرمابی مورد انتظار است. این مسئله همراه با ضریب همبستگی ضعیف عنصر مولیبدن با سایر عناصر فلزی همگی این فرضیه را تقویت می‌کند که کنترل عیار عنصر مولیبدن به‌ویژه در بخش شمال‌غربی، متفاوت از سایر عناصر مورد بررسی و احتمالاً تحت تأثیر pH و درجه قلیائیت سیال بوده است. مشابه با چنین وضعیتی در کانسار دره‌زار نیز گزارش شده است؛ به‌طوری‌که پارساپور و همکاران (Parsapoor et al., 2017) نیز افزایش عیار مولیبدن در افق‌های سطحی کانسار دره‌زار را به افزایش فعالیت H^+ در طی تشکیل کانسار و یا بعد از آن مربوط

می‌دانند.

نتیجه‌گیری

1) بررسی‌های انجام‌شده در منطقه کانسار چاه‌مسی نشان می‌دهد که سنگ‌های میزبان موجود در منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی از نوع بازالت و آندزیت بازالتی با بافت پورفیری تا گلوپورپورفیری در زمینه‌ای ریزدانه و سنگ‌های آذرآواری از نوع توف بلورین-سنگی و توف سنگی-بلورین است که در این میان، حجم بازالت‌ها از بقیه سنگ‌ها بیشتر است.

2) در محدوده چاه‌مسی کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت سولفیدهای اصلی در ذخیره چاه‌مسی هستند. همچنین در مناطق سطحی به‌علت عملکرد فرایندهای ثانویه، مقادیر قابل توجهی کالکوسیت و مالاکیت همراه با مقادیر کمتری کوولیت و آزوریت دیده می‌شود که اغلب با هیدروکسیدهای آهن نظیر لیمونیت و گوتیت همراهی می‌شوند.

3) بررسی‌های صحرایی بیانگر آن است که کانه‌زایی در ارتباط با شکستگی‌های منطقه بوده است؛ به‌نحوی که کانسار با ساختار رگه‌ای توسعه‌یافته است. این شکستگی‌ها، زمینه را برای واکنش سیالات گرمابی با سنگ میزبان فراهم کرده و سبب ایجاد این ذخیره اقتصادی در ارتباط مستقیم با ساختارهای گسلی شده است.

4) با توجه به ماتریس همبستگی پیرسون، همبستگی مثبت و قوی بین عناصر سرب و روی، نقره و طلا و به میزان کمتر مس با نقره، آهن و طلا در کانسار چاه‌مسی نشان‌دهنده شرایط مشابه تشکیل و غنی‌شدگی این عناصر است. نتایج مشابهی نیز در بررسی توزیع مکانی عناصر به‌دست آمده است؛ به‌طوری‌که بیشترین میزان مس انطباق قابل توجهی با میزان طلا، نقره و آهن دارد؛ درحالی‌که افزایش سرب و روی اغلب با هم دیده می‌شود. همبستگی ضعیف عنصر مولیبدن با دیگر عناصر مورد بررسی به‌خوبی بیانگر نقش فرایندهای متفاوت در توزیع این عنصر است.

5) بررسی میانگین عیار عناصر در ترازهای 50 متری کانسار

کانه‌زایی مس و نقره، علاوه بر ترازهای سطحی، در ترازهای عمقی‌تر نیز دارای تمرکزهای قابل توجهی هستند. (7) بالا بودن میانگین عیار عنصر مولیبدن در ترازهای سطحی باید در ارتباط با هم‌پوشانی هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه رگه‌های مختلف و یا تأثیر میزان پیریت، درجه pH و درجه قلیائیت سیال بوده باشد.

قدردانی

نویسندگان از کارکنان محترم معدن مس میدوک به علت فراهم آوردن امکان انجام بررسی‌های صحرایی و همچنین در اختیار گذاشتن نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر سپاسگزاری می‌نمایند.

چاه‌مسی از سطحی‌ترین تراز (2500 متر) تا عمقی‌ترین تراز (2300 متر) بیانگر آن است که بیشترین مقدار مس در عمیق‌ترین قسمت حفاری شده است که این مسئله، ادامه عملیات حفاری را پیشنهاد می‌کند؛ اما بیشترین مقدار میانگین عناصر سرب، روی و طلا در ترازهای سطحی‌تر مشهود است. بیشترین مقدار میانگین نقره نیز در افق‌های 2450، 2350 و 2500 متری دیده می‌شود.

(6) بررسی توزیع عمقی عناصر در گمانه‌های انتخابی، نشان‌دهنده نوسانات عیار عناصر با افزایش عمق است. به نظر می‌رسد فراوانی رگه‌های حاوی کانه‌زایی عناصر فلزی سرب، روی و طلا اغلب در ترازهای سطحی‌تر رخ داده است؛ درحالی‌که رگه‌های حاوی

References

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70: 385–406.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229 (3–4): 211–238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros folded-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20.
- Alirezaei, A., Arvin, M. and Dargahi, S., 2017. Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: Constraints on geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 88: 370–383.
- Atapour, H., 2017. The Exploration Significance of Ag/Au, Au/Cu, Cu/Mo, (Ag×Au)/(Cu×Mo) Ratios, Supra-ore and Sub-ore Halos and Fluid Inclusions in Porphyry Deposits: A Review. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 28(2): 133–146.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a pale paleogeography and Tectonic tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11): 210–265.
- Beus, A.A. and Grigorian, S.V., 1977. *Geochemical Exploration Methods for Mineral Deposits*. Applied Publishing Limited, Wilmette, Illinois, 287 pp.
- Boomeri, M., Biabangard, H. and Zeinadini, Z., 2019. Investigation of petrography, mineralogy and alteration of northern part of the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, northwest of Shar-e-Babak, Kerman. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 57–80. (in Persian with English abstract)
- Broderick, T.M., 1929. Zoning in the Michigan copper deposits and its significance. *Economic Geology*, 24(2): 149–162.
- Brown, W.H., 1935. Quantitative study of ore zoning at the Austinville Mine, Wythe County, Virginia. *Economic Geology*, 30(4): 425–433.
- Chen, J., Chen, R.Y., Mao, Z.X., Yang, H.Z., Zhang, C.P. and Han, R.P., 2016. Regional mineral resources assessment based on rasterized geochemical data: a case study of porphyry copper deposits in Manzhouli, China.

- Ore Geology Reviews, 74: 15–25.
- Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, M.N. and Diordjevic, M., 1971. Geological map of Shafer-e-Babak, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Ghyasi Fathabad, M., 2012. Evaluation and analysis of structural style of the Chahmesi deposit. M.Sc Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, 105 pp. (in Persian with English abstract)
- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haidarian Shahri, M.R., 2017. Characterization of fluid inclusions and sulfur isotopes in the Iju porphyry copper deposit, North West of Shahr-e-Babak. *Journal of Economic Geology*, 9(1): 25–55. (in Persian with English abstract)
- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haidarian Shahri, M.R., 2018. Geochemistry, U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of the Neogene igneous rocks, at the Iju porphyry copper deposit, NW Shahr-e-Babak, Iran. *Ore Geology Reviews*, 93: 290–307.
- Gong, Q., Yan, T., Li, J., Zhang, M. and Liu, N., 2016. Experimental simulation of element mass transfer and primary halo zone on water-rock interaction. *Applied Geochemistry*, 69: 1–11.
- Gross, W.H., 1956. The direction of flow of mineralizing solutions, Blykken Mine, Greenland. *Economic Geology*, 51(5): 415–426.
- Harraz, H.Z., 1995. Primary geochemical haloes, El Sid gold mine, Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 20(1): 61–71.
- Harraz, H.Z. and Hamdy, M.M., 2015. Zonation of primary haloes of Atud auriferous quartz vein deposit, Central Eastern Desert of Egypt: a potential exploration model targeting for hidden mesothermal gold deposits. *Journal of African Earth Sciences*, 101: 1–18.
- Hezarkhani, A., 2002. Specific physico-chemical conditions (360°C) for chalcopyrite dissolution/deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran. *Amirkabir Journal of Scientific and Research*, 13(52): 668–687.
- Hezarkhani, A., 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4–6): 409–422.
- Hosseini-Dinani, H. and Aftabi, A., 2016. Vertical lithogeochemical halos and zoning vectors at Goushfil ZnPb deposit, Irankuh district, southwestern Isfahan, Iran: implications for concealed ore exploration and genetic models. *Ore Geology Reviews*, 72: 1004–1021.
- Kan Iran Consulting Engineers, 2006. Report on geological studies and alteration of the Chahmessi area. National Iranian Copper Industries Co., Tehran, 109 pp.
- Karimpour, M.H. and Sadeghi, M., 2019. A new hypothesis on parameters controlling the formation and size of porphyry copper deposits: Implications on thermal gradient of subducted oceanic slab, depth of dehydration and partial melting along the Kerman copper belt in Iran. *Ore Geology Reviews*, 104: 522–539.
- Leanderson, P.J., Schrader, E.L., Brake, S. and Kaback, D.S., 1987. Behavior of molybdenum during weathering of the Ceresco Ridge porphyry molybdenite deposit, Climax, Colorado and a comparison with the Hollister deposit, North Carolina. *Applied Geochemistry*, 2(4): 399–415.
- Li, H., Wang, Z.N. and Li, F.G., 1995. Ideal models of superimposed primary halos in hydrothermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 55(1–3): 329–336.
- Li, Y., Zhang, D., Dai, L., Wan, G. and Hou, B., 2016. Characteristics of structurally superimposed geochemical haloes at the polymetallic Xiasai silver-lead-zinc ore deposit in Sichuan Province, SW China. *Journal of Geochemical Exploration*, 169: 100–122.
- Mirzababaei, G., Shahabpour, J., Zarasvandi, A. and Hayatolghayb, S.M., 2016. Structural controls on Cu metallogenesis in the Dehaj Area, Kerman Porphyry Copper Belt, Iran: A remote sensing perspective. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 27(3): 253–267.
- Modrek, H., 2009. Mineralization, alteration and nature of ore fluids in Chahmessi polymetallic deposit & its relation to Miduk porphyry copper deposit. M.Sc Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 174 pp. (in Persian with English abstract).

- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision Sanandaj–Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21(4): 397–412.
- Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T.V., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Stein, H.J. and Babu, E.V.S.S.K., 2017. Zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firouzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran. *Ore Geology Reviews*, 88: 384–399.
- Mohammadi, M., Nabatian, G., Honarmand, M. and Ebrahimi, M., 2019. Geology and Origin of the Dohneh Copper Mineralization, Northeast of Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 11(3): 497–524. (in Persian with English abstract)
- Parsapoor, A., Khalili, M. and Maghami, M., 2017. Discrimination between mineralized and unmineralized alteration zones using primary geochemical haloes in the Darreh-Zar porphyry copper deposit in Kerman, southeastern Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 132: 109–126.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Science*, 30(5–6): 652–665.
- Shahabpour, J. and Kramers, J.D., 1987. Lead isotope data from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran. *Mineralium Deposita*, 22 (4): 278–281.
- Shao, Y., 1997. Rock Measurements (Primary Halo Method) in the Hydrothermal Deposits Prospecting. Geological Publishing House, Beijing, China, 145 pp. (in Chinese)
- Sojodehee, M., Rasa, I., Nezafati, N., Abedini, M.V., Madani, N. and Zeinedini, E., 2015. Probabilistic modeling of mineralized zones in Daralu copper deposit (SE Iran) using sequential indicator simulation. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(10): 8449–8459.
- Taghipour, N., Aftabi, A. and Mathur, R., 2008. Geology and Re–Os geochronology of mineralization of the miduk porphyry copper deposit, Iran. *Resource Geology*, 58(2): 143–160.
- Talesh Hosseini, S., Asghari, O. and Ghavami Riabi, S.R., 2018. Spatial modelling of zonality elements based on compositional nature of geochemical data using geostatistical approach: a case study of Baghqlloom area, Iran. *Journal of Mining and Environment*, 9(1): 153–167.
- Wang C., Carranza, E.J.M., Zhang, S., Zhang, J., Liu, X., Zhang, D., Sun, X. and Duan, C., 2013. Characterization of primary geochemical haloes for gold exploration at the Huanxiangwa gold deposit, China. *Journal of Geochemical Exploration* 124: 40–58.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Yongqing, C. and Pengda, Z., 1998. Zonation in primary halos and geochemical prospecting pattern for the Guilaizhuang gold deposit, eastern China. *Nonrenewable Resources*, 7(1): 37–44.
- Zarasvandi A., Samani B., Pourkaseb H., Khorsandi, Z. and Jalili, Y., 2015. Investigation of Regional Fractures and Cu Mineralization Relationships in the Khezrabad and Shahr-e-Babak Area: Using Fry and Fractal analysis. *Journal of Economic Geology*, 7(2): 385–402. (in Persian with English abstract)



مقاله پژوهشی

باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، شمال کردستان؛ شواهدی از ماگماتیسیم کرتاسه-پالئوسن در پهنه سنج-سیرجان

فرید عبداللہی¹، قاسم نباتیان^{1*}، جیان وی لی²، مریم هنرمند³ و محمد ابراهیمی¹

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(2) گروه علوم زمین، دانشگاه ووهان، ووهان، چین

(3) دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کدپستی 45137-66731، ایران

دریافت مقاله: 1398/02/28، پذیرش: 1398/09/03

چکیده

باتولیت گرانیتوئیدی صاحب در شمال استان کردستان و از دیدگاه تقسیم‌بندی ساختاری ایران، در پهنه دگرگونی-ماگمایی سنج-سیرجان قرار دارد. این باتولیت مشکل از چندین فاز نفوذی با ترکیب کوارتز-مونزودیوریت، کوارتز-مونزونیت و مونزوگرنیت است. یک دسته دایک‌های دیابازی نیز باتولیت صاحب را قطع کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی باتولیت گرانیتوئیدی صاحب از کانی‌های اصلی ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت، با نسبت‌های مختلف تشکیل شده است. بافت‌های شاخص در این باتولیت گرانولار، پوئی کیلیتیک و میرمیکتی هستند. ویژگی‌های کانی‌شناسی باتولیت گرانیتوئیدی صاحب قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای I-type است. بر اساس نتایج سن سنجی U-Pb زیرکن از بخش‌های مختلف باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، سن‌های $62/03 \pm 0/56$ تا $58/9 \pm 0/9$ میلیون سال برای نمونه‌های کوارتز-مونزونیت، سن $67/9 \pm 1/3$ میلیون سال برای نمونه کوارتز-مونزودیوریت و سن $61/10 \pm 0/56$ میلیون سال برای نمونه مونزوگرنیت به دست آمد. به طور کلی سن‌های به دست آمده از این باتولیت گرانیتوئیدی بیانگر آن است که تشکیل باتولیت صاحب در زمان پالئوسن و مربوط به اشکوب‌های دانین، سالاندین و تانشین است که به داخل واحدهای قدیمی‌تر در منطقه تزریق شده است. علاوه بر این، سن‌های به دست آمده از این باتولیت نشان‌دهنده آن است که باتولیت صاحب در طی یک فاز ماگمایی تشکیل نشده است و چندین فاز ماگمایی در زمان‌های مختلف به داخل پوسته تزریق شده‌اند و این باتولیت بزرگ را در زمان کرتاسه-پالئوسن تشکیل داده‌اند. ظهور توده‌های گرانیتوئیدی با سن کرتاسه-پالئوسن مربوط به آخرین مراحل ماگماتیسیم مرتبط با فروانش در پهنه سنج-سیرجان هستند.

واژه‌های کلیدی: سن سنجی U-Pb، پالئوسن، سنج-سیرجان، صاحب، گرانیتوئید، سقز، کردستان

نقشه‌های زمین‌شناسی ورقه‌های 1:100000 چاپان (Kholghi)

(Khosraghi, 1999) و 1:100000 سقز (Hariri, 2004)

منطقه مورد بررسی در خاور شهرستان سقز واقع شده است و در

قرار دارد. بخش عمده آن در نقشه چاپان و فقط بخش کوچکی از آن در نقشه سقز قرار می‌گیرد. باتولیت صاحب حدود 200 کیلومتر مربع را در برمی‌گیرد. آسان‌ترین راه دسترسی به این باتولیت، از طریق جاده آسفالته شهر صاحب به سمت روستاهای یاپش‌خان و چاغلرلو است. این منطقه از دیدگاه پهنه‌های زمین‌شناسی - ساختمانی ایران متعلق به بخش شمالی پهنه ماگمایی - دگرگونی سنندج - سیرجان است (Aghanabati, 2005). این پهنه در نتیجه باز شدن و فرو رانش اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده است (Alavi, 1994). علوی (2004)، این پهنه را بخشی از کمربند کوه‌زایی زاگرس که خود قسمتی از کمربند کوه‌زایی آلپ - هیمالیا است، دانسته و آن را ورقه رانده شده‌ای می‌داند که طی بسته شدن نئوتتیس در جبهه جنوب‌باختری کمان آتشفشانی ارومیه - دختر شکل گرفته است. بر اساس گانسر (Gansser, 1981)، ایران بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ - هیمالیا است که متشکل از خردقاره‌هایی است که به وسیله گسل‌های بزرگ اصلی و یا زمین‌درزها از هم جدا می‌شوند. این پهنه اغلب از سنگ‌های دگرگونی و توده‌های نفوذی تشکیل شده است و از باختر دریاچه ارومیه تا شمال بندرعباس با طول حدود 1500 کیلومتر و پهنای 150 تا 250 کیلومتر با راستای شمال‌باختری - جنوب خاوری ادامه می‌یابد (Masoodi et al., 2012). بر اساس قاسمی و تالبوت (Ghasemi and Talbot, 2006) پهنه سنندج - سیرجان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم‌بندی می‌شود که نحوه تکوین آنها متفاوت از هم است. پهنه جنوبی آن شامل سنگ‌های دگرگون‌شده و تغییر شکل یافته‌ای است که در زمان‌های تریاس میانی تا بالایی شکل گرفته‌اند؛ اما سنگ‌های بخش شمالی آن در اواخر زمان کرتاسه تغییر شکل پیدا کرده‌اند. توده‌های نفوذی فراوانی در بخش شمالی پهنه سنندج - سیرجان قرار دارند که می‌توان به توده‌های نفوذی ارومیه (Ghalamghash et al., 2009)، اشنویه (Ghalamghash et al., 2003)، پیرانشهر (Mazhari et al., 2009)، سقز (Arian et al., 2011)، نقده (Mazhari et al., 2011)، صوفی‌آباد (Azizi et al., 2011)

ملایر (Ahadnejad et al., 2011) و کمپلکس گرانیتوئیدی همدان (Baharifar et al., 2004) اشاره کرد. گرانیتوئیدهای سنندج - سیرجان دارای ماهیت کالک‌آلکالن هستند که این مسئله با الگوی فرو رانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و ایجاد کمان ماگمایی در حاشیه پوسته ایران مرکزی مطابقت دارد (Berberian and King, 1981). این گرانیتوئیدها که در پهنه سنندج - سیرجان قرار دارند، اغلب دارای سن تریاس بالایی تا ژوراسیک (Arvin et al., 2007; Zarasvandi et al., 2019) تا ائوسن زیرین (Mazhari et al., 2009) هستند. برای سن‌سنجی توده‌های گرانیتوئیدی از روش‌های گوناگونی مانند Ar-Ar, K-Ar و یا U-Pb استفاده می‌شود. انتخاب روش تعیین سن به عواملی مانند دگرگونی ناحیه‌ای یا تأثیر سیالات گرمایی در طول زمان بستگی دارد که بعد از تشکیل سنگ بر روی آن تأثیر گذاشته‌اند (Malekzadeh Shafarodi and Karimpour, 2011). بهترین روش سن‌سنجی برای تعیین سن توده‌های گرانیتوئیدی استفاده از کانی زیرکن است، چون کانی زیرکن در گستره وسیعی از سنگ‌های آذرین وجود داشته و فرایندهای دگرسانی و دگرگونی (به‌استثنای درجات بالا) کمتر بر روی آن تأثیر می‌گذارد. پژوهش‌هایی که در گذشته بر روی باتولیت صاحب انجام شده است، اغلب بررسی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی این توده بوده است (Kholghi and Vossoughi Abedini, 2008; Dana., 2009; Elyasi and Ahangari, 2015; Zandi et al., 2018). علاوه بر این، خلقی و وثوقی عابدینی (Kholghi and Vossoughi, 2008) سن 69/5 میلیون سال را بر اساس سن‌سنجی به‌روش K-Ar بر روی دو نمونه از باتولیت یادشده پیشنهاد داده‌اند. پژوهش حاضر به بررسی زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و سن دقیق بخش‌های مختلف باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، با استفاده از روش U-Pb بر روی کانی زیرکن پرداخته است.

زمین‌شناسی

این باتولیت گرانیتوئیدی بخشی از پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان است. بر اساس نقشه زمین‌شناسی، در منطقه مورد

بررسی از واحدهای پرکامبرین تا کواترنری رخنمون دارند (شکل 1). قدیمی ترین واحد موجود در منطقه مربوط به سازند کهر با سن پرکامبرین است که شامل توالی اسلیت، شیل و توف بوده و در بخش شمال باختر منطقه گسترش دارد. واحدهای دیگر با سن پرکامبرین که در منطقه رخنمون دارند و از سازند کهر جوان تر هستند، مربوط به سازند بایندر و سلطانیه هستند. سازند بایندر از ماسه سنگ های درشت دانه و شیل های میکادار تشکیل شده است و واحدهای مربوط به سازند سلطانیه شامل تنابویی از دولومیت، آهک های دولومیتی و شیل به رنگ های زرد چرکین تا قهوه ای خاکستری در سطح هوازده است. رسوبات پرمین در محدوده مورد بررسی شامل ماسه سنگ های کوارتزی سفید تا خاکستری، ماسه سنگ های قهوه ای، شیل های ماسه ای، کربنات ها و کربنات های مرمری شده هستند که هم ارز با سازندهای درود و روته نیز هستند. واحدهای ژوراسیک در شمال باختر منطقه رخنمون داشته و شامل ماسه سنگ های خاکستری مایل به سبز، شیل های سبز زیتونی با میان لایه هایی از سنگ آهک های ماسه ای با آثار گیاهی هستند. رسوبات مربوط به واحد کرتاسه در جنوب منطقه مورد بررسی قرار دارد و از ماسه سنگ و ماسه سنگ های آهکی، شیل های سیلتی-آهکی، سنگ آهک و سنگ آهک های دولومیتی سبزلایه تا توده ای خاکستری مایل به سبز و صورتی را شامل می شود. رسوبات سازند قم موجود در ناحیه مورد بررسی از شمال خاور تا جنوب باختر منطقه مورد مطالعه، گسترش پیدا کرده اند و حاوی ردیفی از سنگ آهک های مارنی سفید تا روشن، ردیفی از ماسه سنگ های مارنی، مارن و شیل هستند. واحدهای کواترنری که در بخش های وسیعی از منطقه مورد بررسی گسترش دارند، شامل کنگلومرا به رنگ خاکستری روشن همراه با سیلتستون و تراس های کهن، به صورت پادگانه های آبرفتی بلند و مخروط افکنه هستند که افقی بوده و رخداد زمین ساختی مؤثری را تحمل نکرده اند. باتولیت گرانیتوئیدی صاحب در گستره ای میان $30^{\circ} 46'$ تا $52^{\circ} 46'$ طول جغرافیایی خاوری و $16^{\circ} 36'$ تا $30'$ 36° عرض جغرافیایی شمالی قرار گرفته است. بخش عمده

باتولیت صاحب در نقشه زمین شناسی 1:250000 تکاب (Alavi and Amidi, 1976) قرار می گیرد و بخش کوچکی از آن در نقشه 1:250000 مهاباد (Eftekharneshad, 1977) قرار دارد. نقشه 1:100000 چاپان جزئی از نقشه 1:250000 تکاب و نقشه 1:100000 سقز جزئی از نقشه 1:250000 مهاباد به شمار می رود. در چهار گوش تکاب، بخشی از آن به سن پرکامبرین و بخشی دیگر به سن ترشیری نسبت داده شده و محل تماس آنها در یک کیلومتری جنوب آبادی اینچه، در چهار کیلومتری جنوب خاور آبادی گوزل بلاغ و در خاور آبادی نم دینه، ناگهانی گزارش شده است (Alavi and Amidi, 1976). در صورتی که ادامه همین توده نفوذی با سن های یاد شده را در چهار گوش مهاباد به بعد از کرتاسه (احتمالاً پالئوسن) منسوب کرده اند (Eftekharneshad, 1977). این باتولیت متشکل از چندین توده نفوذی با ترکیب کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزوئوریت و مونزوگرنایت است. توده های نفوذی یاد شده به داخل واحدهای آهکی پرمین و آهکی و شیلی کرتاسه نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی و پدیده اسکارن زایی در سنگ های مجاور شده اند. در مقیاس نمونه دستی این توده دارای رنگ روشن متمایل به صورتی است که در بعضی قسمت ها به دلیل هوازدگی رنگ آن به خاکستری متمایل شده است (شکل A-2). درشت بلورهایی از کانی های ارتوکلاز، کوارتز و کانی های مافیک از جمله بیوتیت و آمفیبول را می توان در مقیاس نمونه دستی مشاهده کرد (شکل B-2). ارتوکلاز موجود در این توده اغلب درشت بلور بوده و رنگ صورتی آنها را از سایر کانی ها متمایز کرده است (شکل C-2). توده گرانیتوئیدی در بعضی نقاط توسط دایک هایی با ضخامت های متفاوت و به طول گاهی تا یک کیلومتر قطع شده اند (شکل D-2).

نمونه برداری و روش های آزمایشگاهی

برای بررسی دقیق باتولیت صاحب، پس از بررسی های میدانی، از نمونه های با کمترین مقدار دگرسانی، 30 مقطع نازک تهیه شد. سپس 4 نمونه از واحدهای گرانیتوئیدی صاحب پس از

درشت‌بلور و به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و از لحاظ ضریب رنگی مزوکرات هستند. در مقیاس میکروسکوپی بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار ناهمسان‌دانه است. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (35 تا 40 درصد) کوارتز (15 تا 20 درصد)، ارتوکلاز (20 تا 25 درصد) و کانی‌های مافیک (شامل آمفیبول و بیوتیت با 10 تا 15 درصد حجمی) هستند (شکل 3-A). بلورهای پلاژیوکلاز اغلب دارای ماکل تکراری هستند و در بعضی موارد دگرسانی سریستی نشان می‌دهند. کانی‌های فرعی این توده شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. از بافت‌های فرعی قابل مشاهده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت میرمیکیتی اشاره کرد (شکل 3-B).

کوارتز موزونیت: سنگ‌های کوارتز موزونیتی موجود در منطقه در نمونه دستی از لحاظ ضریب رنگینی مزوکرات بوده و بافت گرانولار ناهمسان‌دانه دارند. کانی‌های اصلی سنگ‌های کوارتز موزونیتی شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت هستند (شکل 3-C). پلاژیوکلازها (25 تا 35 درصد) به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل تکراری و گاهی با منطقه‌بندی نوسانی در اندازه‌های 0/5 تا 1 میلی‌متر قابل مشاهده‌اند. در بسیاری موارد دگرسانی سریستی در پلاژیوکلازها قابل مشاهده است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار ارتوکلاز (30 تا 40 درصد) در اندازه‌های متغیر از 1 تا 6 میلی‌متر با ماکل کارلسباد و در مواردی بافت پرتیتی قابل مشاهده هستند. بلورهای کوچک پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز در برخی موارد در داخل بلورهای درشت ارتوکلاز دربرگرفته شده و بافت پوئی کیلیتیک را ایجاد کرده‌اند (شکل 3-D). کانی‌های فرعی این توده شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند.

موزوگرانیت: در نمونه دستی، این سنگ‌ها دارای بلورهای درشت ارتوکلاز به رنگ صورتی و از لحاظ درجه رنگینی مزوکرات هستند. نمونه‌های موزوگرانیتی در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت اصلی گرانولار ناهمسان‌دانه و بافت‌های فرعی پوئی کیلیتیک و میرمیکیتی هستند. کانی‌های

بررسی‌های دقیق پتروگرافی برای سن‌سنجی به‌روش U-Pb انتخاب شد (کوارتز موزونیت با شماره نمونه‌های Ch2 و Ch4، کوارتز موزودیوریت با شماره نمونه Ch7 و موزوگرانیت با شماره نمونه Ch15) و از هر نمونه در حدود 100 تا 110 دانه زیرکن به‌روش دستی و با استفاده از میکروسکوپ پیناکولار جدا شد و در تیوب‌های مخصوص به دانشگاه زمین‌شناسی چین شعبه Wuhan ارسال شد. زیرکن‌های گرانیتوئید صاحب با استفاده از روش Laser- Ablation ICP-MS مورد آنالیز سن‌سنجی U-Pb قرار گرفتند. زیرکن‌های استاندارد مورد استفاده در این آنالیزها شامل زیرکن‌های GJ-1 و 91500 هستند. پس از تهیه تصاویر کاتدولومینسانس و بررسی ساختار درونی زیرکن‌ها، بهترین نقاط برای آنالیز تعیین شدند. برای بررسی ویژگی‌های مورفولوژیکی، بافت‌های داخلی و جایگاه پارازنتیکی کانی زیرکن، بعد از صیقل دادن مونت‌های تهیه‌شده، از روش‌های SEM، BSE، الکترون ثانویه و کاتدولومینسانس (CL) از دستگاه Quanta 450 FEG SEM مجهز به آشکارساز SDD Inca X-Max 50 and a MonoCl 4+ استفاده شد.

ایزوتوپ‌های اورانیوم-سرب زیرکن به‌وسیله دستگاه Agilent 7500a ICP-MS مجهز به سیستم GeoLas 2005 laser-ablation با لیزر DUV 193 nm ArF-excimer laser (MicroLas, Germany) در آزمایشگاه State Key Laboratory دانشگاه علوم زمین چین واقع در شهر Wuhan انجام شد. جزئیات دقیق روش‌های تجزیه‌ای و تبدیل داده در پژوهش لئو و همکاران (Liu et al. 2010a, 2010b) ارائه شده است.

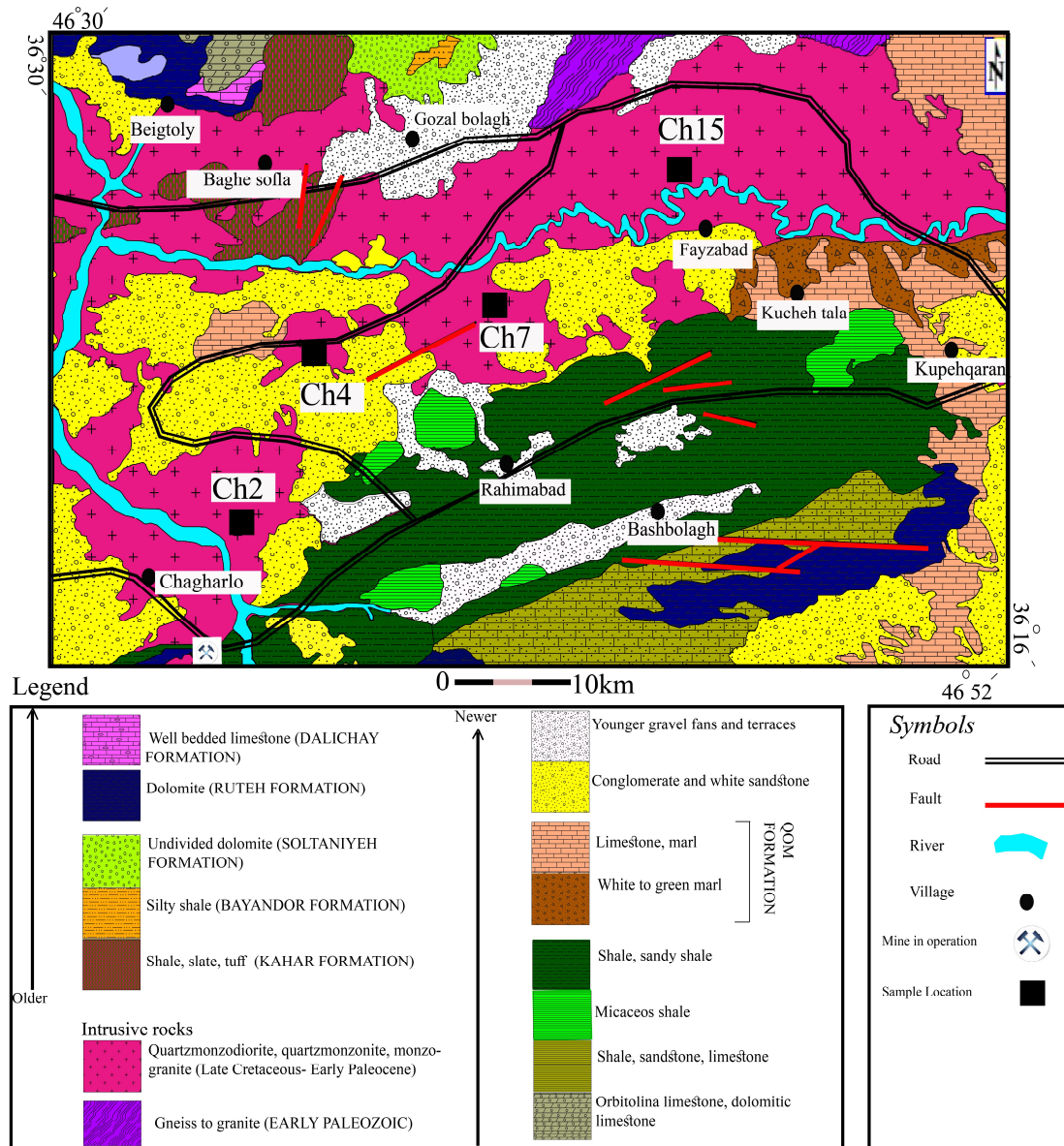
سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی انجام‌شده، باتولیت گرانیتوئیدی صاحب از سه توده کوارتز موزودیوریت، کوارتز موزونیت و موزوگرانیت تشکیل شده است.

کوارتز موزودیوریت: در نمونه دستی، این سنگ‌ها

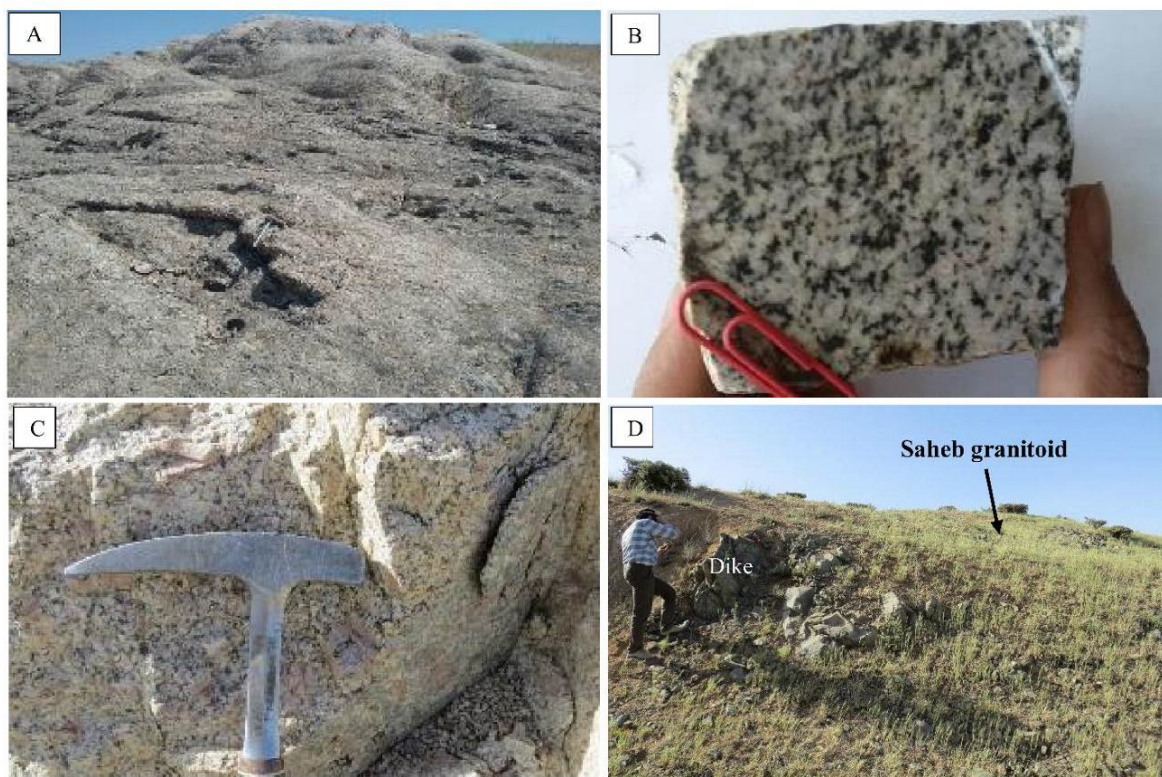
به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار 20 درصد حجمی این سنگ ها را تشکیل می دهد و در بسیاری موارد بافت پرتیتی نشان می دهد. در برخی موارد، بلورهای درشت ارتوکلاز بلورهای کوچک پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت را در بر گرفته و بافت پوئی کیلیتیک دارند (شکل E-3).

اصلی این واحد سنگی شامل پلاژیوکلاز (30 تا 40 درصد)، کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت و آمفیبول هستند (شکل E-3). بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار پلاژیوکلاز با ماکل تکراری و در برخی موارد با منطقه بندی قابل مشاهده هستند. اندازه پلاژیوکلازها از 0/2 تا 2 میلی متر متغیر است. ارتوکلاز



شکل 1. نقشه زمین شناسی ساده شده از منطقه مورد بررسی (صاحب، کردستان)، (اقتباس از خلقی خسرقی (Kholghi Khosraghi, 1999). با اندکی تغییرات)

Fig. 1. Simplified geological map of the study area (Saheb, Kurdistan). (from Kholghi Khosraghi, 1999 with some modification)



شکل 2. تصاویر صحرایی از توده گرانیتوئیدی صاحب، A: تصویری از رخنمون صحرایی توده نفوذی در منطقه مورد بررسی (دید عکس به سمت شمال)، B: تصویر نمونه دستی از توده گرانیتوئیدی صاحب شامل کانی‌های ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول، C: نمایی نزدیک از توده نفوذی منطقه که دارای درشت‌بلورهای ارتوکلاز است و D: تصویری از دایک مافیک که توده گرانیتوئیدی را قطع کرده است (دید عکس به سمت شمال).

Fig. 2. Field images from the Saheb granitoid body, A: Field outcrop of the intrusive body in the study area (view direction to the north), B: Hand-specimen from the Saheb granitoid body including orthoclase, quartz, biotite and amphibole minerals, C: A close view of the intrusive body containing coarse grains of orthoclase, and D: The mafic dike cutting the Saheb granitoid body (view direction to the north).

آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر هستند (شکل F-3). کانی‌های ثانویه شامل سریسیست، کانی‌های رسی، کلریت، اسفن و اوپیک ثانویه هستند.

زیرکن

ریخت‌شناسی دانه‌های زیرکن، یکی از بهترین روش‌ها برای بررسی ویژگی‌های ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن، تهیه و بررسی تصاویر میکروسکوپی از دانه‌های جدا شده زیرکن و به‌ویژه تهیه تصاویر کاتدولومینسانس (برای بررسی ساختار درونی زیرکن‌ها) است. تصاویر کاتدولومینسانس تهیه شده از

بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار کوارتز در اندازه‌های مختلف (0/1 تا 3 میلی‌متر)، 20 تا 30 درصد حجمی مونوزوگرانیت‌ها را تشکیل داده‌اند. کوارتزها معمولاً به صورت بین بلوری فضای بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده‌اند. کانی‌های مافیک این سنگ‌ها شامل بیوتیت و آمفیبول هستند که در مجموع 15 درصد حجمی مونوزوگرانیت‌ها را تشکیل می‌دهند. بیوتیت در اندازه‌های 0/1 تا 0/5 میلی‌متر در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. آمفیبول‌ها که فراوانی کمتری نسبت به بیوتیت در این سنگ‌ها دارند، اغلب به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه‌شکل دار در اندازه‌های 0/3 تا 0/9 میلی‌متر قابل مشاهده‌اند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل

زیرکن‌های آنالیزشده مربوط به بخش‌های مختلف باتولیت صاحب، در شکل 4 نمایش داده شده‌اند. بر اساس این شکل، کانی زیرکن موجود در توده کوارتز مونزونیت (نمونه‌های Ch2 و Ch4)، از نظر اندازه از ریزبلور تا متوسط بلور متغیر هستند. اندازه زیرکن‌های ریز بلور حدود 80 میکرون و اندازه زیرکن‌های درشت بلور حدود 200 میکرون هستند. رنگ کانی زیرکن در این توده صورتی رنگ است و زیرکن‌ها حالت کوتاه و قطور و در موارد کمی حالت کشیده دارند. از نظر شکل زیرکن‌های موجود در این توده بیشتر شکل دار و دارای نسبت ابعادی (نسبت طول به عرض) 0/7 تا 2/5 هستند. این نمونه‌ها دارای منطقه‌بندی ماگمایی هستند که در تصویر (CL) Cathodo Luminescence به‌وضوح دیده می‌شود. بلورهای زیرکن موجود در توده کوارتز مونزودیوریت (Ch7) از نظر اندازه تنوع کمتری داشته و از لحاظ اندازه 120-170 میکرون هستند. رنگ این زیرکن‌ها از صورتی کم‌رنگ تا سفید تغییر می‌کند. زیرکن‌های موجود بیشتر به حالت کوتاه و قطور هستند و نسبت ابعادی 1 تا 2 نشان می‌دهند. منطقه‌بندی نوسانی در نمونه‌های زیرکن کوارتز مونزودیوریت کمتر از نمونه‌های سایر توده‌های مورد بررسی دیده می‌شود. به‌طور کلی، عدم شباهت بلورهای زیرکن در نمونه کوارتز مونزودیوریت با سایر نمونه‌ها، احتمالاً حاکی از تاریخچه ماگمایی مجزای توده کوارتز مونزودیوریتی نسبت به توده‌های کوارتز مونزونیتی و مونزوگرانیته در باتولیت گرانیتوئیدی صاحب است. کانی‌های زیرکن موجود در توده مونزوگرانیته (Ch15) از نظر اندازه از ریزبلور تا متوسط بلور تغییر می‌کنند؛ به‌طوری که کانی‌های ریزبلور دارای اندازه‌های حدود 70 میکرون و بلورهای زیرکن متوسط بلور دارای اندازه حدود 150 میکرون هستند. رنگ این زیرکن‌ها صورتی است و به‌صورت بلورهای کشیده (با نسبت ابعادی 1 تا 2/2) دیده می‌شوند. زیرکن‌های موجود در نمونه مونزوگرانیته بسیار شبیه به انواع موجود در نمونه کوارتز مونزونیتی بوده و دارای منطقه‌بندی واضح هستند که نشان‌دهنده منشأ ماگمایی زیرکن‌هاست (Hanchar and

سن سنجی زیرکن‌ها

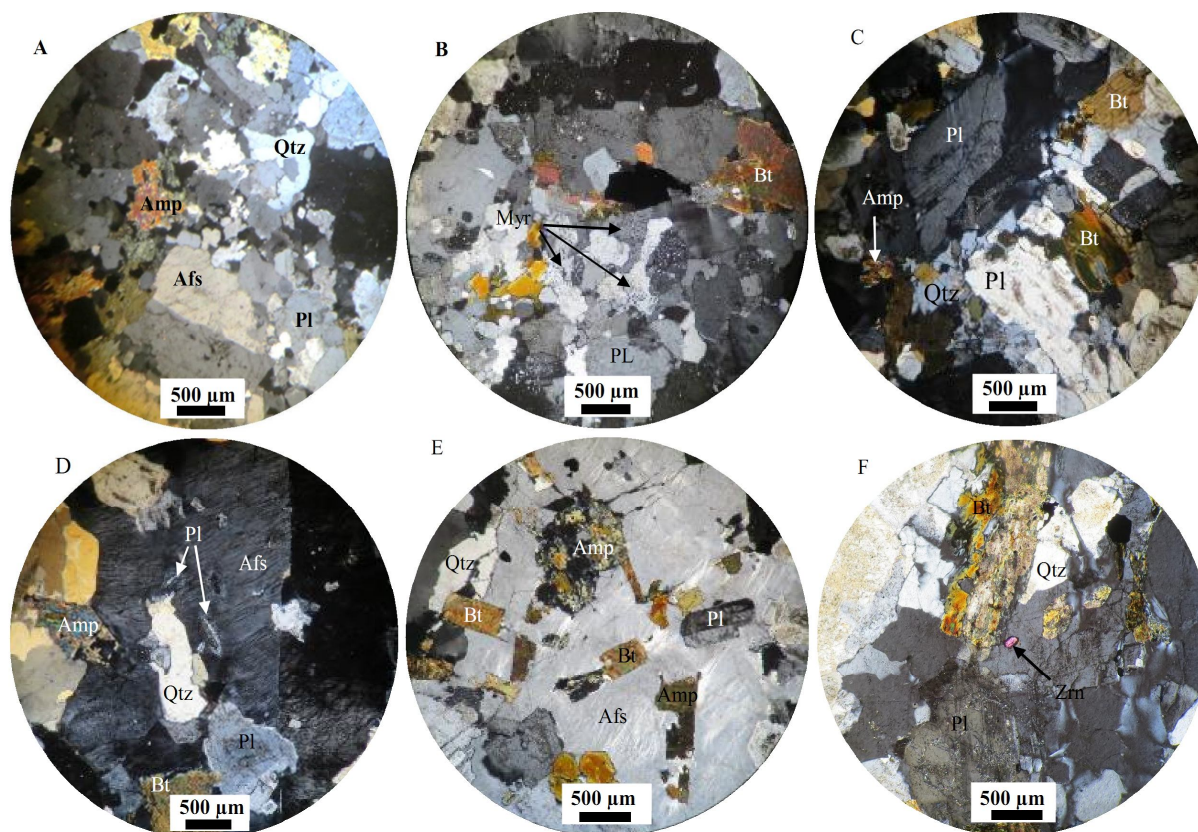
سن سنجی باتولیت گرانیتوئیدی صاحب به‌روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، در نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده سن، $62/03 \pm 0/50$ تا $62/09 \pm 0/50$ میلیون سال با میانگین سنی برابر با $61/68 \pm 0/44$ برای نمونه کوارتز مونزونیت (Ch4) (شکل 5-A و B)، سن $58/9 \pm 0/44$ با میانگین سنی برابر با $61/68 \pm 0/44$ برای نمونه کوارتز مونزونیت (Ch4) (شکل 5-C و D)، سن به‌دست آمده برای نمونه کوارتز مونزودیوریت (Ch7) $67/9 \pm 1/3$ میلیون سال با میانگین سنی برابر با $67/3 \pm 1/2$ (شکل 5-E و F) و سن به‌دست آمده برای نمونه مونزوگرانیته (Ch15) $61/32 \pm 0/42$ میلیون سال با میانگین سنی برابر با $61/32 \pm 0/42$ (شکل 5-G و H) است (جدول 1). به‌طور کلی، سن‌های به‌دست آمده از این باتولیت گرانیتوئیدی بیانگر آن است که توده‌های سازنده باتولیت صاحب در زمان کرتاسه پایانی - پالئوسن آغازین در واحدهای قدیمی‌تر موجود در منطقه تزریق شده‌اند که در ادامه درباره تکامل ماگمایی و ژئودینامیک توده‌های یادشده به‌طور مفصل بحث شده است.

تاریخچه ماگمایی و ژئودینامیک منطقه

بیشتر افرادی که بر روی زمین‌شناسی ایران کار کرده‌اند، ایران را به‌عنوان بخشی از ابرقاره گندوانا در نظر می‌گیرند که پی‌سنگ آن بسیار شبیه به پی‌سنگ عربی بوده و بعد از کوه‌زایی پان‌آفریکن تشکیل شده است (Berberian and King, 1981; Hassanzadeh et al., 2008). همچنین به‌باور برخی دیگر از پژوهشگران، ایران را متشکل از قطعات قاره‌ای دانسته‌اند که بر اثر بازشدگی اقیانوس نئوتتیس و پالئوتتیس از ابرقاره گندوانا جدا شده و سپس با بسته‌شدن اقیانوس‌های نئوتتیس و پالئوتتیس

ساختاری ایران است که تعداد زیادی توده‌های نفوذی در آن گزارش شده‌اند (Ahadnejad et al., 2011).

دوباره به هم چسبیده‌اند (Hassanzadeh et al., 2008). پهنه
سندج-سیرجان یکی از مهم‌ترین پهنه‌های زمین‌شناسی -

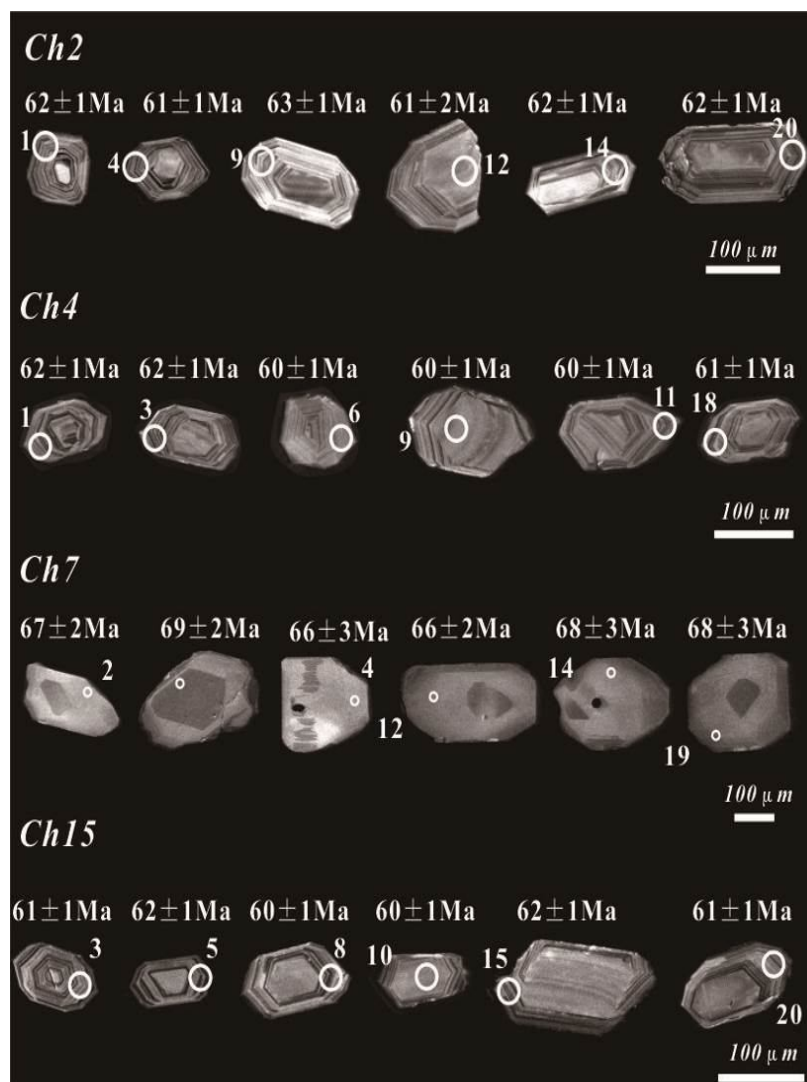


شکل 3. تصاویر میکروسکوپی از باتولیت صاحب، A: بافت گرانولار ناهمسان‌دانه و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده کوارتز مونزودیوریت شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز و آمفیبول، B: بافت میرمکیتی در کوارتز مونزودیوریت، C: بافت گرانولار ناهمسان‌دانه و بلورهای کوارتز آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت در کوارتز مونزونیت، D: بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول محصور در بلور بزرگ ارتوکلاز با بافت پرتیتی در کوارتز مونزونیت، E: بلور درشت ارتوکلاز موجود در توده مونزوگرانیته با بافت پرتیتی که کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول را به صورت ادخال دربر گرفته است و F: کانی زیرکن، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (مقطع عرضی) در نمونه مونزوگرانیته. علایم اختصاری از ویتنی و اوله ز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Afs: آلکالی فلدسپار، Qtz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت و Zrn: زیرکن، Myr: بافت میرمکیتی).

Fig. 3. Microscopic images of the Saheb batholith, A: Inequigranular texture and the main minerals of quartz monzodiorite including plagioclase, orthoclase, quartz and amphibole, B: Myrmekite texture in quartz monzodiorite, C: Inequigranular texture and quartz, amphibole, plagioclase and biotite in quartzmonzonite, D: Chadacrysts of plagioclase, quartz, biotite and amphibole in the large orthoclase crystal with perthitic texture in quartzmonzonite, E: The large crystal of orthoclase with perthite texture in the monzogranite sample containing chadacrysts of biotite, plagioclase and amphibole, and F: Zircon, biotite, plagioclase and quartz minerals in monzogranite samples. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Afs: alkali feldspar, Qtz: Quartz, Amp: Amphibole, Bt: Biotite, Zrn: Zircon, Myr: Myrmekite texture).

و 3- برخورد ورقه‌های قاره‌ای ایران و عربی (Mohajjel et al., 2003). توده‌های نفوذی موجود در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان از اواخر ژوراسیک-اوایل کرتاسه تا ائوسن بالایی به پهنه سنندج-سیرجان تزریق شده‌اند (Mahmoudi et al., 2011).

سنندج-سیرجان بخشی از کوه‌زاد زاگرس است که اغلب از سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی مزوزوئیک تشکیل شده است (Mohajjel et al., 2003). عمده ساختارهای موجود در پهنه سنندج-سیرجان در طی سه رخداد مجزا تشکیل شده‌اند: 1- فرورانش در طول حاشیه ایران مرکزی در شمال‌خاوری حاشیه نئوتیس، 2- بالا آمدن افیولیت در شمال‌خاوری حاشیه نئوتیس



شکل 4. تصاویر کاندولومینسانس از زیرکن‌های سن‌سنجی شده باتولیت گرانیتوئیدی صاحب. دایره‌های سفید محل سن‌سنجی به روش U-Pb را نشان می‌دهد.

Fig. 4. Cathodoluminescence images of dated zircons from the Saheb granitoid. The white circles show the location of dating using U-Pb method..

جدول 1. داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به باتولیت صاحب
 Table 1. Zircon U-Pb dating data from the Saheb batholith

Spots	Pb ppm	²³² Th ppm	²³⁸ U ppm	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Ratio	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Ratio	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Ratio
Ch-4-01	29.67	853.3	876.13	0.048965	0.002855	0.065005	0.003608	0.00969
Ch-4-02	20.15	535.08	700.05	0.049672	0.003033	0.066331	0.00384	0.009786
Ch-4-03	29.75	826.76	972.19	0.04936	0.002907	0.064739	0.003649	0.009639
Ch-4-04	17.18	430.37	685.72	0.04624	0.003027	0.062903	0.003951	0.00975
Ch-4-05	17.01	443.7	647.13	0.049198	0.003245	0.066266	0.0042	0.009762
Ch-4-06	15.55	407.3	613.2	0.047463	0.003299	0.061817	0.004078	0.009393
Ch-4-07	16.2	420.72	577.44	0.050207	0.003463	0.065422	0.00407	0.009608
Ch-4-08	18.33	489.27	628.12	0.047158	0.002841	0.063089	0.003507	0.009804
Ch-4-09	12.47	322.62	521.88	0.047839	0.003248	0.062276	0.003896	0.00947
Ch-4-10	21.77	582	738.39	0.049323	0.002768	0.06497	0.003521	0.009584
Ch-4-11	15.27	401.62	632.24	0.046468	0.00289	0.060522	0.003475	0.00943
Ch-4-12	10.94	285.87	478.86	0.047282	0.003241	0.060622	0.003691	0.009392
Ch-4-14	16.79	458.52	594.55	0.04937	0.003695	0.063679	0.004291	0.00939
Ch-4-15	20.53	574.79	711.95	0.051632	0.004763	0.070387	0.006548	0.009776
Ch-4-16	16.76	440.64	627.15	0.047649	0.002618	0.063941	0.003663	0.009665
Ch-4-17	19.74	521.97	747.41	0.049969	0.00345	0.066825	0.004248	0.009741
Ch-4-18	21.77	610.52	718.6	0.050229	0.003591	0.065073	0.004132	0.009663
Ch-4-19	12.49	329.77	450.62	0.048579	0.003674	0.06623	0.004554	0.009785
Spots	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 1sigma	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th Ratio	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 1sigma	²³⁸ U/ ²³² Th Ratio	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Age (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 1sigma
Ch-4-01	0.000135	0.002961	7.74E-05	0.991548	146.38	-62.03	63.94857	3.440574
Ch-4-02	0.000155	0.003109	9.03E-05	1.278406	188.97	142.5725	65.21162	3.656341
Ch-4-03	0.000127	0.002996	9.14E-05	1.136152	164.9	138.87	63.69434	3.480517
Ch-4-04	0.00013	0.003165	0.000115	1.543502	9.36	151.835	61.94205	3.774818
Ch-4-05	0.000186	0.003254	0.000134	1.49198	166.75	138.865	65.15006	4.000276
Ch-4-06	0.000137	0.003058	0.000109	1.47712	72.315	159.235	60.90443	3.900031
Ch-4-07	0.000151	0.003121	0.000111	1.345628	211.185	165.72	64.34582	3.878941
Ch-4-08	0.000156	0.003087	0.00011	1.257934	57.5	137.025	62.12001	3.349644
Ch-4-09	0.000173	0.002985	0.00012	1.609248	100.09	155.53	61.34267	3.724399
Ch-4-10	0.00013	0.003052	0.000112	1.25515	164.9	133.315	63.91513	3.357214
Ch-4-11	0.000142	0.002926	0.000119	1.578378	20.47	144.43	59.66548	3.32717
Ch-4-12	0.000141	0.002904	0.000126	1.698169	64.91	155.53	59.76053	3.533973
Ch-4-14	0.000166	0.002967	0.000111	1.340093	164.9	166.64	62.68361	4.096011
Ch-4-15	0.00025	0.002874	0.00015	1.29456	333.39	217.565	69.0663	6.212034
Ch-4-16	0.000158	0.003032	9.85E-05	1.51468	83.425	122.205	62.93372	3.496463
Ch-4-17	0.00016	0.003029	0.000113	1.526155	194.525	156.46	65.68241	4.043142
Ch-4-18	0.000181	0.002974	9.41E-05	1.276595	205.63	166.645	64.01335	3.939593
Ch-4-19	0.00019	0.003249	0.000151	1.487162	127.865	170.345	65.11514	4.336613

ادامه جدول 1. داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به باتولیت صاحب

Table 1 (Continued). Zircon U-Pb dating data from the Saheb batholith

Spots	Pb	²³² Th	²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
	ppm	ppm	ppm	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio
Ch-2-01	18.45	452.5	671.31	0.049	0.003	0.0646	0.0036	0.0098
Ch-2-02	30.71	834.06	905.74	0.0501	0.0023	0.0673	0.0029	0.0098
Ch-2-03	11.91	318.28	486.63	0.053	0.004	0.0645	0.0038	0.0094
Ch-2-04	28.22	805.77	898.85	0.0484	0.0029	0.0632	0.0036	0.0096
Ch-2-05	17.17	455.98	613.71	0.0498	0.0033	0.0654	0.0039	0.0097
Ch-2-06	16.58	465.86	532.52	0.0486	0.0045	0.0619	0.0051	0.0095
Ch-2-07	18.51	456.94	607.07	0.0535	0.0101	0.0651	0.0101	0.0094
Ch-2-08	31.9	851.43	1146.4	0.0497	0.0022	0.0662	0.0029	0.0097
Ch-2-09	15.91	413.8	480.9	0.05	0.0042	0.0677	0.0051	0.0099
Ch-2-10	14.52	402.31	500.95	0.0488	0.004	0.0611	0.0046	0.0095
Ch-2-11	14.13	348.08	566.75	0.0488	0.0039	0.0657	0.005	0.0097
Ch-2-12	14.25	372.04	510.02	0.0489	0.0053	0.0632	0.0064	0.0095
Ch-2-14	14.23	377.7	519.55	0.05	0.004	0.0642	0.0043	0.0097
Ch-2-15	9.6	246.96	450.57	0.0498	0.0036	0.0651	0.004	0.0096
Ch-2-16	14.69	382.87	469.19	0.0496	0.0037	0.0668	0.0047	0.0098
Ch-2-17	10.72	255.58	487.82	0.05	0.0038	0.065	0.0043	0.0096
Ch-2-19	11.88	307.12	514.75	0.0487	0.0066	0.0657	0.0083	0.0099
Ch-2-20	19.92	542.4	673.01	0.0502	0.0027	0.0668	0.0035	0.0098

Spots	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²³⁸ U/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio	Age (Ma)	1sigma	Age (Ma)	1sigma
Ch-2-01	0.0002	0.0033	0.0001	1.5332	63.56	3.46268	62.69	1.03757
Ch-2-02	0.0001	0.0032	0.0001	1.1112	66.17	2.72234	62.95	0.80435
Ch-2-03	0.0002	0.0029	0.0001	1.5662	63.46	3.62699	60.42	1.54722
Ch-2-04	0.0001	0.0029	0.0001	1.1481	62.24	3.40544	61.44	0.83388
Ch-2-05	0.0002	0.003	0.0001	1.3875	64.35	3.76256	62.38	1.02816
Ch-2-06	0.0002	0.0029	0.0001	1.1827	61.01	4.83479	61.04	1.12465
Ch-2-07	0.0003	0.0033	0.0002	1.3754	64.03	9.58578	60.59	2.12119
Ch-2-08	0.0001	0.003	0.0001	1.3891	65.05	2.79435	61.93	0.86528
Ch-2-09	0.0002	0.0032	0.0001	1.1854	66.52	4.85789	63.5	1.08765
Ch-2-10	0.0002	0.0029	0.0001	1.2578	60.24	4.42798	60.72	1.06841
Ch-2-11	0.0002	0.0031	0.0001	1.6392	64.64	4.79656	62.51	0.97514
Ch-2-12	0.0002	0.0033	0.0002	1.4916	62.21	6.12889	61.12	1.56544
Ch-2-14	0.0002	0.003	0.0001	1.3525	63.22	4.06984	62.44	1.18986
Ch-2-15	0.0002	0.0028	0.0001	1.8005	64.01	3.84946	61.66	1.09687
Ch-2-16	0.0002	0.0031	0.0001	1.2081	65.62	4.43238	62.78	1.53677
Ch-2-17	0.0002	0.003	0.0001	1.8566	63.96	4.11739	61.8	1.06787
Ch-2-19	0.0003	0.0028	0.0002	1.6174	64.62	7.90735	63.19	2.00249
Ch-2-20	0.0001	0.003	0.0001	1.1933	65.67	3.30297	62.61	0.91077

ادامه جدول 1. داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به باتولیت صاحب

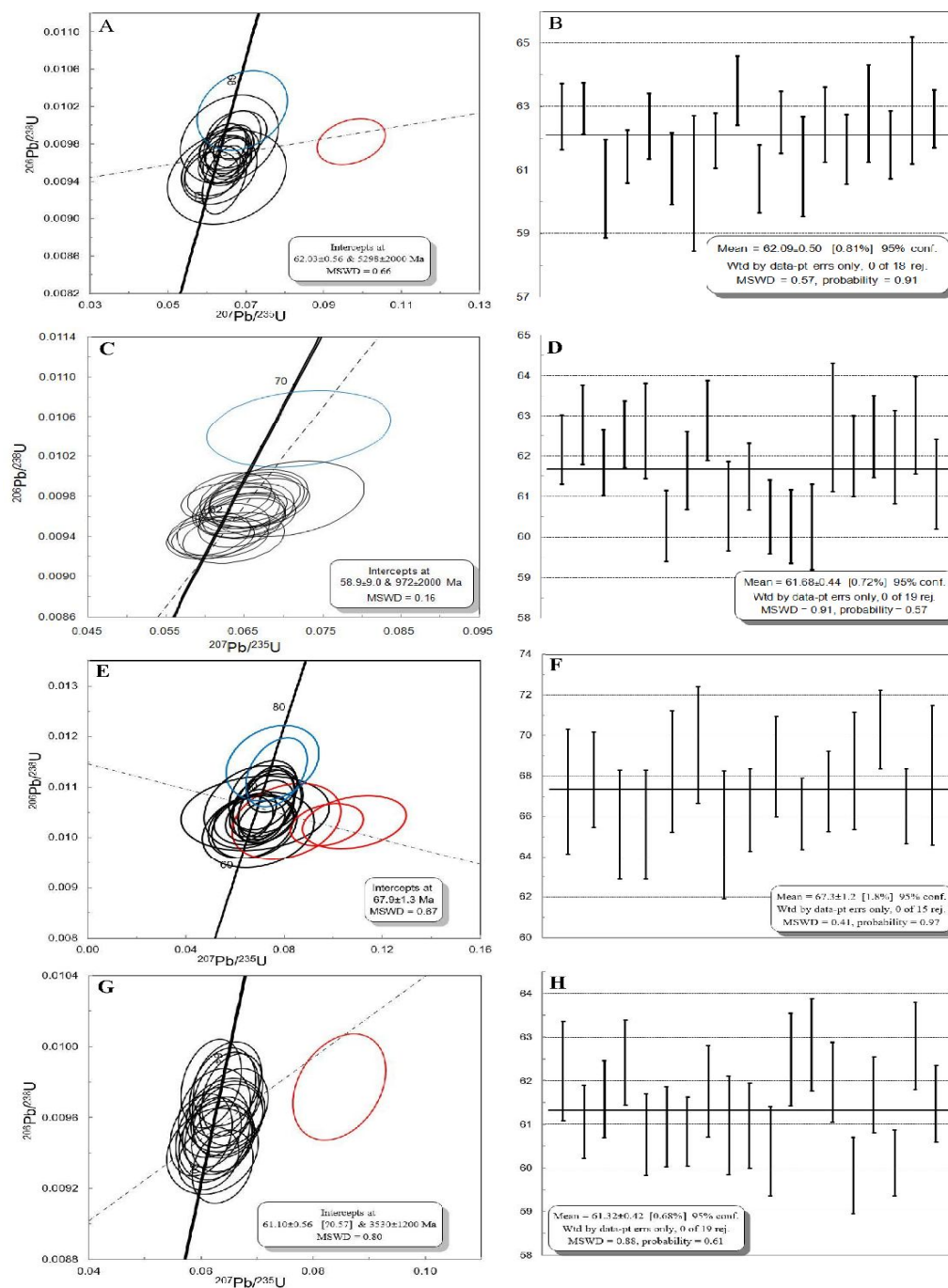
Table 1 (Continued). Zircon U-Pb dating data from the Saheb batholith

spots	Pb ppm	²³² Th ppm	²³⁸ U ppm	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Ratio	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Ratio	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Ratio
Ch-7-01	2.95	79.4	82.31	0.058383	0.016331	0.068205	0.019892	0.010483
Ch-7-02	4.3	111.69	112.72	0.061415	0.011624	0.072596	0.00765	0.010575
Ch-7-03	7.08	190.03	131.29	0.047696	0.010066	0.066386	0.011451	0.010229
Ch-7-04	4.28	114.35	113.18	0.05175	0.012117	0.067812	0.011399	0.010226
Ch-7-06	2.63	74.34	75.4	0.059246	0.01054	0.071552	0.008323	0.010638
Ch-7-08	2.67	71.19	82.66	0.053215	0.00954	0.071492	0.009229	0.010847
Ch-7-09	4.26	106.2	101.33	0.053564	0.012582	0.069518	0.015058	0.010148
Ch-7-10	4.73	116.84	116.89	0.055994	0.009935	0.067704	0.010746	0.010343
Ch-7-11	4.81	125.79	133.52	0.051339	0.008417	0.073292	0.009481	0.010678
Ch-7-12	7	180.81	192.91	0.05196	0.006084	0.070658	0.006231	0.010311
Ch-7-13	4.59	119.76	108.92	0.053018	0.007829	0.06725	0.006194	0.010486
Ch-7-14	3.06	62.86	89.15	0.055796	0.009684	0.072915	0.007647	0.010644
Ch-7-16	4.81	124.48	149.45	0.05354	0.00609	0.07492	0.00671	0.01097
Ch-7-17	3.81	96.3	108.92	0.0508	0.0083	0.0769	0.0082	0.0113
Ch-7-18	2.84	60.52	68.47	0.0622	0.0188	0.0753	0.0124	0.0115
Ch-7-19	5.72	132.21	155.75	0.049942	0.006308	0.06577	0.006366	0.010373
Ch-7-20	4.34	119.94	109.67	0.052265	0.012292	0.067282	0.013042	0.010611
spots	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 1sigma	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th Ratio	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 1sigma	²³⁸ U/ ²³² Th Ratio	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Age (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 1sigma
Ch-7-01	0.000485	0.003155	0.000316	1.08475	542.63	518.485	66.99456	18.90874
Ch-7-02	0.000369	0.003418	0.000253	1.048405	653.72	416.625	71.15993	7.242016
Ch-7-03	0.000425	0.003565	0.000221	0.719006	83.425	436.985	65.26426	10.9036
Ch-7-04	0.000422	0.003496	0.000231	1.019977	275.99	462.905	66.62056	10.83959
Ch-7-06	0.000469	0.003241	0.000242	1.035919	575.96	360.9175	70.17104	7.887296
Ch-7-08	0.000451	0.003354	0.000251	1.196025	338.945	360.755	70.11444	8.746169
Ch-7-09	0.000495	0.003564	0.00028	0.990703	353.76	457.04	68.24214	14.29591
Ch-7-10	0.00032	0.003738	0.000193	1.052496	453.75	202.7525	66.51859	10.21922
Ch-7-11	0.000389	0.003339	0.000212	1.123274	257.47	337	71.81861	8.969133
Ch-7-12	0.000276	0.00331	0.000168	1.133802	283.395	248.125	69.32337	5.909832
Ch-7-13	0.00031	0.003252	0.000181	0.965732	327.835	307.365	66.08609	5.893106
Ch-7-14	0.000453	0.004067	0.000306	1.498356	442.64	195.345	71.46166	7.237226
Ch-7-16	0.0003	0.00325	0.0002	1.23305	350.055	259.228	73.3574	6.33832
Ch-7-17	0.0005	0.0031	0.0002	1.1693	231.55	340.71	75.23	7.7773
Ch-7-18	0.0005	0.0037	0.0003	1.1613	681.18	540.73	73.698	11.72
Ch-7-19	0.000291	0.003539	0.000179	1.201723	190.82	270.335	64.67693	6.065493
Ch-7-20	0.000538	0.003101	0.000267	0.925606	298.21	462.905	66.11726	12.40812

ادامه جدول 1. داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به باتولیت صاحب

Table 1 (Continued). Zircon U-Pb dating data from the Saheb batholith

spots	Pb	²³² Th	²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
	ppm	ppm	ppm	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio
Ch-15-02	13.38	368.58	522.17	0.048889	0.0033	0.0644	0.003974	0.009699
Ch-15-03	19.92	593.51	652.77	0.048067	0.003024	0.061962	0.003482	0.009515
Ch-15-04	20.82	552.57	741.15	0.049197	0.003301	0.064625	0.004249	0.009596
Ch-15-05	20.39	550.45	678.48	0.049307	0.002814	0.065616	0.003599	0.009729
Ch-15-06	15.92	441.46	538.6	0.047686	0.003454	0.062591	0.004273	0.009471
Ch-15-07	16.84	457.87	574.77	0.048442	0.003317	0.063233	0.004032	0.009497
Ch-15-08	25.77	777.3	804.69	0.049221	0.00297	0.063948	0.003719	0.009482
Ch-15-09	13.11	358.28	465.28	0.047372	0.003621	0.062434	0.004219	0.009626
Ch-15-10	12.84	353.77	589.79	0.048058	0.00347	0.062146	0.004355	0.009503
Ch-15-11	15.67	462.6	574.82	0.045768	0.002897	0.060048	0.003669	0.009502
Ch-15-12	15.22	406.76	600.12	0.047568	0.004323	0.062093	0.005422	0.009411
Ch-15-13	14.43	384.66	579.71	0.04817	0.003108	0.0639	0.003883	0.00974
Ch-15-14	15.6	417.46	592.69	0.046338	0.002899	0.061879	0.003572	0.009792
Ch-15-15	14.99	408.73	615.29	0.049688	0.003195	0.065909	0.003984	0.009658
Ch-15-16	25.24	793.09	806.23	0.049711	0.002937	0.063874	0.003629	0.009324
Ch-15-17	16.48	431.53	642.42	0.048612	0.003691	0.06438	0.004644	0.009613
Ch-15-18	39.82	1219.74	923.12	0.047346	0.002792	0.061373	0.00355	0.009369
Ch-15-19	46.09	1355.21	988.16	0.047774	0.002937	0.06476	0.003995	0.009789
Ch-15-20	14.55	394.12	618.38	0.049986	0.00341	0.064895	0.004093	0.009581
spots	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²³⁸ U/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U
	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio	Age (Ma)	1sigma	Age (Ma)	1sigma
Ch-15-02	0.000178	0.002808	0.000105	1.424578	142.68	151.825	63.37174	3.791682
Ch-15-03	0.000131	0.002753	9.48E-05	1.105581	101.94	153.68	61.04311	3.329481
Ch-15-04	0.000139	0.003025	0.000112	1.346326	166.75	138.865	63.58595	4.052416
Ch-15-05	0.000153	0.003071	0.000118	1.265862	161.195	133.315	64.53065	3.42924
Ch-15-06	0.000146	0.002962	0.000119	1.335592	83.425	172.195	61.6445	4.083791
Ch-15-07	0.000143	0.003119	0.000117	1.324869	120.46	155.53	62.25709	3.85077
Ch-15-08	0.000124	0.002932	8.95E-05	1.039727	166.75	142.5725	62.9405	3.549754
Ch-15-09	0.000165	0.003146	0.000111	1.306162	77.87	161.085	61.49418	4.032234
Ch-15-10	0.000177	0.002965	0.000109	1.754637	101.94	162.94	61.21885	4.163086
Ch-15-11	0.000153	0.002929	0.000103	1.250382	error		59.21084	3.514247
Ch-15-12	0.00016	0.003124	0.000108	1.4921	76.02	203.67	61.16865	5.183793
Ch-15-13	0.000167	0.003081	0.000119	1.544064	109.35	144.42	62.89429	3.705861
Ch-15-14	0.000165	0.003139	9.86E-05	1.467516	16.765	149.985	60.96392	3.415795
Ch-15-15	0.000143	0.002957	9.42E-05	1.566979	188.97	145.35	64.80954	3.795512
Ch-15-16	0.000136	0.002835	8.97E-05	1.074804	188.97	141.6475	62.86943	3.463666
Ch-15-17	0.000137	0.00316	0.000112	1.575277	127.865	170.345	63.35211	4.430708
Ch-15-18	0.000118	0.003045	8.07E-05	0.869884	64.91	146.275	60.47954	3.396227
Ch-15-19	0.000156	0.00323	9.05E-05	0.775926	87.13	140.715	63.71505	3.810137
Ch-15-20	0.000137	0.002959	0.000102	1.676728	194.525	159.2375	63.84343	3.903042

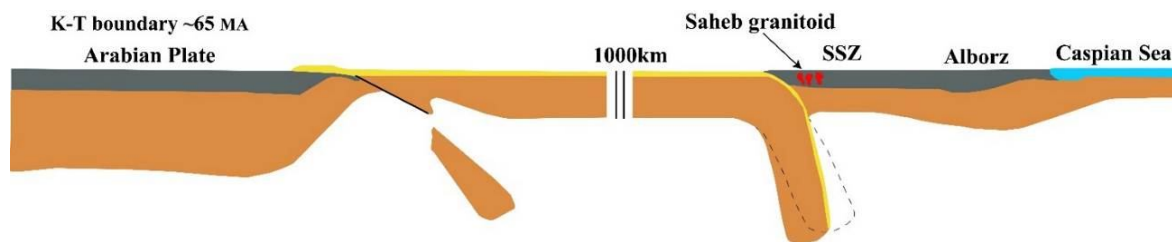


شکل 5. نمودار کنکورديا و نمودار میانگین وزنی زیرکن مربوط به باتولیت صاحب، A, B, C, D: نمودارهای مربوط به نمونه‌های کوارتز مونزونیت، E, F: نمودارهای مربوط به نمونه کوارتز مونزودیوریت و G, H: نمودارهای مربوط به توده مونزوگرانیت

Fig. 5. The zircon concordia and weighted mean age diagrams of the Saheb batholith. A, B, C, D: diagrams for quartz monzonite samples, E, F: diagrams for quartz monzodiorite sample, and G, H: diagrams for the monzogranite sample

است (Elyasi and Ahangari, 2015). برخی ویژگی‌های کانی‌شناسی مانند نبود مسکویت و کانی‌های دگرگونی دما بالا در باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، و حضور آمفیبول و اسفن اولیه در این سنگ‌ها، تأییدی بر I-type بودن باتولیت گرانیتوئیدی مورد بررسی است (Abdollahi et al., 2018). با توجه به سن‌های به‌دست آمده از آنالیز U-Pb زیرکن، توده‌های کوارتز مونزونیتی و مونزوگرانیته تقریباً سن‌های نزدیک به هم دارند که به احتمال زیاد حاصل تفریق ماگمایی است؛ درحالی‌که توده کوارتز مونزودیوریتی قبل از این دو توده به داخل پهنه سنندج-سیرجان تزریق شده است. شروع فرایند بالا آمدن و تزریق ماگما در منطقه صاحب به داخل پهنه سنندج-سیرجان با تزریق ماگمای کوارتز مونزودیوریتی در حدود 67 میلیون سال پیش یعنی در اواخر دوره کرتاسه بالایی شروع شده است و در اوایل پالئوسن با نفوذ ماگمای کوارتز مونزونیتی و تفریق آن به مونزوگرانیته خاتمه پیدا کرده است. تزریق فازهای ماگمایی ذکر شده به داخل واحدهای دگرگونی سنندج-سیرجان، در طی فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه ایران رخ داده است (شکل 6).

بر اساس زندگی و همکاران (Zandi et al., 2018) گرانیتوئید صاحب از گروه ماگماهای ساب‌آلکالن بوده که از پتاسیم غنی شده است و در محدوده گرانیتوئیدهای I-Type و از نظر محیط زمین‌ساختی نیز در محدوده کمان آتشفشانی قرار دارد. بررسی ژئوشیمیایی باتولیت صاحب نشان‌دهنده آن است که باتولیت صاحب یک ماگمای گوشته‌ای بوده که در این ماگما فرایندهای تفریق بلوری و آغشتگی رخ داده است؛ به‌طوری‌که تفریق بلوری باعث تشکیل سنگ‌های متفاوت کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزوگرانیته شده است (Kholghi and Vossoughi Abedini, 2008). بر اساس الیاسی و آهنگری (Elyasi and Ahangari, 2015)، ماگمای والد گرانیتوئید صاحب اولیه بوده و از ذوب بخشی با درجه پایین (کمتر از 5 درصد) گوشته متاسوماتیسم شده نشأت گرفته است. بررسی ویژگی عناصر نادر خاکی موجود در این توده نشان‌دهنده آن است که آرایش پوسته‌ای تأثیر کمی در تغییر ترکیب ماگمای اولیه داشته است. گوشته مولد توده گرانیتوئیدی صاحب به دلیل ورود سیالات ناشی از فرایند آب‌گیری رسوبات / پوسته اقیانوسی فرورونده متحمل متاسوماتیسم شده



شکل 6. فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس و تزریق توده نفوذی صاحب در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان (SSZ) در زمان کرتاسه پایانی - پالئوسن. برگرفته از آگارد و همکاران (Agard et al., 2011) با اعمال تغییرات جزئی در آن

Fig. 6. Neo- Tethys ocean subduction during the late Cretaceous-Paleocene and injecting the intrusive mass into the Sanandaj- Sirjan zone (SSZ) in the study area (from Agard et al., 2011 with minor changes)

(کمتر از 5 درصد) گوشته متاسوماتیسم شده منشأ گرفته‌اند. منشأ گوشته در اثر ورود سیالات ناشی از آب‌گیری رسوبات / پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شده است (Elyasi and

Allyasi and Ahangari, 2015)، توده‌های یادشده در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند و ماگمای مولد این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه پایین

(Ahangari, 2015). بر اساس نظر الیاسی و آهنگری (Elyasi and Ahangari, 2015)، تبلور تفریقی و جدایش برخی از کانی‌ها از جمله آمفیبول و پلاژیوکلاز نقش عمده‌ای را در تکوین و روند پتروژنتیکی این توده‌ها داشته است. از توده‌های نفوذی دیگری که هم‌زمان با توده گرانیتوئیدی صاحب به پهنه سئندج-سیرجان تزریق شده‌اند، می‌توان به توده حسن سالاری (60 Ma) (Mahmoudi et al., 2011) و کتاب (60 Ma) (Jafari et al., 2018) اشاره کرد. تمامی این توده‌ها در طی آخرین مراحل ماگماتیسیم در پهنه سئندج-سیرجان به داخل این پهنه تزریق شده‌اند که این امر ناشی از فرورانش نئوتیس به زیر ورقه ایران رخ داده است.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های میکروسکوپی و سن‌سنجی دانه‌های زیرکن موجود در باتولیت گرانیتوئیدی صاحب، نتایج مهمی را در مورد این باتولیت ارائه کرد. بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی باتولیت گرانیتوئیدی یادشده دارای سه ترکیب کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودوریت و مونزوگرنایت است. کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و ارتوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده توده‌های یادشده بوده و کانی‌های اسفن، آپاتیت، کانی‌های کدر و زیرکن کانی‌های فرعی موجود در توده‌ها هستند. حضور کانی‌های آمفیبول و اسفن و نبود کانی‌های دما بالا در توده گرانیتوئیدی صاحب بیانگر I-Type بودن این توده است. بر اساس نتایج سن‌سنجی، سن تبلور $62/03 \pm 0/56$ میلیون سال و با میانگین سنی برابر با $62/09 \pm 0/50$

برای نمونه کوارتز مونزونیت (Ch2)، سن $58/9 \pm 0/9$ میلیون سال و با میانگین سنی برابر با $61/68 \pm 0/44$ برای نمونه کوارتز مونزونیت (Ch4)، سن $67/9 \pm 1/3$ میلیون سال و با میانگین سنی برابر با $67/3 \pm 1/2$ برای نمونه کوارتز مونزودوریت (Ch7) و سن $61/10 \pm 0/56$ میلیون سال و با میانگین سنی برابر با $61/32 \pm 0/42$ برای نمونه مونزوگرنایت (Ch15) به دست آمد. به‌طور کلی، سن‌های به‌دست آمده از این توده گرانیتوئیدی بیانگر دو مرحله‌ای بودن تاریخچه ماگماتیسیم منطقه صاحب بوده و اینکه باتولیت صاحب در طی یک فاز ماگمایی تشکیل نشده و حاصل دست‌کم دو فاز ماگمایی است که در زمان کرتاسه بالایی و پالئوسن و به فاصله 6 میلیون سال در پوسته بالایی تزریق شده‌اند. سپس باتولیت گرانیتوئیدی صاحب به همراه سایر واحدهای میزبان آن در این منطقه، در طی فازهای کوه‌زایی بعدی و برخورد صفحه عربی به ایران دچار دگرشکلی نسبی شده است. باتولیت صاحب، جزو یکی از فازهای ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش در پهنه سئندج-سیرجان است که در زمان کرتاسه بالایی و پالئوسن زیرین تشکیل شده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه‌های زنجان و مؤسسه علوم‌زمین چین (وو‌هان) برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده‌اشان کمال سپاسگزاری را دارند.

References

Abdollahi, F., Nabatian, Gh., Honarmand, M. and Ebrahimi, M., 2018. Geology and petrography of Saheb granitoid intrusive bodies, north of Saqez. The 36th National and the 3rd

International Geosciences Congress, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian)
Agard, P.H., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H. and Vrielynck, B., 2011. Zagros orogeny: a

- subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692-725.
- Aghanabati, A., 2005. *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Ahadnejad, V., Valizadeh, M.V., Deevsalar, R. and Rezaei-Kahkhaei, M., 2011. Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan zone, W Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie*, 261(1): 61-75.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran; new data and interpretations. *Tectonophysics*, 299(3): 211-238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1-20.
- Alavi, M. and Amidi, M., 1976. Geological map of Takab, scale 1: 250000. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Arian, M.A., Emamalipour, A. and Amini, M., 2011. Petrology and geochemistry of granitic mass and those metamorphic hallow in north-east of Saghez. *Quarterly Journal of The Earth*, 6(19): 65-80. (in Persian)
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3-4): 474-489.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S.L., 2011. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffiabad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Geochemistry*, 71(4): 363-376.
- Baharifar, A.A., Bellon, H., Pique, A. and Moein-Vaziri, H., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(16):1443-1452.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210-265.
- Dana, K., 2009. Investigation of geological, mineralogical and geochemical properties of Saheb skarn. M.Sc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 155 pp. (in Persian)
- Eftekharneshad, J., 1977. Geological map of Mahabad, scale 1: 250000. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Elyasi, E. and Ahangari, M., 2015. Petrology and geochemistry of felsic to mafic plutonic rocks from the Saheb, West Iran. *Iranian Journal of Geology*, 9(33): 15-30. (in Persian)
- Gansser A., 1981. The Geodynamic History of the Himalaya. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Editors), *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*, Vol. 3, Geodynamic Series. American Geophysical Union, Washington DC, pp. 111-121.
- Ghalamghash, J., Nedelec, A., Bellon, H., Vosoughi-Abedini, M. and Bouchez, J.L., 2009. The Urumieh plutonic complex (NW Iran): record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during cretaceous times - Part I: petrogenesis and K/Ar dating. *Journal Asian Earth Sciences*, 35(5): 401-415.
- Ghalamghash, J., Vossoughi Abedini, M., Bellon, H., Emami, M.H., Pourmafi, M. and Rashid, H., 2003. K/Ar age dating of the Oshnavieh plutonic complex. *Scientific Quarterly Geosciences Journal*, 11(47-48): 16-27. (in Persian)
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683-693.
- Hanchar, J.M. and Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110(1-3): 1-13.
- Hariri, A., 2004. Geological map of Saez, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K. and Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451(1-4): 71-96.

- Jafari, A., Fazlnia, A. and Jamei, S., 2018. Geochemistry, petrology and geodynamic setting of the Urumieh plutonic complex, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: New implication for Arabian and Central Iranian plate collision. *Journal of African Earth Sciences*, 139(1): 421–439.
- Kholghi, M.H. and Vossoughi Abedini, M., 2008. Petrogenesis, geodynamics and radiometric age dating of Safakhaneh mass, Northwest of Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 17(66): 24–39. (in Persian)
- Kholghi khosraghi, M.H., 1999. Geological map of Chapan, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Liu, Y., Gao, S., Hu, Z., Gao, C., Zong, K. and Wang, D., 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1–2): 537–571.
- Liu, Y.S., Hu, Z.C., Zong, K.Q., Gao, C.G., Gao, S., Xu, J.A. and Chen, H.H., 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M., 2011. U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 238–249.
- Malekzadeh Shafarodi, A. and Karimpour, M.H., 2011. Zircon U-Pb dating of Maherabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran. *Journal of Economic Geology*, 3(1): 41–60. (in Persian with English abstract)
- Masoodi, F., Mahmoodi, Sh., Mohajel, M. and Mehrabi, B., 2012. Dating of Arak –Borujerd granitoid intrusions in northern Sanandaj – Sirjan using U-Pb. *Journal of Science Kharazmi University*, 9(2): 437–446 pp. (in Persian)
- Mazhari, S.A, Amini, S., Ghalamghash, J. and Bea, F. 2011. The origin of mafic rocks in the Naqadeh intrusive complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 4(7–8): 1207–1214.
- Mazhari, S.A, Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., molina, J.F., Montero, P., Scarrow, J.H. and Williams, I.S. 2009. The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogeny. *Journal of the Geological Society*, 166(1): 53–69.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Zandi, Z., jafarirad, A., Gourabjeripour, A. and Lotfi, M., 2018. Mineralization, Mineralogy and Geochemistry of Saheb Fe-Cu Deposit of Saqqez (Kurdistan), NW Iran. *Open Journal of Geology*, 8(5): 514–528.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Tashi, M., Fereydouni, Z. and Saed, M., 2019. Comparison of geochemistry and porphyry copper mineralization efficiency in granitoids of the Sanandaj-Sirjan and Urumieh-Dokhtar zones; using rare earth elements geochemistry. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 1–32. (in Persian with English abstract)



مقاله پژوهشی

بررسی میان‌بارهای سیال در رگه‌های کانی‌سازی مس، کانی‌سازی فلوریت-باریت، زون دگرسانی و بررسی شرایط رخداد کانی‌سازی در شمال غرب گناباد، استان خراسان رضوی

صدیقه زیرجانی‌زاده^{1*}، محمدحسن کریم‌پور^{2,3}، سمیه سمیعی¹ و اعظم انتظاری هرسینی⁴

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(3) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(4) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

دریافت مقاله: 1396/12/02، پذیرش: 1398/10/18

چکیده

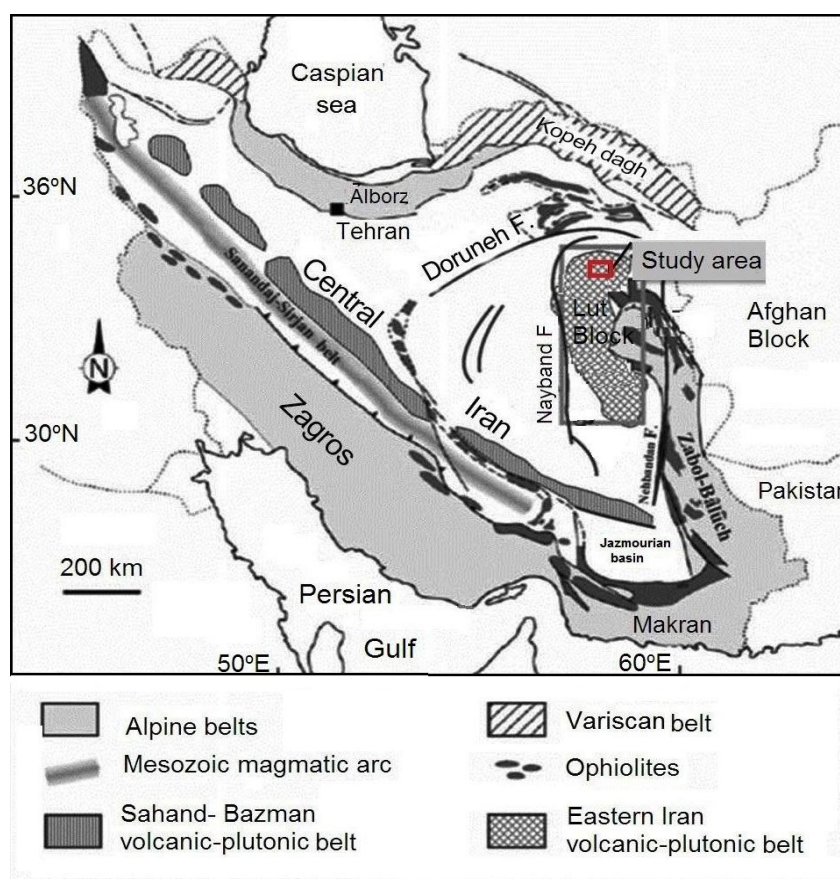
منطقه مورد بررسی در استان خراسان رضوی، شمال غرب گناباد و از نظر ساختاری جزو بلوک لوت محسوب می‌شود. واحدهای سنگی در منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی، سنگ‌های آتشفشانی، دایک‌ها و توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب اسیدی-حدواسط و سنگ‌های رسوبی است. زون‌های دگرسانی شناسایی شده شامل سیلیسی، پروپیلیتیک، آرژیلیک و آرژیلیک پیشرفته است. بررسی میان‌بارهای سیال در دو منطقه حاوی کانی‌سازی رگه‌ای مس (کلاته‌نو) و رگه‌های فلوریت-باریت-گالن (جنوب شرقی منطقه مورد بررسی) و دو زون دگرسانی کوارتز-سریسیت-پیریت و آرژیلیک (به ترتیب در محدوده خاک رس کلاته‌نو و کائولن باغ‌سیاه و رخ‌سفید) انجام شد. دماسنجی در محدوده کانی‌سازی مس کلاته‌نو بر روی کانی کوارتز انجام شد. بر اساس تغییرات دمای همگن شدن و شوری، میان‌بارهای سیال در منطقه مس کلاته‌نو به دو گروه اصلی تفکیک شد. گروه اول شامل میان‌بارهای سیال با دمای همگن شدن 260 تا 300 درجه سانتی‌گراد و میزان شوری بین 1/5 تا 3/23 درصد وزنی معادل نمک طعام است. گروه دوم میان‌بارهای سیال با دمای همگن شدن 193 تا 240 درجه سانتی‌گراد، شوری بین 4/1 تا 5/86 درصد وزنی معادل است. بررسی‌های میان‌بارهای سیال در محدوده کانی‌سازی فلوریت (با بررسی دماسنجی بر روی کانی فلوریت و باریت)، دارای دمای همگن شدن بین 186 تا 326 درجه سانتی‌گراد و شوری کمتر از 7 درصد وزنی نمک طعام است. با بررسی میان‌بارهای سیال بر روی کانی کوارتز در زون دگرسانی کوارتز-سریسیت-پیریت، دو گروه سیال در شکل‌گیری زون دگرسانی شناسایی شدند که شامل سیال با دمای همگنی بین 289 تا 354 درجه سانتی‌گراد، شوری 10/86 تا 10/98 درصد وزنی نمک طعام و سیال با دمای همگن شدن بین 266 تا 337 درجه سانتی‌گراد، شوری 11/7 تا 13/07 درصد وزنی نمک طعام است. زون آرژیلیک دمای همگن شدن بین 186 تا 326 درجه سانتی‌گراد دارد. طیف حرارتی به‌دست آمده از این کانی‌سازی‌ها مشابه سیستم‌های اپی‌ترمال است.

واژه‌های کلیدی: میان‌بارهای سیال، کانی‌سازی، دگرسانی، شمال غرب گناباد، بلوک لوت

مقدمه

مطالعات میان‌بارهای سیال می‌تواند ابزاری مهم برای شناخت شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمابی مسئول دگرسانی و کانه‌زایی باشد. ویژگی‌های فیزیکی و ترکیب سیالات گرمابی که از بررسی سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال به دست می‌آید، شامل دما، فشار (یا عمق)، چگالی و ترکیب محلول‌های اصلی هستند (John et al., 2010). محدوده مورد

بررسی در شمال‌غرب شهرستان گناباد، شمال جاده گناباد-بجستان و در فاصله مختصاتی بین $58^{\circ}30'$ تا $58^{\circ}40'$ طول‌های شرقی و $34^{\circ}25'$ تا $34^{\circ}30'$ عرض‌های شمالی قرار می‌گیرد. محدوده مورد بررسی از نظر تقسیمات ساختمانی در شمال بلوک لوت واقع شده است (Berberian, 1981; Alavi, 1991) (شکل 1).



شکل 1. موقعیت جغرافیایی منطقه شمال‌غرب گناباد در نقشه زمین‌ساختی ایران (Berberian, 1981; Alavi, 1991)

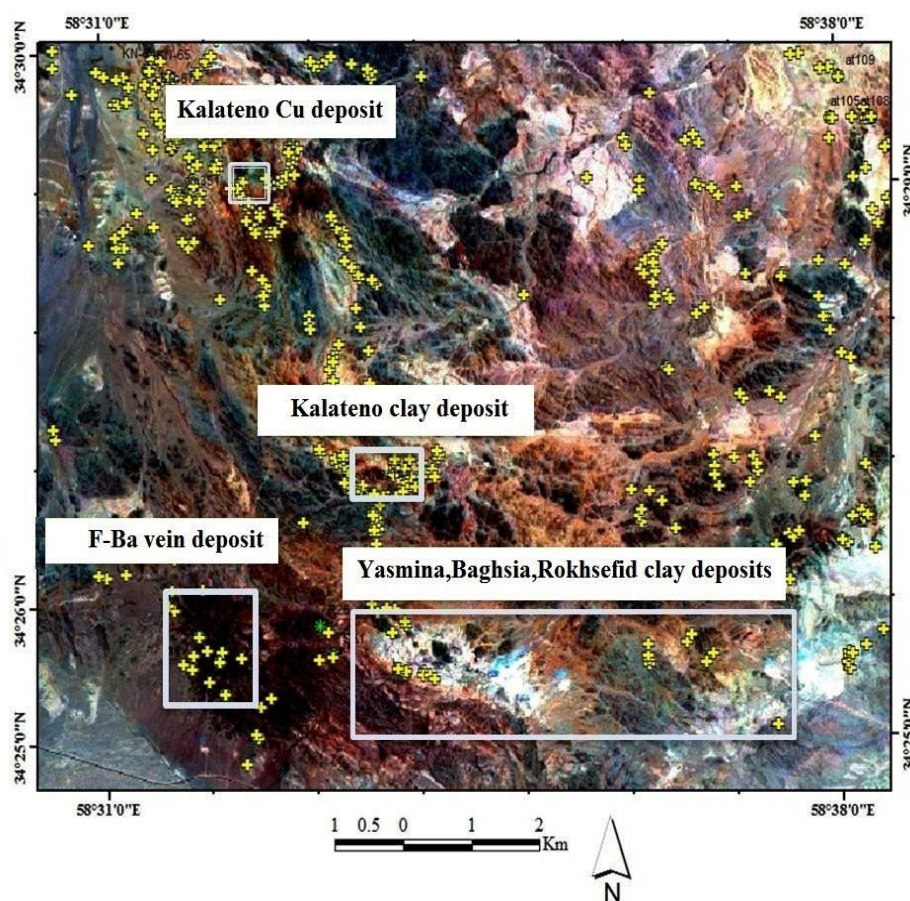
Fig. 1. Location map of the northwest of Gonabad in the tectonic map of Iran (Berberian, 1981 and Alavi, 1991)

شیخ‌آباد) و کانی‌سازی رگه‌ای مس-سرب و روی است (Karimpour et al., 2007; Malekzadeh Shafaroudi, 2009; Moradi et al., 2011; Arjmandzadeh et al., 2011; Karimpour et al., 2011; Karimpour et al., 2012; Richards et al., 2012; Malekzadeh

بلوک لوت مهم‌ترین ایالت فلززایی در شرق ایران است که شامل تنوعی از کانی‌سازی‌های مس (معدن مس-سرب-روی - نقره قلعه‌زری بیرجند) و مس-طلا پورفیری (محدوده اکتشافی شادان و ماهرآباد)، طلاهی ترمال (محدوده اکتشافی هیرد و

شمال غرب گناباد منطقه‌ای غنی از لحاظ خاک رس کائولینیستی است. در این پژوهش، ضمن بررسی زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی، ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال، تعیین ویژگی‌های سیال یا سیالات گرمابی کانه‌دار و شرایط فیزیکوشیمیایی نهشت کانی‌ها در رگه‌های حاوی کانی‌سازی مس، فلوریت-باریت و همچنین زون‌های دگرسانی آرژلیک و کوارتز-سریسیت-پیریت مورد بررسی قرار می‌گیرد.

Shafaroudi et al., 2013; Najafi et al., 2014; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015; Samiee and Zirjanizadeh, 2019; Samiee et al., 2020). در شمال غرب گناباد، رخنمون قابل توجهی از فعالیت‌های آتشفشانی ترشیری با ترکیب کلی حدواسط به همراه نهشته‌های آذرآواری مشاهده می‌شود. حضور کانی‌سازی‌های رگه‌ای نوع سرب-روی (در محدوده کانی‌سازی فلورین جویمند) در نتیجه نفوذ دایک‌های متعدد، مس (کلاته نو) و کئولن (رخ سفید، باغ‌سیاه، یاسمینا و کلاته‌نو) در این منطقه حائز اهمیت است (شکل 2).



شکل 2. موقعیت مناطق مورد بررسی بر روی تصویر پردازش شده لندست 7 در شمال غرب گناباد
Fig. 2. Location of study areas on processed landsat7 image in the northwest of Gonabad

زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

قدیمی‌ترین واحد که در منطقه شمال غرب گناباد رخنمون دارد،

شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک است. این مجموعه تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای اواسط ژوراسیک، در حد رخساره شیست

سبز قرار گرفته و موجب تشکیل اسلیت و کوارتزیت شده است. سنگ‌های آتشفشانی بخش بزرگی از زمین‌شناسی محدوده را به خود اختصاص داده‌اند و ترکیب بیشتر آنها آندزیت، تراکی آندزیت، ریولیت، داسیت، ریوداسیت، توف سنگی و انواع توف با ترکیب اسیدی تا بازیک است. این سنگ‌ها با شدت‌های مختلف دگرسان شده‌اند (شکل‌های 3 و 4). توده‌های نیمه‌عمیق طیفی از مونزوگرانیت پورفیری تا دیوریت پورفیری (56 تا 58 میلیون سال (Zirjanizadeh, 2015)) را شامل می‌شود و به صورت استوک و دایک رخنمون دارند (شکل‌های 4 و 5). گسل‌های اصلی در منطقه از نوع امتدادلغز است. سنگ‌نگاری واحدهای آتشفشانی به شرح زیر است:

بلور، توف سنگی - بلورین: بررسی توف‌ها نشان می‌دهد که ترکیب آنها در جنوب منطقه ریولیتی-ریوداسیتی بوده و قسمت عمده آنها توف بلورین است. ترکیب توف‌ها در مرکز به سمت شمال ناحیه آندزیتی است (شکل 4). در قسمت شمال شرقی منطقه، توف سنگی-بلورین نیز دیده می‌شود. قطعات سنگ یا بلور کربناتی و آرژیلیکی شده و در زمینه کاملاً سیلیسی-آرژیلیکی قرار دارند. قطعات سنگی (با ابعاد حداکثر 4mm)، 20 درصد سنگ را تشکیل می‌دهند.

آندزیت-تراکی آندزیت: بافت این واحدها پورفیری، گلوومروپورفیری و میکروولیت پورفیری است. درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز تا 25 درصد (به ابعاد 0/1mm)، هورنبلند با حاشیه اکسیدآهنی شده 5 درصد (به ابعاد 0/6mm) و آلکالی فلدسپات سرسیتی شده، سانیدین، تا 1 درصد، دیده می‌شود (شکل 3-A و B). زمینه شامل میکروولیت‌های پلاژیوکلاز 30 تا 35 درصد و کانی‌های کدر 10 تا 15 درصد است. کربنات کلسیم هم داخل پلاژیوکلاز و هم در زمینه تا 25 درصد دیده می‌شود. کلریت به صورت پراکنده کمتر از 3 درصد دیده می‌شود.

تراکیت: ویژگی این واحد، وجود بافت تراکیتی آن است (شکل 3-C). میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نوع سانیدین تا 90 درصد سنگ را شامل می‌شوند. هورنبلند با حاشیه سوخته که

قالب آنها توسط کربنات کلسیم پر شده بین 3 تا 5 درصد (به ابعاد 0/3mm) دیده می‌شود؛ ضمن اینکه کوارتز کمتر از 1 درصد قابل مشاهده است. در این توده کربنات کلسیم به صورت رگچه‌های بسیار ظریف (به ابعاد کمتر از 0/1mm) و در زمینه تا 2 درصد دیده می‌شود.

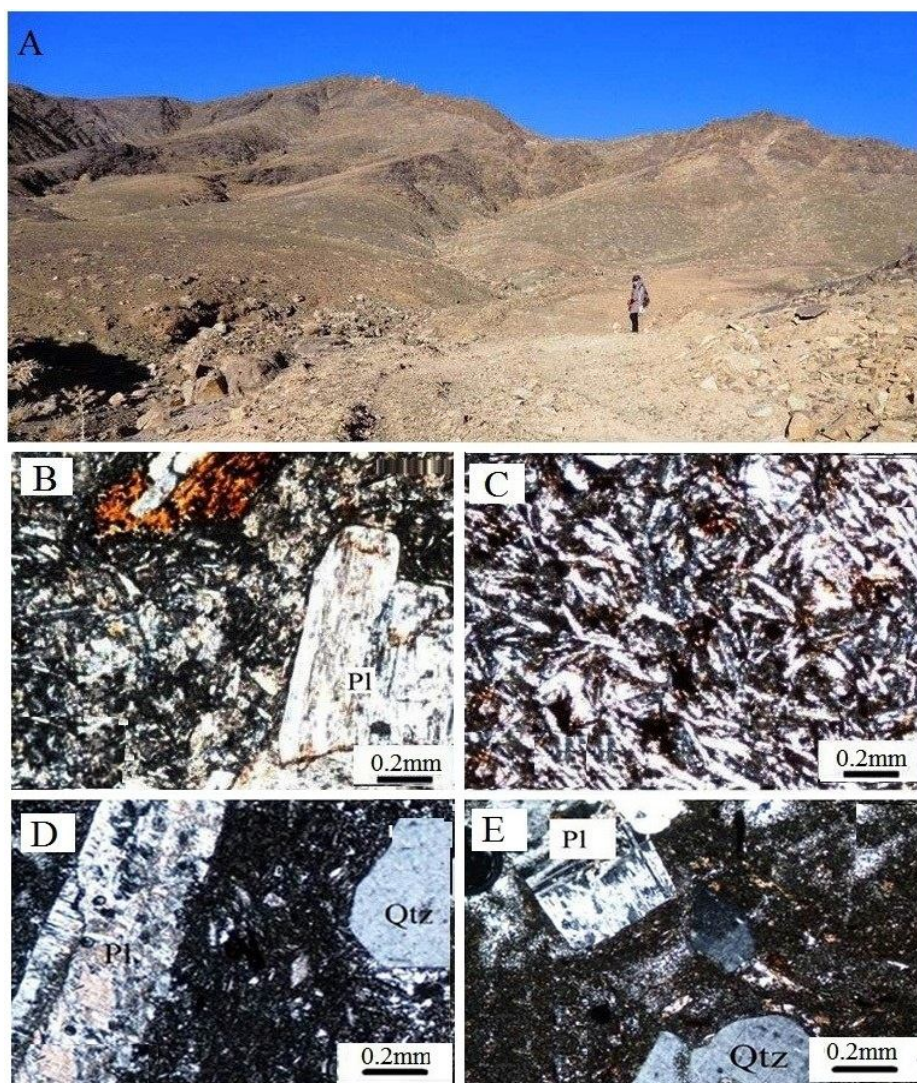
ریولیت-ریوداسیت: بافت غالب ریولیت‌ها، پورفیری و همچنین بافت غربالی اطراف بعضی از بلورهای کوارتز و فلدسپات است (شکل 3-D و E). درشت‌بلورهای موجود شامل 2 کوارتز خلیجی 3 تا 5 درصد (0/0-4/2mm) آلکالی فلدسپات نوع سانیدین 15 تا 20 درصد (0/2-1mm)، پلاژیوکلاز 10 درصد (0/2-1/2mm) است. همچنین بیوتیت که اکسیدآهنی شده و کانی‌های کدر نیز به صورت درشت‌بلور حضور دارند. در ریولیت‌های شرق و شمال غرب منطقه تا 30 درصد کانی‌های اوپک (پیریت) دیده می‌شود. زمینه در این سنگ‌ها دانه‌ریز و در برخی قسمت‌ها به شدت سیلیسی شده است. بافت گلوومروپورفیری بافت اصلی ریوداسیت‌های منطقه مورد بررسی است. درشت‌بلورها شامل بلورهای کوارتز 2 تا 3 درصد (در ابعاد 0/1-0/5mm)، پلاژیوکلاز 7 تا 10 درصد (در ابعاد 0/2-0/8mm)، بیوتیت 1 درصد و هورنبلند 5 درصد است. قسمت عمده سانیدین آلتیه شده و تا 15 درصد به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

کانی‌سازی

در منطقه مورد بررسی کانی‌سازی به شکل‌های رگه‌ای، رگچه‌ای و پراکنده (شکل 3-A، B و C) دیده می‌شود. کانی‌سازی رگه‌ای-رگچه‌ای در بخش‌های جنوب غرب و شمال غرب منطقه مورد بررسی دیده می‌شود. کانه‌زایی نوع رگه‌ای جنوب غرب منطقه، شامل رگه‌های فلوریت-باریت و باریت-گالن در سنگ میزبان دگرگون شده سازند شمشک است (شکل 6-A). راستای این رگه‌ها شمالی-جنوبی و شمال شرق-جنوب غرب، با شیب 85 درجه تا قائم و ضخامت رگه‌ها از کمتر از یک متر تا یک و نیم متر متغیر است.

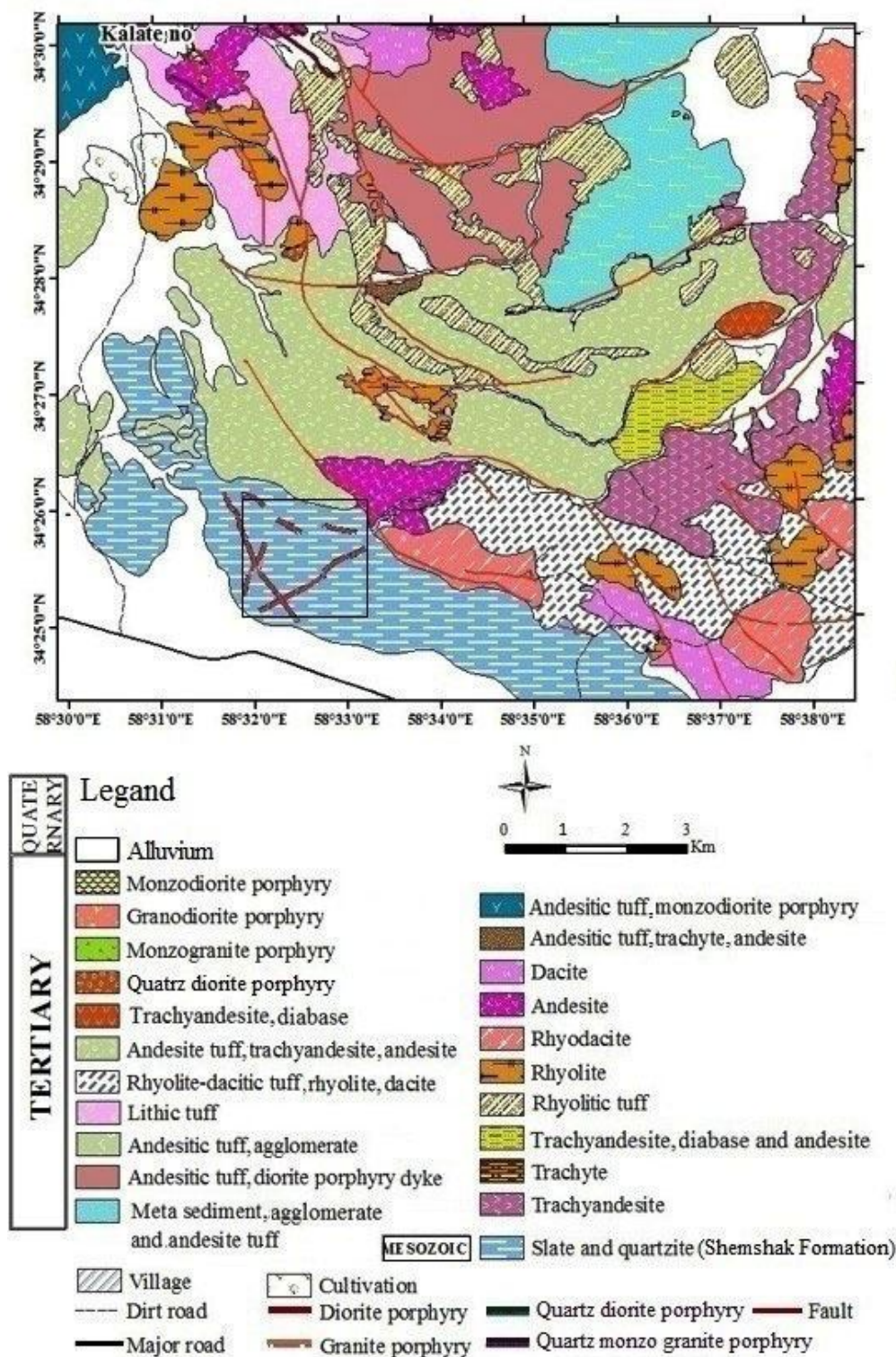
مس (کریزوکولا) در این رگه‌ها دیده می‌شوند. با توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی، توالی پاراژنتیک فلوریت در شکل 7 نشان داده شده است.

کانی‌های سولفیدی که در سطح دیده می‌شوند، شامل گالن و به مقدار خیلی کم از کالکوپیریت تشکیل شده است. کانی‌های ثانویه در حجم کمتر شامل کربنات مس (مالاکیت) و سیلیکات



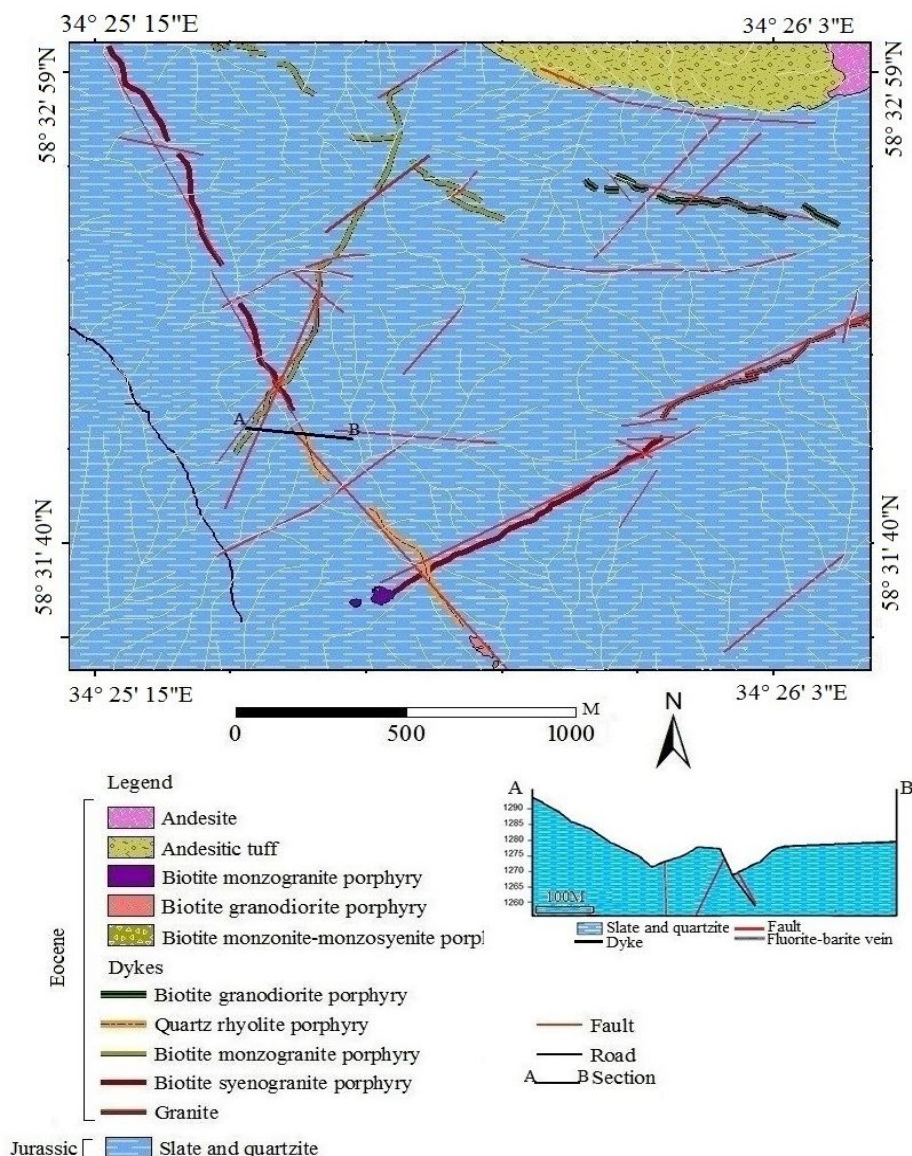
شکل 3. A: نمایی از رخنمون واحد آندزیتی در شمال غرب گناباد، دید به سمت شمال شرق. تصاویر پتروگرافی از واحدهای آتشفشانی، B: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینه واحد آندزیت، C: بلورهای سانیدین و بافت تراکیتی در واحد تراکیت، D: بلورهای کوارتز و فلدسپات در واحد ریولیتی و E: درشت‌بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز و بافت گلوبروپرفیری در ریوداسیت. تمامی تصاویر در XPL، علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز).

Fig. 3. A: View of andesitic unit outcrops in the northwest of Gonabad, look toward northeast. Petrographic images from extrusive exposed, B: Coarse grains of biotite and plagioclase within groundmass of andesite unit, C: Sanidine crystals and trachytic texture in trachyte, D: Quartz and feldspar crystals in rhyolite, and E: Crystals of quartz and plagioclase, and glomerophytic texture in rhyodacite. All pictures in XPL, Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Qtz: Quartz).



شکل 4. نقشه زمین‌شناسی شمال غرب گناباد (مستطیل موقعیت محدوده کانی‌سازی فلوریت را نشان می‌دهد)

Fig. 4. Geological map of the northwest of Gonabad (The rectangle shows the position of the fluorite mineralization)



شکل 5. نقشه زمین‌شناسی محدوده کانی‌زایی فلوریت جومند در شمال غرب گناباد

Fig. 5. Geological map of the Jumand fluorite mine in the northwest of Gonabad

می‌توان به رگه‌های کوارتز + کربنات‌های مس-هماتیت - اکسیدهای آهن، رگه -رگچه‌های کوارتز -پیریت -گویت (شکل 8- A و B)، رگه -رگچه‌های کوارتز + اکسید آهن و رگه‌های کوارتز بدون کانی‌سازی اشاره کرد. بخش بیشتر کانی‌های سولفیدی در سطح اکسید شده‌اند و در برخی بخش‌ها تا 20 درصد اکسید آهن ثانویه دیده می‌شود (شکل 6-6-

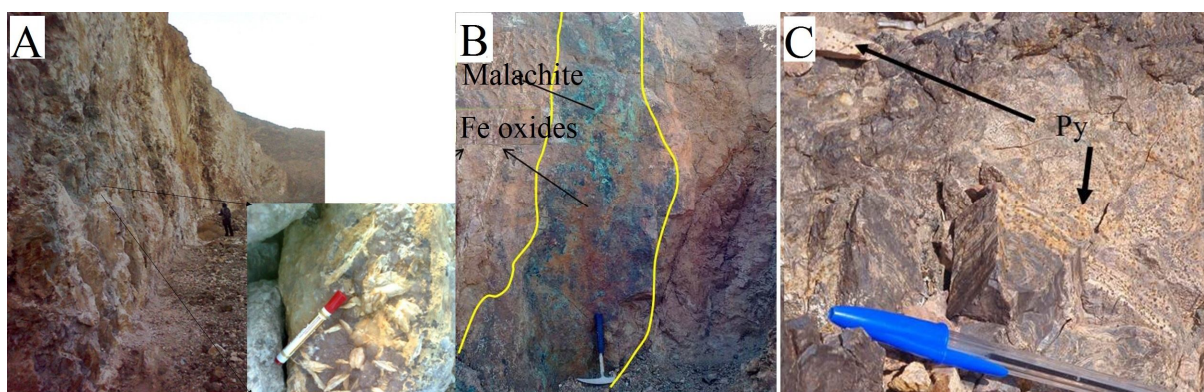
در شمال غرب منطقه مورد بررسی (مس کلاته‌نو)، کانی‌سازی مس و پیریت مرتبط با توده‌های نیمه‌عمیق به صورت رگه -رگچه رخ داده است. کانی‌سازی مس درون واحد آذرآواری به صورت رگه‌ای با راستای شمال غرب - جنوب شرق و با گسترش 200 متری دیده می‌شود. ضخامت رگه اصلی به بیش از 40 سانتی متر می‌رسد (شکل 6- B). از مهم‌ترین رگه و رگچه‌ها

ریولیت و توف بلورین ریولیتی رخ داده است. در این واحدها، غالب‌های پیریت به‌خوبی در نمونه‌های دستی قابل مشاهده است (شکل 6-C). پیریت در سطح به اکسیدهای آهن تبدیل شده است.

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و شواهد صحرایی توالی همیافت در رگه حاوی کانی‌سازی مس کلاته‌نو در شکل 9 ترسیم شده است.

(B). بنا بر شواهد صحرایی، دگرسانی سیلیسی، به‌صورت رگه‌ای و پراکنده، و پروپیلیتیک عمده‌ترین دگرسانی اطراف رگه‌هاست.

کانی‌سازی پراکنده در شمال غرب منطقه گسترش یافته است. کانی‌زایی پیریت، به‌صورت افشان، در متن سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری، در قسمت عمده‌ای از محدوده اکتشافی مس کلاته نو دیده می‌شود. کانی‌سازی پراکنده در واحدهای



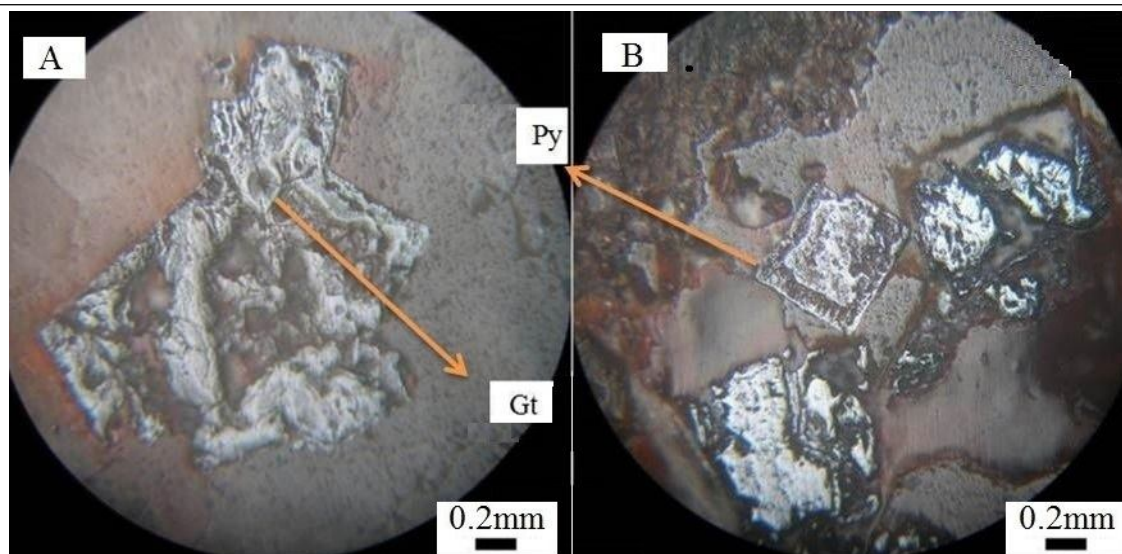
شکل 6. A: رگه حاوی فلوریت-باریت، B: رگه حاوی کانی‌سازی مس و اکسیدهای آهن و C: کانی‌سازی پیریت پراکنده در واحد ریولیتی در شمال غرب گناباد. علامت اختصاری کانی از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (pyrite: Py).

Fig. 6. A: Vein contains fluorite – barite; B: Vein contains copper mineralization and iron oxides; C: Dissiminated mineralization of pyrite in rhyolite unite in the northwest of Gonabad. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: pyrite)

Minerals	Early	Mineralization	Late	Weathering
Quartz				
Barite				
Flourite				
Calcite				
Pyrite				
Chalcopyrite				
Galena				
Chalcosite				
Covellite				
Clay minerals				
Fe and Mn oxides				
Malachite				
Chrysocolla				
Zn- carbonates and sulfates				

شکل 7. توالی پاراژنتیک کانی‌سازی در کانسار فلوریت جویمند، شمال غرب گناباد

Fig. 7. Paragenetic sequence of mineralization at Jumand fluorite ore deposit in the northeast Gonabad



شکل 8. A: کانی‌سازی پیریت در رگه کوارتز+پیریت+گویتیت و B: تبدیل پیریت به گویتیت در منطقه شمال غرب گناباد، علایم اختصاری کانی از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Py: پیریت؛ Gt: گویتیت).

Fig. 8. A: Pyrite mineralization at quartz + pyrite + goethite vein and B: pyrite altered to goethite in the northwest of Gonabad. Abbreviations are after Whitney and Evans (2010) (Gt: goethite; Py: pyrite).

Minerals	Mineralization	Weathering
Quartz		
Pyrite		
Fe and Mn oxides		
Malachite		

شکل 9. توالی پاراژنتیک کانی‌سازی در رگه کانی‌سازی مس کلاته‌نو در شمال غرب گناباد

Fig. 9. Paragenetic sequence of mineralization at Copper vein in Kalateno deposit in the northwest of Gonabad

دگرسانی

در این منطقه چهار نوع دگرسانی اصلی در سطح شناسایی شده است که عبارتند از: 1- پروپلیتیک، 2- آرژیلیک، 3- کوارتز-سریسیت-پیریت و 4- سیلیسی. این چهار نوع دگرسانی بر اساس فراوانی کانی‌های حاصله به چند زیر زون تفکیک شده‌اند (شکل 10 و 11).

دگرسانی آرژیلیک

این دگرسانی در مرکز و شمال و اغلب در جنوب منطقه مورد بررسی قابل مشاهده است و اغلب واحدهای داسیتی، ریولیتی و ریوداسیتی و توف‌ها را تحت تأثیر قرار داده است (شکل 11). بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که گسل‌ها در گسترش این زون نقش داشته‌اند. بر اساس بررسی‌های ایزوتوپ اکسیژن، دگرسانی آرژیلیک تحت تأثیر محلول‌های ماگمایی تشکیل شده

آرژیلیک) دیده می‌شود.

دگرسانی پروپلیتیک

دگرسانی پروپلیتیک، با شدت‌های متفاوت، واحدهای آندزیتی و آذرآواری را تحت‌تأثیر قراردادده و در صحرا به رنگ سبز مشهود است. کانی‌های اصلی این زون شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز (شکل C-10) و مقادیری سربست است. کلریت به حالت جانشینی در کانی‌های مافیک (اغلب هورنبلند و بیوتیت)، به صورت پراکنده در متن دیده می‌شود. کانی‌های مافیک از 20 تا بیش از 80 درصد به کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. در مناطق با شدت دگرسانی پروپلیتیک شدیدتر، اپیدوت به صورت رگه، رگچه و درشت‌بلور دیده می‌شود (شکل D-10).

روش مطالعه

بررسی‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال پس از انجام بررسی‌های کانی‌شناسی و تعیین موقعیت کانی‌ها در توالی پاراژنتیک کانسارها انجام شد. برای این منظور، تعداد 10 مقطع دوبرصیق با ضخامت 150 تا 200 میکرون از کانی‌های فلوریت، کوارتز و باریت تهیه شد. طی این بررسی‌ها، حدود 126 میان‌بار (36 میان‌بار سیال در کانی باریت (رگه‌های فلوریت - باریت - کانی‌سازی فلزی)، 44 میان‌بار سیال در کانی کوارتز (رگه‌های کوارتز همراه با کانی‌سازی مس)، 22 میان‌بار سیال در کانی فلوریت (رگه‌های فلوریت - باریت - کانی‌سازی فلزی) و 24 میان‌بار سیال در کانی کوارتز (زون‌های دگرسانی) مورد آزمایش ریزدماسنجی قرار گرفت. بررسی میان‌بارهای سیال با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان نور عبوری المپیوس و سامانه سرمایش - گرمایش لینکام مدل THM600 با کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP، با استفاده از استاندارد (Roedder, 1984, 1992) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. گستره تغییرات دمایی در این دستگاه بین 190- تا 600+ درجه سانتی‌گراد است و دستگاه توسط میان‌بارهای سنتز شده در دماهای 56/6- درجه سانتی‌گراد، صفر

است که منشأ این محلول‌ها دایک‌های گرانیتی رخنمون‌یافته درون سازند شمشک است (Zirjanizadeh, 2015). این دگرسانی‌ها در زیر کلاهک سیلیسی رخ داده و بنابراین با ظاهری خشن و تیره قابل‌شناسایی است؛ مگر در محل برداشت کائولن که باعث پدیداری آن در سطح زمین شده است و محدوده دگرسانی به صورت خاک نرم و به رنگ سفید و گاهی زرد در نتیجه اکسیداسیون سولفیدها دیده می‌شود. در مناطق با شدت کمتر تنها قالبی از پلاژیوکلاز و فلدسپارهای پتاسیم دیده می‌شود که به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل A-10).

دگرسانی کوارتز - سربست - پیریت

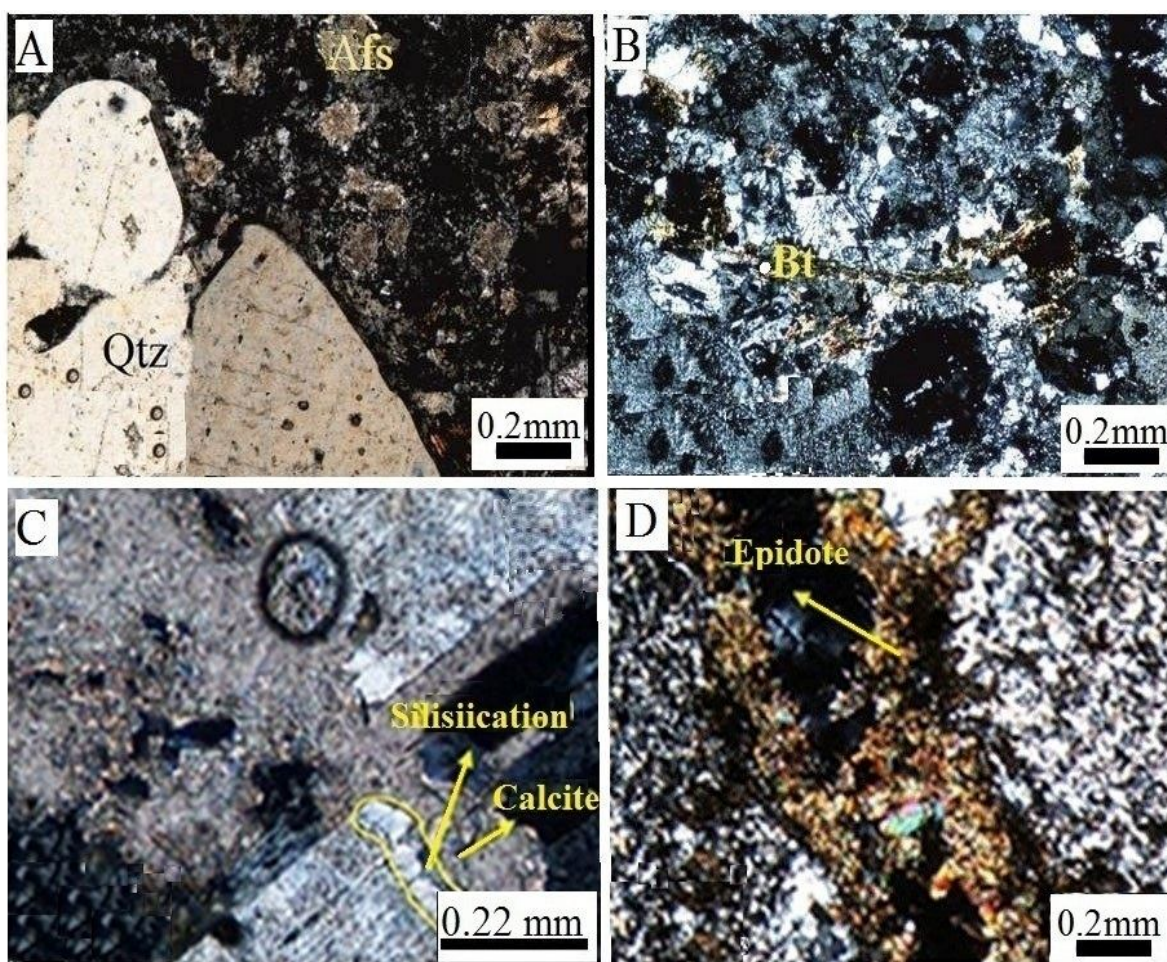
زون کوارتز - سربست - پیریت، با رخنمون کوچکی در مرکز محدوده (حدود 200 متر) و به رنگ سفید تا سبز کم‌رنگ و گاهی قهوه‌ای (به علت اکسید شدن کانی‌های سولفیدی و اکسیدی) مشخص می‌شود. این دگرسانی واحد مونزودوریت - پورفیری را تحت‌تأثیر خود قراردادده است. این زون در سطح توسط آرژیلیک سوپرژن پوشیده می‌شود و از عمق 7 تا 8 متری به بعد نمایان می‌شود. کانی‌های شاخص این زون کوارتز، سربست و پیریت و کانی‌های رسی است. کوارتز، مهم‌ترین کانی این دگرسانی، در متن سنگ و همچنین به صورت رگچه مشاهده می‌شود و مقدار آن بین 20 تا 30 درصد است. فلدسپات‌های پتاسیم و پلاژیوکلازها به سربست و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل B-10).

دگرسانی سیلیسی

حضور سیلیس به صورت اپال، ژاسپروئید و همچنین بلوری تقریباً تمام منطقه را پوشش می‌دهد؛ ولی شدت آن در جنوب منطقه مورد بررسی بیشتر است. این زون، واحدهای سنگی توف، داسیت، ریوداسیت، دایک‌های اسیدی، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق و همچنین واحدهای آتشفشانی اسیدی - حدواسط (واحد ریولیتی شمال غرب منطقه) را تحت‌تأثیر قراردادده است. سیلیسی شدن بر حسب شدت و شکل آن به حالت رگه‌ای، پراکنده در زمینه و کلاهک سیلیسی (بخش بالایی دگرسانی

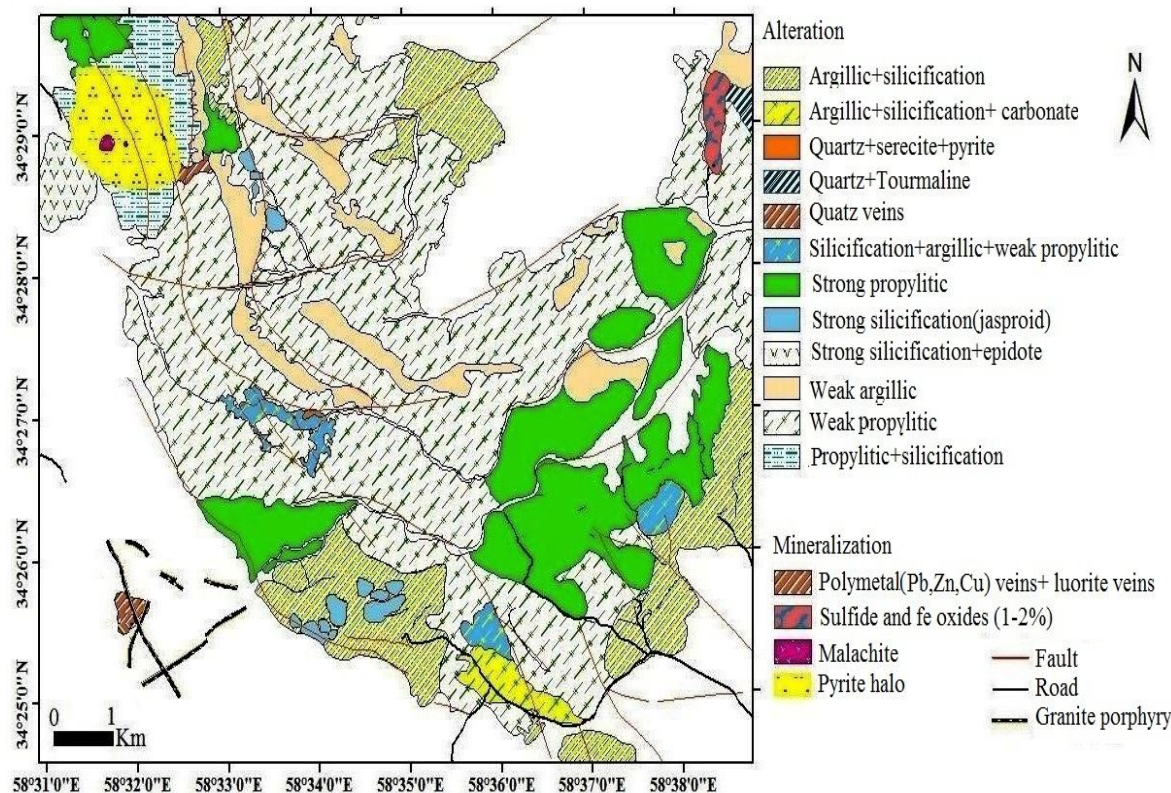
سانتی گراد در دقیقه متغیر بود. شوری سیالات به دام افتاده در میان‌بارهای سیال بر اساس دمای نهایی ذوب یخ (Tm-ice) و معادله بودنار (Bodanar, 1993) محاسبه شد. محاسبه چگالی با استفاده از نرم‌افزار فلینکور (Brown and Lamb, 1989) انجام شد.

درجه سانتی گراد و $+374/1$ درجه سانتی گراد کالبره شد. دقت اندازه‌گیری طی عملیات سرمایش در حدود $\pm 0/2$ درجه سانتی گراد و طی عملیات گرمایش حدود $\pm 2^\circ\text{C}$ در زیر 350 و ± 4 درجه سانتی گراد در بالای 350 درجه سانتی گراد اندازه‌گیری شد. سرعت عملیات سرمایش بین 2 تا 3 درجه سانتی گراد در دقیقه و سرعت عملیات گرمایش بین 5 تا 8 درجه



شکل 10. A: دگرسانی آرژیلیک، تبدیل آلکالی‌فلدسپارها به کانی‌های رسی در واحد گرانیت، B: دگرسانی کوارتز-سرسیست-پیریت در واحد مونزودیوریت پورفیری، C: شکسته شدن بلور پلاژیوکلاز و پر شدن با کلسیت و کوارتز، D: رگچه اپیدوت در واحد تراکیت در شمال غرب گناباد. تمام تصاویر در نور (XPL). علایم اختصاری از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qtz: کوارتز، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Bt: بیوتیت).

Fig. 10. A: Alkali feldspar altered to clays in granite unite, B: quartz-sericite- pyrite alteration in monzodiorite porphyry, C: plagioclase crystals were broken and filled by calcite and quartz, and D: Epidote vein in trachyte unite in the northwest of Gonabad. All pictures were taken under XPL light Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qtz: quartz, Afs: alkali feldspar, Bt: biotite).



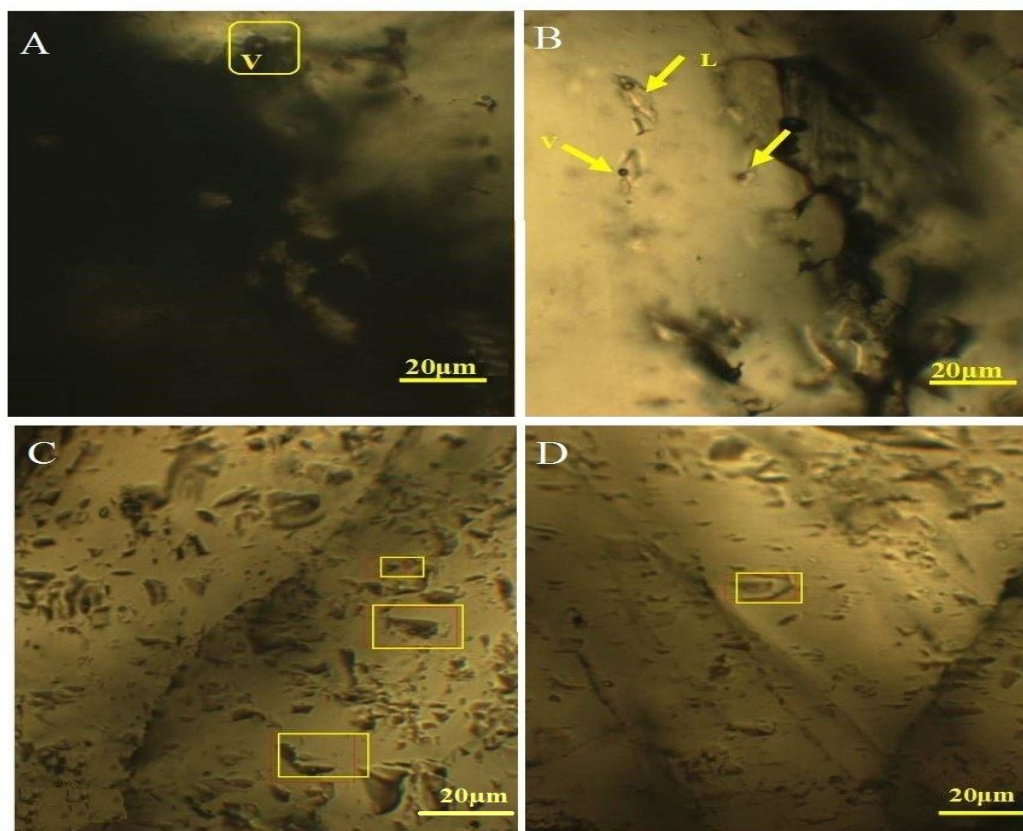
شکل 11. نقشه دگرسانی و کانی‌سازی شمال غرب گناباد

Fig. 11. Alteration and mineralization map of the northwest of Gonabad

سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال

بررسی میان‌بارهای سیال در منطقه شمال غرب گناباد، با بررسی میان‌بارهای سیال بر روی 10 نمونه و در کانی‌های فلوریت، باریت و کوارتز صورت گرفت. این نمونه‌ها از رگه‌های فلوریت-باریت-کانی‌سازی فلزی، رگه‌های کوارتز همراه با کانی‌سازی مس و دگرسانی آرژلیک برداشت شدند. در این بررسی‌ها نوع سیال درگیر، فاز غالب، شکل، طول، عرض و قطر آنها اندازه‌گیری شد. طبق معیارهای رودر (Roedder, 1984) و ون دن کرخوف و هین (Van den Kerkhof and Hein, 2001)، از لحاظ ژئیکی میان‌بارها به سه شکل اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب مشاهده شدند که برای اطمینان از صحت داده‌ها، اندازه‌گیری‌ها بر روی میان‌بارهای اولیه انجام شد. میان‌بارهای سیال

ثانویه از میان‌بارهای سیال اولیه اندازه کوچک‌تری دارند. میان‌بارهای سیال ثانویه به صورت فازهای L+V و تک‌فازهای V و همچنین میان‌بارهای سیال اولیه به صورت فازهای L+V و تک‌فاز غنی از V دیده می‌شود (شکل A-12، B، C و D). میان‌بارهای سیال نوع L+V فراوانی بیشتری نسبت به سایر میان‌بارهای سیال دارند. شکل میان‌بارهای سیال از بیضی تا کشیده و نامنظم در تغییر هستند. بزرگ‌ترین میان‌بارهای سیال، به صورت فازهای L+V بوده و حداکثر طول آنها به 10 میکرومتر می‌رسد (شکل B-12)؛ اما بیشترین اندازه آنها بین 4 تا 7 میکرومتر است. اندازه قطر حباب گاز 3 تا 4 میکرومتر است. به دلیل کوچک و ریز بودن میان‌بارهای سیال، شوری سیال درگیر به تعداد کمتر و محدودتری اندازه‌گیری شد.



شکل 12. تصاویر پتروگرافی میان‌بارهای سیال اولیه در منطقه شمال غرب گناباد، A و B: میان‌بارهای سیال اولیه غنی از مایع (L+V) در کان‌ی فلوریت، C: میان‌بارهای سیال غنی از مایع (L+V) در کان‌ی کوارتز (زون دگرسانی کوارتز-سریسیت-پیریت و D: میان‌بارهای سیال اولیه غنی از مایع در کان‌ی باریت

Fig. 12. Petrographic photomicrographs of the primary fluid inclusions in the northwest of Gonabad area, A and B: liquid-rich (L+V type) primary fluid inclusion in fluorite, C: liquid-rich (L+V type) fluid inclusions in quartz (quartz-sericite-pyrite alteration), and D: liquid-rich (L+V type) fluid inclusions in barite

سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال اولیه به شکل‌های بیضوی و بی‌شکل با اندازه متوسط 8 تا 12 میکرون بوده و شامل انواع مایع + بخار (L+V) و فاز مایع (L) هستند (شکل 12-A و B). اندازه اغلب میان‌بارهای سیال نوع L کمتر از 5 میکرون است. سیالات ثانویه نیز در ابعاد کمتر از 5 میکرون حضور دارند.

دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در کان‌ی فلوریت بین 184 تا 360 درجه سانتی‌گراد به دست آمد. چگالی متوسط بین 0/68 تا 0/92 گرم بر سانتی‌متر مکعب که دمای آخرین قطعه یخ ثبت شده¹ به طور متوسط بین 2/9- تا 4/3- درجه سانتی‌گراد،

بررسی‌های ریزدماسنجی

بررسی میان‌بارهای سیال در منطقه اکتشافی، در سه بخش کان‌سازی فلوریت، زون‌های دگرسانی و محدوده کان‌سازی مس (کلاته‌نو) انجام شد (جدول 1).

میان‌بارهای سیال در حریم کان‌سازی فلوریت-باریت-

کان‌سازی فلزی

اندازه‌گیری دما و شوری میان‌بارهای سیال در این منطقه بر روی کان‌ی‌های فلوریت، باریت و کوارتز انجام شد. از لحاظ

1. TFM

محاسبه شده معادل 1/6 تا 9/2 درصد وزنی نمک طعام است (شکل A-13). دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در کانی باریت (نمونه bigtrench: کانی‌های همیافت با باریت در این نمونه شامل کالکوپیریت، کالکوسیت و کولیت است) بین 184 تا 328 درجه سانتی گراد به دست آمد (شکل A-13). چگالی متوسط 0/7 تا 0/9 گرم بر سانتی متر مکعب که دمای آخرین قطعه یخ ثبت شده به طور متوسط بین 2/4- تا 4/2- درجه سانتی گراد به دست آمد. بر این اساس میزان شوری محاسبه شده معادل 0/7 تا 0/9 درصد وزنی نمک طعام است (شکل A-14).

به دست آمد. بر این اساس میزان شوری محاسبه شده بر اساس براون و لمب (Brown and Lamb, 1989) معادل 0 تا 3/2 درصد وزنی نمک طعام است (شکل A-12 و A-13). دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز (نمونه Geo30): کانی‌های همیافت با کوارتز در این نمونه شامل گالن اکسیدهای آهن و مالاکیت است) بین 245 تا 300 درجه سانتی گراد به دست آمد. چگالی متوسط 0/8 گرم بر سانتی متر مکعب که دمای آخرین قطعه یخ ثبت شده به طور متوسط بین 0/9- تا 6/2- درجه سانتی گراد به دست آمد. بر این اساس میزان شوری

جدول 1. نتایج بررسی‌های میکروترمومتری میان‌بارهای سیال اولیه در منطقه شمال غرب گناباد

Table 1. Result of micro-thermometric measurements of primary fluid inclusions in the northwest of Gonabad

Sample	P(bar)	NaCl (wt.% equiv.)	TM	TFM	Homogenization temperature (C°)	Dominant phase	Fluid type	Density (g/cm3)
Geof31	13 to 32	3.9 to 5.9	-3.2 to -2.3	-55 to -57	193 to 240	L	L+V	0.9
Geo30	36 to 81	1.6 to 9.2	-6.2 to 0.9	-55 to -57	245 to 300	L	L+V	0.8
Geo31	26 to 97	2.2 to 3.2	1.3 to 1.9	-55 to -57	228 to 363	L	L+V	0.6 to 0.9
GeoF2	140 to 180	5.1 to 6.9	-4.3 to -1.3	-54 to -57	340 to 360	L	L+V	0.7
big Trench	11 to 49	4 to 6.9	-4.2 to -2.4	-48 to -56	184 to 328	L	L+V	0.7 to 0.9
F4	18 to 84	0 to 3.2	-1.9 to 0.0	-53 to -56	209 to 309	L	L+V	0.7 to 0.9
SFPY	47 to 118	11 to 13	-9.2 to -7.3	-55 to -57	266 to 354	L	L+V	0.7 to 0.9
S17	47 to 161	6.7 to 11	-7.6 to -5.2	-55 to -57	203 to 336	L	L+V	0.7 to 0.9
K1					186 to 326	L	L+V	

میان‌بارهای سیال در حریم کانی‌سازی مس کلاته‌نو

در این محدوده از منطقه مورد بررسی، تغییرات دما-شوری با

بررسی میان‌بار سیال بر روی رگه‌های کوارتز و کوارتز-پیریت-

مالاکیت بررسی شد. بر اساس تغییرات دما-شوری، دو نوع

را دارند (شکل C-13 و C-14). این شواهد نشان می‌دهد که حداقل دو نوع سیال و در صورت دقیق‌تر شدن، سه نوع سیال هیدروترمالی در شکل‌گیری زون آرژیلیک در این ناحیه نقش داشته است. این مسئله توسط کلاهیگ سیلیسی برشی شده نیز تأیید می‌شود. تغییرات شوری به علت ریزبودن سیال‌ها قابل اندازه‌گیری نیست.

میان‌بارهای سیال در منطقه خاک ص نعتی کلاته‌نو (زون دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت)

بررسی میان‌بارهای سیال بر روی زون دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت و کانی‌سازی سولفید - کوارتز در محدوده معدنی خاک ص نعتی کلاته‌نو صورت گرفت. میان‌بارهای سیال مشاهده شده، شامل فاز مایع + بخار (L+V) هستند و فاز جامد مستقل مشاهده نشد. بیشتر میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از مایع هستند. بررسی میان‌بارهای سیال این ناحیه نشان می‌دهد که در این ناحیه نیز دو نوع سیال گرمایی نقش داشته‌اند. گروه اول، میان‌بارهای سیال دو فاز (غنی از مایع) با دمای همگن شدن بین 289 تا 354 درجه سانتی‌گراد، شوری 10/86 تا 10/98 درصد وزنی نمک طعام و میانگین عمق تقریبی 600 متر هستند. گروه دوم، میان‌بارهای سیال با دمای همگن شدن بین 266 تا 337 درجه سانتی‌گراد، شوری 11/7 تا 13/07 درصد وزنی نمک طعام (شکل C-13 و C-14) و میانگین عمق تقریبی 600 متر هستند.

رابطه میان‌بار سیال با نوع کانی‌سازی

بر اساس زیرجانی‌زاده (Zirjanizadeh, 2015) بررسی‌های ایزوتوپ پایدار بر روی رگه‌های باریت - فلوریت - کانی‌سازی فلزی، عناصر کانه‌ساز از دایک‌های گرانیتی غنی از فلوئور که در داخل سازند شمشک نفوذ کرده است، تأمین شده است. لذا انتظار می‌رود، شکل‌گیری کانسارهای هیدروترمال صورت گیرد؛ در حالی که محدوده دمایی اندازه‌گیری شده کمتر از حدی است که نشان‌دهنده منشأ ماگمایی باشد. اما بررسی سیالات درگیر نشان داد که فرایند اختلاط با آب‌های سطحی در تشکیل این کانی‌سازی دخالت داشته‌اند

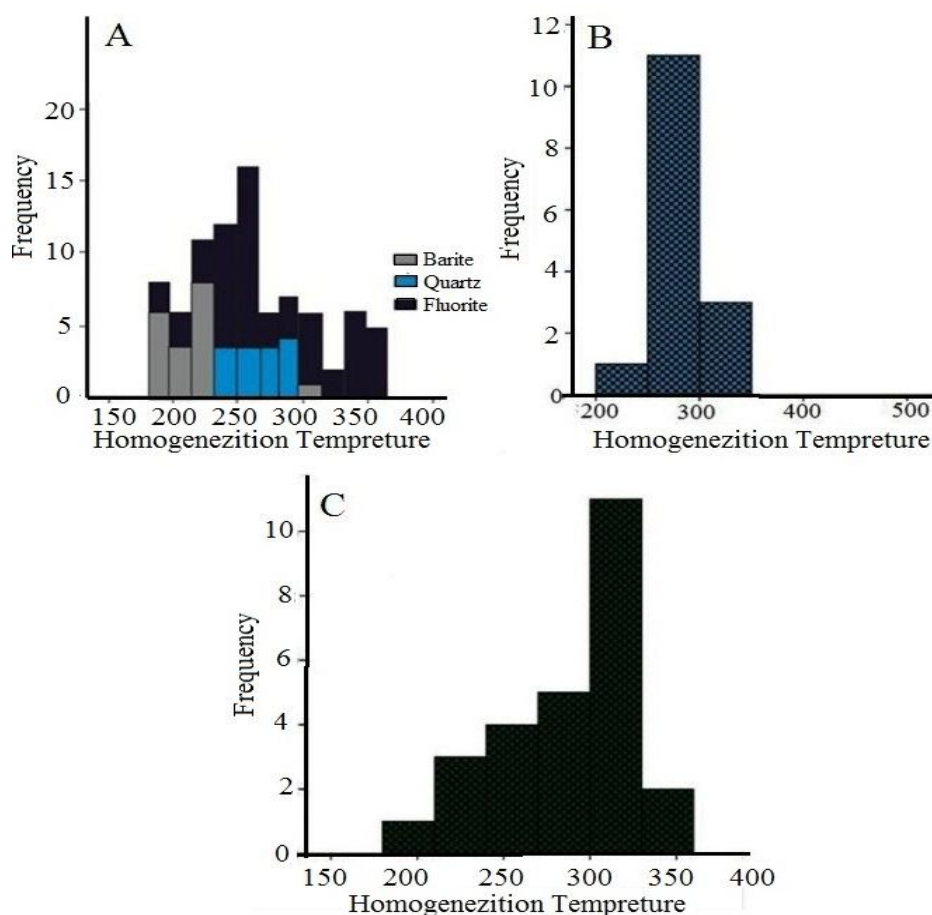
سیال کانی‌ساز شناسایی شد که شامل گروه اول: میان‌بارهای سیال با دمای همگن شدن 260 تا 300 درجه سانتی‌گراد (شکل B-13)، چگالی بین 0/61 تا 0/85 گرم بر سانتی‌متر مکعب که دمای آخرین قطعه یخ ثبت شده به طور متوسط بین 0/9- تا 7/2- درجه سانتی‌گراد به دست آمد. میزان شوری محاسبه شده بر اساس بین 1/5 تا 3/23 درصد وزنی معادل NaCl است. گروه دوم: میان‌بارهای سیال با دمای همگن شدن 193 تا 240 درجه سانتی‌گراد، و چگالی بین 0/76 تا 0/91 گرم بر سانتی‌متر مکعب است که دمای آخرین قطعه یخ ثبت شده به طور متوسط بین 2/3- تا 3/6- درجه سانتی‌گراد به دست آمد و میزان شوری محاسبه شده بین 4/1 تا 5/86 درصد وزنی معادل نمک طعام است (شکل B-14). با استفاده از نمودار (Hass, 1971) و دمای به دست آمده از نتایج دماسنجی، عمق به دام افتادن سیال برای گروه اول میانگین 400 تا 1000 متر و برای سیالات گروه دوم میانگین 200 تا 400 متر به دست آمد.

محدوده زون آرژیلیک (میان‌بارهای سیال در محدوده کائولن رخ سفید - باغ‌سیاه)

میان‌بارهای سیال مشاهده شده بر اساس معیارهای ارائه شده توسط رودر (Roeder, 1984) و گلدستین و رینولد (Goldstein and Reynolds, 1994)، شامل انواع مایع + بخار (L+V) هستند. بیشتر میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع هستند. بررسی‌ها بر روی میان‌بارهای سیال اولیه (P) با اندازه حداکثر 5 تا 6 میکرون انجام شد. نمودار هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در منطقه مورد بررسی با استفاده از نرم‌افزار Spss ترسیم شد (شکل C-10). بر اساس بررسی‌های میکروترموتری، دو گروه میان‌بارهای سیال دو فاز (L+V) شناسایی شد که به طور کلی دارای دمای همگن شدن (T_h) بین 186 تا 326 سانتی‌گراد هستند. گروه اول، تغییرات دمای همگن شدن بین 186 تا 256 درجه سانتی‌گراد و عمق تشکیل حدود 250 متر را نشان می‌دهند و گروه دوم، دمای همگن شدن بین 275 تا 326 درجه سانتی‌گراد و عمق تشکیل حدود 500 متر

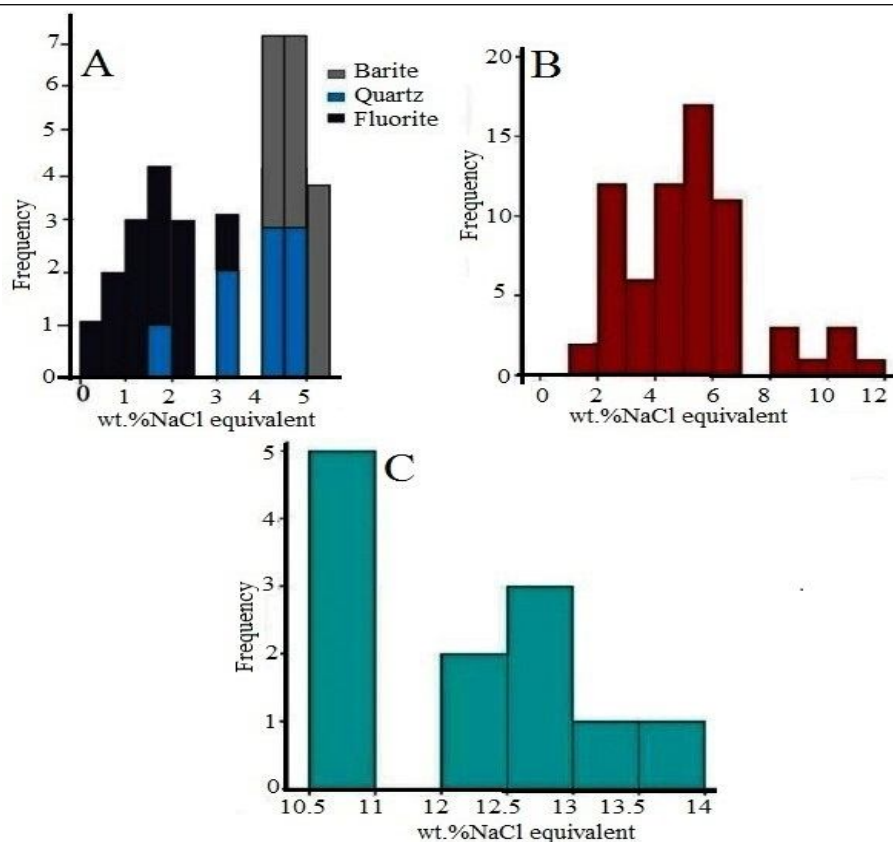
همگن شدن و شوری متفاوت در این منطقه روندهای فیزیکی اختلاط را نشان می‌دهند (شکل A-15 و B). تغییرات شوری در حقیقت به وسیله اختلاط سیال کنترل می‌شود. بنابراین اندازه‌گیری شوری برای تخمین حضور دو سیال و اختلاط بین آنها خیلی مهم است. چگالی میان‌بارهای سیال در منطقه مورد بررسی با استفاده از نرم‌افزار FLINCOR (Brown and Lamb, 1989)، 0/61 تا 0/936 گرم بر سانتی‌متر مکعب محاسبه شد که بیشترین فراوانی در محدوده 0/74 و 0/76 گرم بر سانتی‌متر مکعب است.

(شکل A-15 و B) و لذا بررسی‌های دماسنجی محدوده دمایی کانسارهای اپی‌ترمال را نشان می‌دهد. در منطقه حاوی کانی‌سازی مس (کلاته‌نو)، کانی‌سازی به شکل‌های رگه‌ای، رگچه‌ای و پراکنده دیده می‌شود. کانی‌سازی مس درون توف‌ها به صورت رگه‌ای و با گسترش 200 متری دیده می‌شود. ضخامت رگه اصلی به بیش از 1 متر می‌رسد. بیشترین میزان کانی‌سازی پراکنده در واحدهای ریولیت و توف بلورین ریولیتی دیده می‌شود. بر اساس نمودار دما-شوری و مقایسه آن با نمودار شکل A-15 مشاهده می‌شود که دو نوع سیال گرمابی با دمای



شکل 13. نمودار هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در منطقه شمال غرب گناباد، A: محدوده کانی‌سازی فلوریت، B: کانسار مس کلاته‌نو و C: محدوده دگرسانی آرژیلیک و کوارتز-سرسیت-پیریت (B و C: دماسنجی بر روی کانی کوارتز انجام شده است).

Fig. 13. Histograms showing frequency distribution of homogenization temperature (Th) in the northwest of Gonabad A: fluorite mineralization area, B: Kalatehno copper deposit, and C: Quartz-sericite-pyrite alteration area (B and C: Microthermometric has done on quartz mineral).



شکل 14. هیستوگرام فراوانی کلی شوری سیال‌های درگیر منطقه شمال غرب گناباد. A: محدوده کانی‌سازی فلوریت، B: محدوده کانی‌سازی مس کلاته‌نو و C: محدوده دگرسانی آرژیلیک و کوارتز-سرسیست-پیریت. (B و C: دماسنجی بر روی کانی کوارتز انجام شده است).

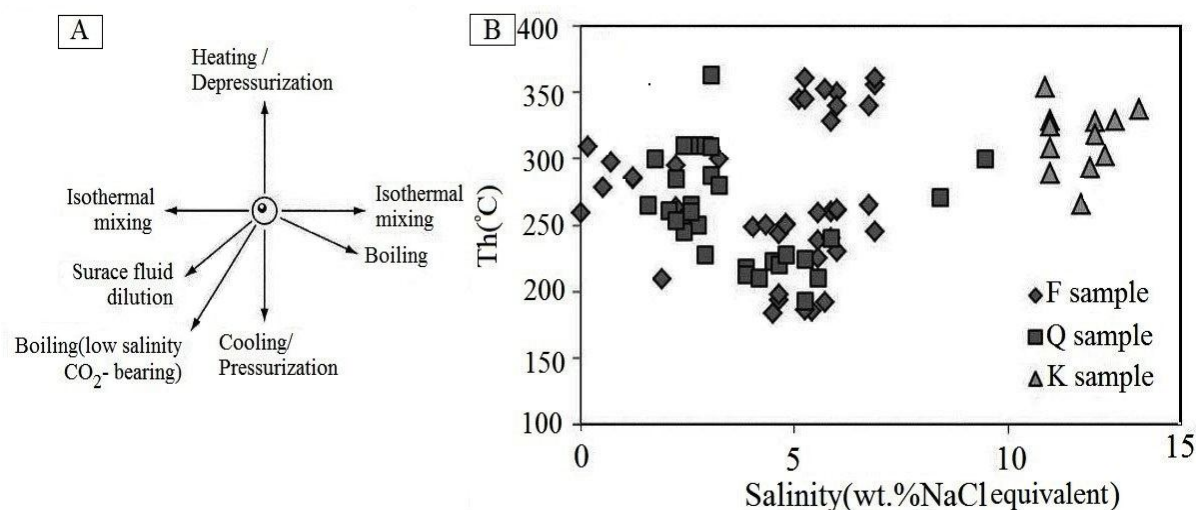
Fig. 14. Histograms showing frequency distribution of salinity (wt.% NaCl equiv.) for fluid inclusions in the northwest of Gonabad. A: Fluorite mineralization, B: Kalatehno copper deposit, and C: Quartz-sericite-pyrite alteration area (B and C: Microthermometric has done on quartz mineral).

توجه به دمای همگن‌شدن و شوری از یکدیگر تفکیک شده‌اند (Wilkinson, 2001). در میان‌بارهای سیال در کانسارهای مس پورفیری، سیالات با دما و شوری بالا (طیف حرارتی از 200 تا 700 درجه سانتی‌گراد و شوری 0 تا 70 درصد وزنی NaCl) منشأ نزدیک به سیستم پورفیری را در نظر می‌گیرند که معمولاً شوری بالا، با حرکت سیالات به سمت بالا و دور شدن از سیستم پورفیری و نزدیکی به سیستم اپی‌ترمال به 1 تا 5 درصد نمک طعام کاهش می‌یابد. طیف حرارتی به دست آمده با اپی‌ترمال قابل مقایسه است. تغییرات شوری میان‌بارهای سیال می‌تواند در نتیجه اختلاط، به تله افتادن میان‌بارهای سیال در

برای تخمین عمق به تله افتادن سیال درگیر در زمان جوشش می‌توان از نمودار عمق-دمای همگن‌شدن-شوری سیالات درگیر (Haas, 1971) استفاده کرد. بر این اساس عمق کانی‌سازی حدود 200 تا 800 متر است (شکل 16). بر اساس نمودار دمای هم‌وزن‌شدن در برابر شوری (شکل 17)، کانی‌سازی در محدوده اپی‌ترمال قرار می‌گیرد. از ویژگی‌های سیستم‌های اپی‌ترمال آن است که دمای هم‌وزن‌شدن آنها بسیار نزدیک به دمای به دام افتادن‌شان است و از آنجا که فشار آنها در حین به دام افتادن بسیار پایین است، نیازی به تصحیح ندارد (Wilkinson, 2001). در شکل 17، کانسارهای مختلف با

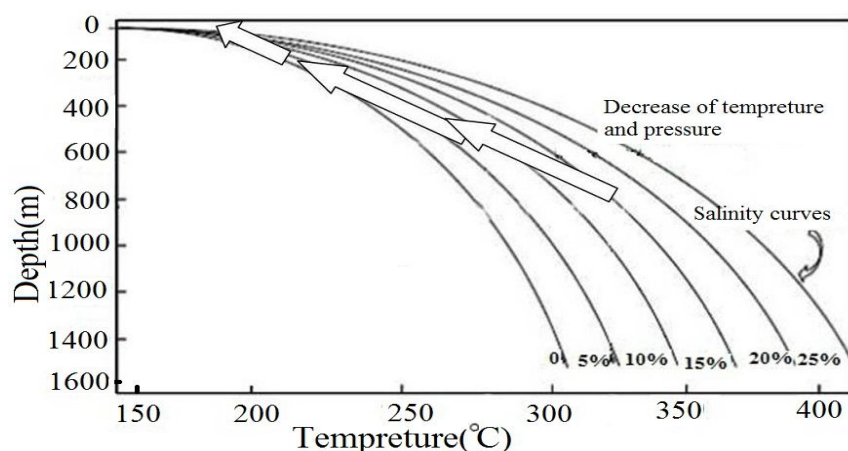
گالن، شوری کمتر از 7 درصد و دمای همگن شدن بین 164 تا 295 درجه سانتی گراد دارد که مشابه کانی سازی فلوریت نوع اپی ترمال است.

مراحل مختلف کانه زایی و یا به واسطه حذف انتخابی آب بعد از به دام افتادن توسط سازوکار تفریق باشد (Hall et al., 1974; Shepherd et al., 1985; Frantz et al., 1992; Hall et al., 1996). نمونه‌ها از نهشته‌های حاوی فلوریت -



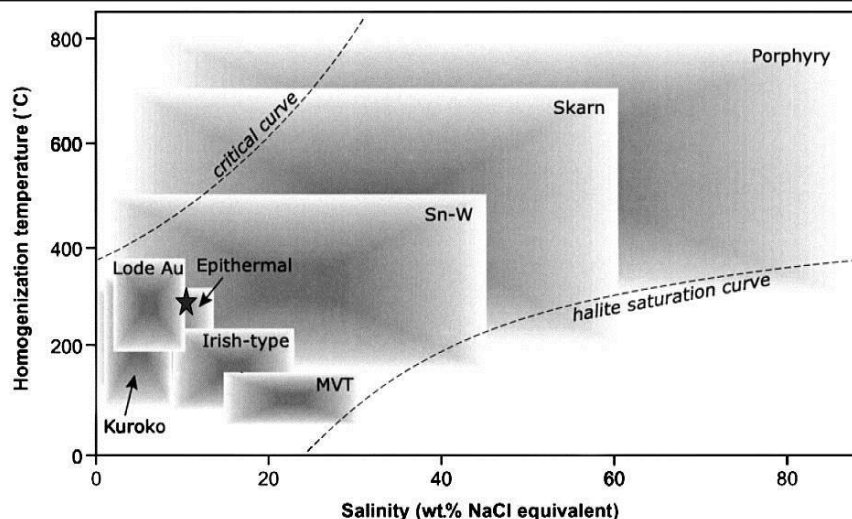
شکل 15. A: نمودار شماتیک نشان‌دهنده روند دمای همگن سازی سیالات در برابر شوری در طی فرایندهای مختلف تکامل سیالات (Wilkinson, 2001), B: دمای همگن شدن سیالات در برابر شوری در نمونه‌های مورد بررسی در شمال غرب گناباد. (K sample: دگرسانی آرژیلیک و کوارتز-سرسیت-پیریت, Q sample: کانی سازی مس کلاته‌نو, F sample: کانی سازی فلوریت)

Fig. 15. A: Schematic diagram showing the trend of fluids homogenization temperature versus salinity during various processes of fluids evolution (Wilkinson, 2001), and B: Homogenization temperature -salinity plot for fluid inclusions in studied samples from the northwest of Gonabad. (K sample: Argillic and quartz-sericite-pyrite alteration, Q sample: Kalateno copper mineralization, F sample: Fluorite mineralization)



شکل 16. روند تغییرات درجه حرارت و تخمین حداقل عمق تشکیل میان‌بارهای سیال در شمال غرب گناباد (Haas, 1971)

Fig. 16. The variations trend in temperature and the estimated minimum depth of the fluid inclusions formation in the northwest of Gonabad (Haas, 1971)



شکل 17. تصویر موقعیت شوری و درجه حرارت همگن‌شدن میان‌بارهای سیال مورد بررسی در شمال‌غرب گناباد (نماد ستاره) در نمودار دمای همگن‌شدن-شوری کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001)

Fig. 17. Th-salinity plot for fluid inclusions (star symbol) in the northwest of Gonabad in the chart of homogenization temperature –salinity for the variety of deposits (Wilkinson, 2001)

نتیجه‌گیری

جدا شده و به سمت بالا حرکت می‌کند. آب‌های جوی در امتداد درز و شکستگی‌ها و گسل‌ها به عمق راه پیدا کرده است و با محلول ماگمایی مخلوط می‌شوند و فرایند همرفتی - مخلوط‌شدگی سیال ایجاد می‌شود و سرانجام بر اثر عواملی چون کاهش دما و تغییرات pH و غیره کان‌سازی در فضای مناسب مانند گسل‌ها شکل گرفته است. حضور کانسارهای اپی‌ترمال در منطقه در کنار سایر شواهد مثل وجود توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، دگرسانی بسیار گسترده آرژیلیک، پروپیلیتیک و غیره می‌تواند با ذخایر بزرگ‌تری در عمق (ذخایر پورفیری)، در ارتباط باشند.

محدوده مورد بررسی تحت‌تأثیر محلول‌های هیدروترمالی دگرسان‌شده است که نشان از ارتباط آن با کانه‌زایی در منطقه مورد بررسی دارد. بر اساس بررسی دما و شوری سیالات در گیر، در زون‌های کان‌سازی و دگرسانی منطقه مورد بررسی، حداقل دو نوع سیال هیدروترمال با دمای هموژن‌شدن و شوری متفاوت در آن ناحیه نقش داشته است. در کانسارهای اپی‌ترمال شکل گرفته، دما، شوری کم سیالات در گیر و کنترل ساختاری در زون‌های کان‌سازی مشابه سیستم‌های اپی‌ترمال است، عناصر فلزی از ماگمای مادر توسط محلول‌های ماگمایی

References

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin, 103(8): 983–992.
Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri,

- S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 41(3): 283–296.
Berberian, M., 1981. Towards a paleogeography

- and tectonic evaluation of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O –NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683–684.
- Brown, P.E. and Lamb W.M., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H_2O+CO_2+NaCl : New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6): 1209–1221.
- Frantz, J.D., Popp, R.K. and Hoering, T.C., 1992. The compositional limits of fluid immiscibility in the system H_2O –NaCl– CO_2 as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry. *Chemical Geology*, 98(2–3): 237–255.
- Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic materials. Society for Sedimentary Geology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 31, Tulsa, Oklahoma, 199 pp.
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66(6): 940–946.
- Hall, W.E., Friedman, I. and Nash, J.T., 1974. Fluid inclusion and light stable isotope study of the Climax molybdenum deposits, Colorado. *Economic Geology*, 69(6): 884–901.
- Hall, G.E.M., Vaive J.E., Beer R. and Hoashi M., 1996. Phase selective leaches for use in exploration geochemistry. In: G.F. Bonham-Carter, A.G. Galley and G.E.M. Hall (Editors), EXTECH I: a multidisciplinary approach to massive sulphide research in the Rusty Lake-Snow Lake greenstone belts, Manitoba, Geological Survey of Canada, Bulletin, 426, pp. 169–200.
- John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, J.M., Bodnar, J.R., Dilles, H.J., Gray, F., Graybeal, T.F., Mars, C.J., McPhee, K.D., Seal, R.S., Taylor, D.R. and Vikre G.P., 2010. Porphyry copper deposit model. In: D.A. John (Editor), Rolla, MO: U.S. Geological Survey, Scientific Investigation Report 2010–5070–B, 186 pp.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroodi, A., Mazaheri, S.A. and Heydariyan, M.R., 2007. Magmatism and different mineralization of Cu–Sn–W in Lut Block. 15th Congress of Crystallography and Mineralogy of Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C.R. and Farmer, L., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd isotopic characteristic, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut Block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H., Stern C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekezadeh Shafaroodi, A., 2011. Review of age, Rb–Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran, Geopersia, 1(1): 19–36.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., 2009. Geology, mineralization, alteration, geochemistry, Microthermometry, radioisotope and Petrogenesis of intrusive rocks copper-gold porphyry Maherabad and Khopik. Ph.D. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 535 pp. (in Persian with English abstract)
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Golmohammadi, A., 2013. Zircon U–Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-North and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 64(5): 256–271.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Stern, C.R., 2015. The Khopik porphyry copper prospect, Lut Block, Eastern Iran: Geology, alteration and mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 522–544.
- Moradi M., Karimpour M.H. and Salati A., 2011. Geology and geochemistry of intrusive rocks of eastern Najm Abad (Gonabad). *Journal of Advanced Applied Geology*, 1(1): 1–10. (in Persian with English abstract)
- Najafi, A., Karimpour, M.H., Ghaderi, M., Stern, Ch. and Farmer, L., 2014. U–Pb zircon geochronology, Rb–Sr and Sm–Nd isotope geochemistry, and petrogenesis of granitoid rocks at Kaje prospecting area, northwest Ferdows: Evidence for upper Cretaceous magmatism in Lut block. *Journal of Economic*

- Geology, 6(4): 107–135. (in Persian with English abstract)
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au potential: examples from the tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(22): 295–332.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. In: P.A. Ribbe (Editor), *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Virginia, 646 pp.
- Roedder, E., 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1):5–20.
- Samiee S., Ghaderi M. and Zirjanizadeh S., 2020. Geochemistry, Fluid Inclusion and Sulfur Isotopes Studies of Hydrothermal Breccia Gold Mineralization in the Khunik Area, Khorasan Jonoubi Province (Iran). *Journal of Economic Geology*, 11(3): 473–495. (in Persian with English abstract)
- Samiee S. and Zirjanizadeh S., 2019. Geology, mineralogy and geochemistry of Koodakan 2 prospecting area, South of Birjand, East of Lut Block. *Journal of Economic Geology*, 11(2): 339–355. (in Persian with English abstract)
- Shepherd, T.J., Rankin A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion, Blackie & Sons, Glasgow, 239 pp.
- Zirjanizadeh, S., 2015. Mineralogy, Geochemistry and Petrogenesis of igneous rocks northeast Gonabad, Ph.D. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 259 pp. (in Persian with English abstract)
- Wilkinson, J. J., 2001., Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55(1–4): 229–272.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Van den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1–4): 27–47.



مقاله پژوهشی

زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی، زمین‌شیمی، بررسی سیالات درگیر، پتروژنز و سن‌سنجی دایک‌های دیوریتی محدوده مس رباعی (جنوب دامغان)

مهدی مهدوی آکردی¹، آزاده ملکزاده شفارودی^{1،2*}، محمدحسن کریم‌پور^{1،2} و بهنام رحیمی^{2،1}

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(2) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: 1398/08/01، پذیرش: 1398/10/18

چکیده

محدوده اکتشافی مس رباعی در کمربند تروند-چاه شیرین در فاصله 95 کیلومتری جنوب دامغان واقع شده است. سنگ‌شناسی منطقه از واحدهای آتشفشانی انوسن با ترکیب آندزیت و تراکی آندزیت تشکیل شده که دایک‌هایی با ترکیب دیوریتی در این واحدها نفوذ کرده است. زون‌های دگرسانی رخنمون‌یافته در این منطقه شامل پروپیلیتیک، سریسیتی، آرژیلیک و کربناتی شدن است. کانی‌سازی به صورت رگه‌ای با شیب بین 60 تا 80 درجه با روند شمال شرقی - جنوب غربی و عرض 1 تا 5 متر در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها رخ داده است. کانی‌های اولیه شامل کالکوپیریت، بورنیت و پیریت و کانی‌های ثانویه شامل کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت، گوتیت، لیمونیت و همتایت است. مقدار مس بین 0/01 تا 5/6 درصد متغیر است و همچنین مقدار عناصر سرب، روی، نقره و طلا در منطقه، پایین است. دایک‌های دیوریتی منطقه غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون¹ و عناصر نادر خاکی سبک²، و تهی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سنگین³ و عناصر با شدت میدان بالا⁴ نشان می‌دهند.

مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ، $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، ϵNdi بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری به ترتیب برابر با 0/705664، 0/518426 و 1/7- است. همه این شواهد با تشکیل شدن دایک‌های دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی از گوشته اولیه با ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای در بالای زون فروانش همسو است. بر اساس داده‌های U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن دایک‌ها برابر با $50/0 \pm 49/49$ میلیون سال مربوط به اشکوب ایپرزین (انوسن زیرین) است. دماسنجی بر روی سیالات درگیر اولیه موجود در کانی کلسیت مرتبط با کانی‌سازی، بیانگر تشکیل این نوع کانی‌سازی در دمای حدود 165 تا 300 درجه سانتی‌گراد از سیالی با شوری متوسط (7 تا 16 درصد وزنی معادل نمک طعام) است. مخلوط شدن سیال‌ها با شوری متفاوت و در نتیجه کاهش شوری مهم‌ترین عامل در ته‌نشست مس در منطقه است. شواهد سنگ‌شناسی، دگرسانی، شکل و حالت کانی‌سازی، کنترل ساختاری، سیالات درگیر و ناهنجاری‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که کانی‌سازی مس رگه‌ای محدوده اکتشافی رباعی از نوع اپی‌ترمال است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌سازی، سیالات درگیر، ایزوتوپ‌های Nd-Sr، سن‌سنجی U-Pb، رباعی، تروند-چاه شیرین، ایران

1. Large-Ion-Lithophile Elements (LILE)
2. Light Rare Earth Elements (LREE)
3. Heavy Rare Earth Elements (HREE)
4. High-Field-Strength-Elements (HFSE)

مقدمه

محدوده اکتشافی مس رباعی در 95 کیلومتری جنوب شهر دامغان، 5 کیلومتری جنوب شرق روستای دیان و 2 کیلومتری کلاته رباعی در استان سمنان قرار دارد. منطقه موردنظر بین طول جغرافیایی $27^{\circ} 30' 54''$ تا $42^{\circ} 30' 54''$ و عرض جغرافیایی $29^{\circ} 22' 35''$ تا $23^{\circ} 47' 35''$ بر روی نقشه زمین‌شناسی 1:100000 کلاته-رشم قرار گرفته است (Nogol Sadat and Alavi, 1993) (شکل A-1 و B). این منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری ایران در پهنه ایران مرکزی و در بخش شمالی آن در کمربند آتشفشانی نفوذی تروند-چاه‌شیرین قرار گرفته است (Houshmandzadeh et al., 1978). کمربند آتشفشانی-نفوذی تروند-چاه‌شیرین حاصل ماگماتیسم ترشیری در پهنه ایران مرکزی است که از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیتی و توده‌های گرانودیوریتی با ترکیب غالب دیوریتی تشکیل شده است (Fard et al., 2001). این کمربند به علت دارا بودن محیط زمین‌ساختی مناسب و وجود سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی انوسن، شرایط زمین‌شناسی مناسبی را برای تشکیل فلزات پایه از جمله مس، سرب، روی، طلا، نقره و سایر فلزات قیمتی و گران‌بها ایجاد کرده است که کانسار مس رباعی نمونه‌ای از آن است. به دلیل بالا بودن پتانسیل معدنی، وجود معادن و کانسارهای با ارزش فلزات پایه و گران‌بها، پژوهش‌های گسترده‌ای در زمینه پترولوژی، زمین‌شناسی اقتصادی، زمین‌ساخت و همچنین بررسی‌های پی‌جویی برای عناصر مختلف در این کمربند انجام شده است که از آن جمله می‌توان کانسار طلا-مس کوه‌زر (Rohbakhsh et al., 2018)، طلای گندی و ابولحسنی شمال معلمان (Shamanian et al., 2004)، کانه‌زایی رگه‌ای مس (سرب، روی) چاه‌مسی (Imamjome et al., 2009)، کانه‌زایی رگه‌ای مس چالو (Mehrabi and Ghasemi, 2012)، کانی‌زایی طلا-مس باغو (Niroomand et al., 2010; Moradi, 2018)، کانه‌زایی کانسار اسکارن آهن

رباعی (Badozadeh Kanrish, 2011)، کانسار سرب (روی) انارو (Shiri, 2013) و کانسار مس دیان (Nahidifar et al., 2014) را نام برد. تاکنون گزارش پایان عملیات اکتشاف مس رباعی مربوط به سازمان صنایع و معادن استان سمنان، توسط شرکت زمین پویان فراز آسیا تهیه شده است. شرکت زمین پویان فراز آسیا تعداد 7 گمانه در منطقه حفر کرده و 45 نمونه ژئوشیمیایی از گمانه‌ها تجزیه کرده است (Taghipour, 2016). همچنین پژوهشی بر روی زمین‌شناسی، کانی‌سازی، زمین‌شیمی و سیالات در گیر در منطقه انجام شده است (Abdollahi Heidari and Fardoust, 2015). در پژوهش انجام شده توسط نویسندگان، علاوه بر تجزیه گمانه‌های حفاری، تعداد 8 نمونه از کانی‌سازی سطحی و 4 نمونه برای تجزیه طلا بعد از آماده‌سازی به روش فایر اسی¹ و اندازه‌گیری به روش ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین یک نمونه از دایک دیوریتی میزبان کانی‌سازی برای تعیین منشأ و سن ماگما به روش Rb-Sr و U-Pb مورد تجزیه قرار گرفت که در پژوهش قبلی انجام نشده بود. هدف از این پژوهش، بررسی‌های جامع تر سنگ‌شناسی، کانی‌سازی، دگرسانی، و زمین‌شیمی دایک‌های دیوریتی و مناطق کانی‌سازی، سن‌سنجی دایک‌های دیوریتی میزبان کانی‌سازی و بررسی ایزوتوپ‌های رادیواکتیو Rb-Sr دایک‌های دیوریتی منطقه برای ارزیابی چگونگی تشکیل ماگماست تا راهی برای شناسایی این نوع کانسارها در کمربند تروند-چاه‌شیرین و منطقه باشد.

روش مطالعه

برای انجام بررسی‌های سنگ‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی، بافت و روابط پاراژنتیکی، 40 عدد مقطع نازک، 10 عدد مقطع نازک صیقلی و 6 عدد بلوک صیقلی تهیه و مورد بررسی قرار گرفت. تعداد 3 نمونه از دایک‌های دیوریتی با کمترین دگرسانی از مناطق مورد بررسی انتخاب شدند و نمونه‌ها پس از خردایش و آماده‌سازی، برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی به روش فلورسان پرتو ایکس² در شرکت کانساران

1. Fire Assay

2. X-ray Fluorescence (XRF)

بینالود تهران (نوع دستگاه فیلیپس مدل PW 1480) تجزیه شدند. همچنین این سه نمونه برای تجزیه عناصر فرعی و نادر خاکی به روش محلول‌سازی ذوب قلیایی و استفاده از روش پلاسما جفت‌شده القایی¹ در آزمایشگاه ACME کانادا تجزیه شدند. برای تجزیه زمین‌شیمیایی تعداد 8 نمونه از رگه‌های کانی‌سازی به روش ICP-OES در شرکت زرآرما تهران و 45 نمونه از گمانه‌های حفاری در آزمایشگاه زرآرما و کانپژوه به روش ICP-AES مورد تجزیه قرار گرفتند. همچنین تعداد 4 نمونه از رگه‌های کانی‌سازی برای تعیین مقدار عنصر طلا به روش آماده‌سازی Fire assay و اندازه‌گیری به روش ICP-MS در شرکت زرآرما تهران تجزیه شد. پس از بررسی جامع زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی و ناهنجاری‌های زمین‌شیمیایی و تعیین توالی پاراژنتیکی در منطقه، نمونه‌های کلسیتی که بهترین معرف برای شرایط تشکیل کانی‌سازی هستند انتخاب شدند و تعداد 6 عدد مقطع دوبرصیقل از رگچه‌های کانی‌سازی برای بررسی سیالات درگیر تهیه شد. دماسنجی سیالات درگیر با دستگاه سردکننده و گرم‌کننده لینکام مدل THMSG 600 در دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. گستره دمایی دستگاه بین 190- تا 600+ درجه سانتی‌گراد و با دقت $2 \pm ^\circ\text{C}$ است. شوری و چگالی سیالات درگیر با استفاده از نرم‌افزار اکسل Flincs Hokie اندازه‌گیری شد (Lecumberri-Sanchez et al., 2012; Steele- (MacInnis et al., 2012).

تعداد 1 نمونه از دایک‌های دیوریتی در منطقه رباعی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن سن‌سنجی شد. آماده‌سازی نمونه‌ها در شرکت زمین ریزکاوان تهران انجام شد. تعداد 100 عدد زیرکن جداسازی شد. از زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس عکس‌برداری شد. 25 عدد از این زیرکن‌ها در مرکز آریزونا (دانشگاه آریزونا امریکا) به روش Laser Ablation ICP-MS مورد سن‌سنجی قرار گرفت. ترکیبات ایزوتوپی با محاسبه خطای میانگین 2σ به دست آمد.

تعداد 1 نمونه از دایک‌های دیوریتی با حداقل دگرسانی از منطقه برای ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd تجزیه شد. تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd در دانشگاه آویرو پرتغال بر روی نمونه سنگ کل توسط دستگاه Mass Spectrometer (TIMS) VG Sector 54 انجام شد. نمونه‌ها در هاون آگاتی پودر شدند. نمونه‌های پودر شده در محلول HF/HNO_3 در مخزن‌های اسید Teflon Parr در دمای 200 درجه سانتی‌گراد به مدت 3 روز حل شدند. پس از تبخیر محلول نهایی، نمونه‌ها در HCl (6 نرمال) حل و خشک شدند. عناصر برای تجزیه با استفاده از روش کروماتوگرافی یون متعارف در دو مرحله خالص شد، جدایش Sr در ستون تبادل یونی با رزین تبادل کاتیونی AG8 50 W Bio-Rad و خالص‌سازی Nd از دیگر لانتانیدها در ستون‌ها با رزین تبادل کاتیون Ln Resin (فناوری‌های ElChrom) انجام شد. هم‌هواکشی‌گرهایی که در جدایش نمونه‌ها استفاده شد، از تقطیر زیر نقطه جوش به دست آمد و آب توسط یک دستگاه عنصر Milli-Q (Millipore) حاصل شد. Sr در یک تک رشته Ta با H_3PO_4 ذخیره شد؛ اما Nd در بخش خارجی رشته Ta با HCl در یک آرایش رشته سه‌گانه ذخیره شد. نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd برای تفکیک جرمی نسبت به $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0/1194$ و $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0/7219$ تصحیح شدند. استاندارد SRM-988 دارای مقدار میانگین (95% conf. lim) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0/16 \pm 710279$ (N=12: JNdi-1 و استاندارد $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0/78 \pm 5120984$ (N=13: conf. lim=95%) دارای مقدار میانگین (95% conf. lim) بوده است.

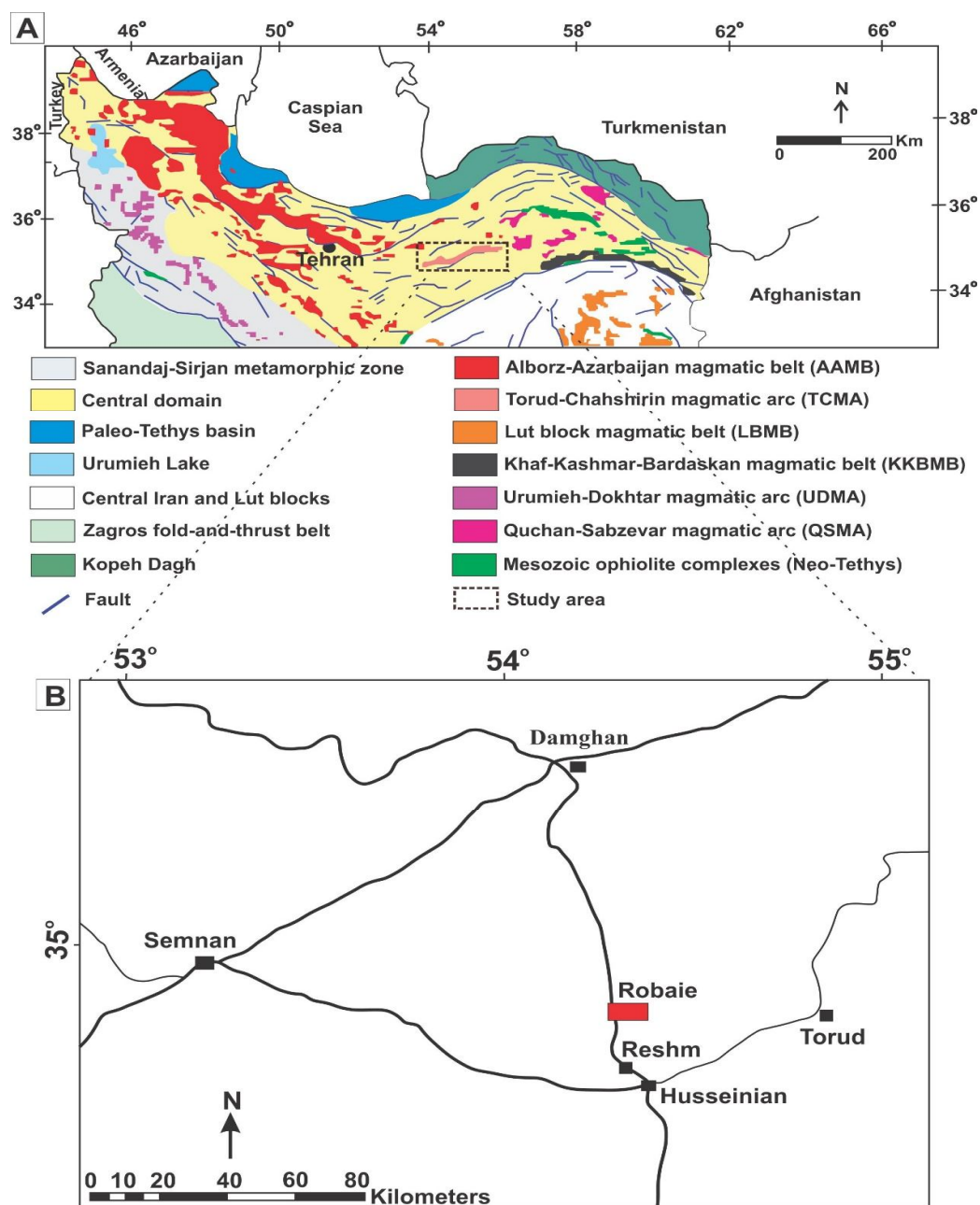
زمین‌شناسی منطقه

محدوده مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی 1:250000 تهرود-چاه‌شیرین و ورقه زمین‌شناسی 1:100000 کلاته-رشم واقع شده است (Nogol Sadat and Alavi, 1993). بر پایه این نقشه‌ها، همه محدوده اکتشافی مس رباعی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط آندزیتی تشکیل شده است؛ اما بررسی‌های

1. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)

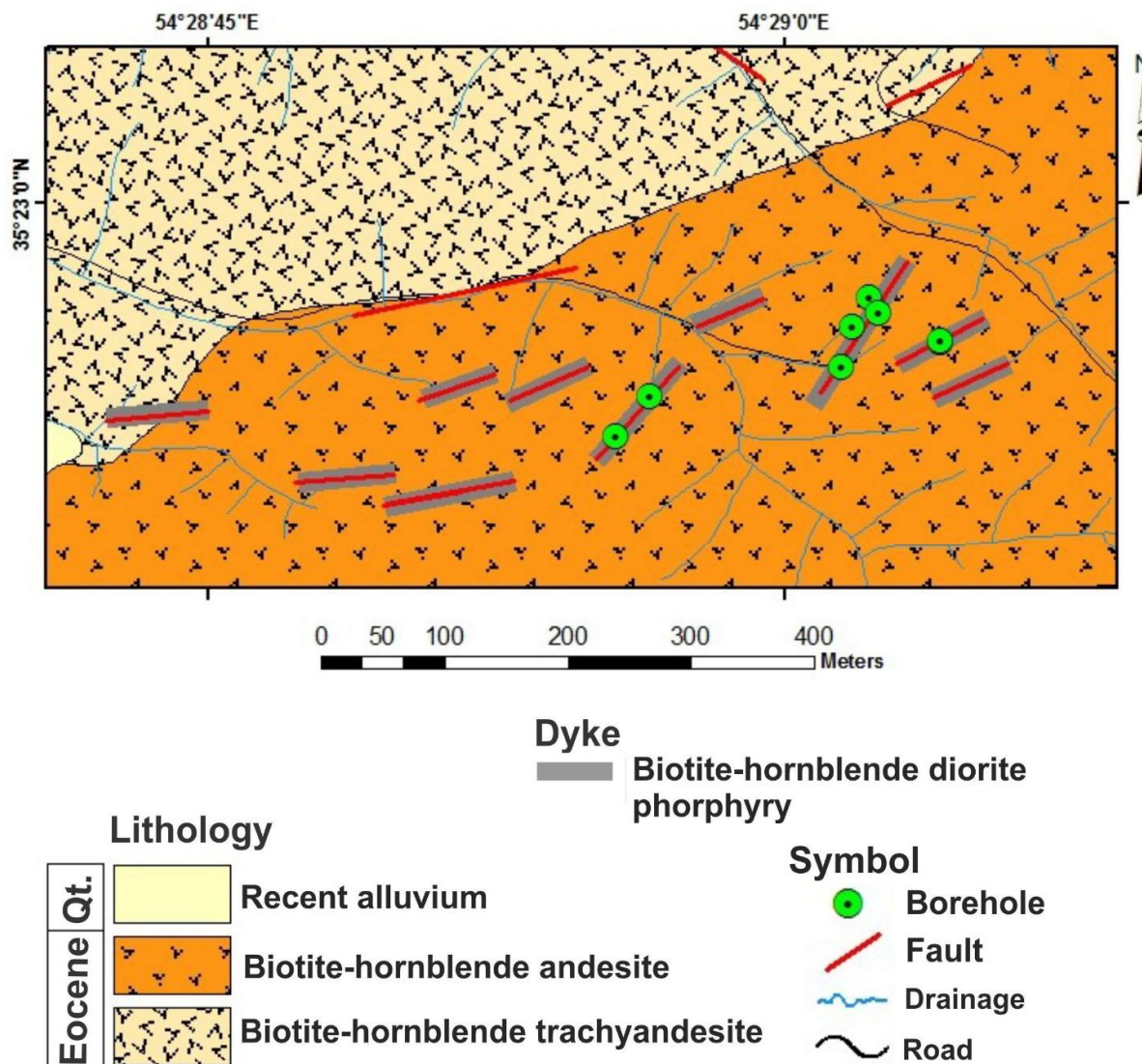
بررسی نفوذ کردند که میزبان اصلی کانی‌سازی مس هستند (شکل 2).

تفضیلی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس 1:1000 نشان می‌دهند افزون بر سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های آذرین نفوذی نیمه عمیق به صورت دایک (دیوریت پورفیری) در منطقه مورد



شکل 1. A: نقشه زمین‌شناسی-ساختاری ایران اصلاح‌شده از ریچارد و همکاران (Richards et al., 2012) و B: راه‌های دسترسی به منطقه رباعی

Fig. 1. A: Geological-structural map of Iran (modified from Richards et al., 2012), and B: Access roads to the Robaie area



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی محدوده مس رباعی (مقیاس 1:1000)

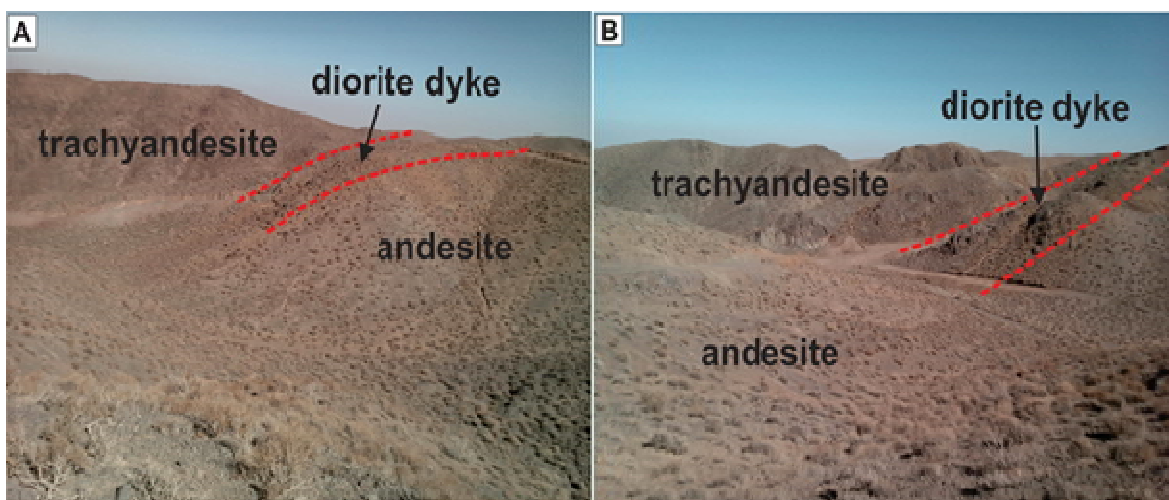
Fig. 2. Geological map of the Robaie copper area (scale 1:1,000)

هورنبلند تراکی آندزیت پوشیده شده است. بیوتیت-هورنبلند آندزیت در مشاهدات صحرایی به صورت رخنمون برجسته و تیره‌رنگ و در سطح تازه به رنگ خاکستری تیره و گاهی متمایل به رنگ قهوه‌ای (آغستگی به اکسیدهای آهن) در قسمت جنوبی منطقه قابل مشاهده است (شکل 2). این واحد دارای بافت پورفیری بوده و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند و بیوتیت در نمونه دستی قابل مشاهده است. آندزیت‌ها

رگه‌های کانی‌سازی در داخل این دایک‌ها تشکیل شده‌اند. بر اساس بازدید صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی، واحدهای زمین‌شناسی شناسایی شده در محدوده اکتشافی مس رباعی به سه دسته شامل سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن (Houshmandzadeh et al., 1978)، دایک‌های دیوریتی و رسوبات کواترنری تقسیم می‌شوند (شکل 2). بیشتر منطقه از سنگ‌های آتشفشانی بیوتیت-هورنبلند آندزیت و بیوتیت-

تیره تا خاکستری دیده می‌شوند (شکل‌های 2 و 3-A و B). دارای بافت پورفیری بوده و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند و بیوتیت در نمونه دستی قابل مشاهده است. دایک‌ها با عرض 1 تا 8 متر و طول 10 تا 100 متر با شیب بین 60 تا 80 درجه و در برخی بالای 80 درجه با روند شمال شرقی - جنوب غربی در واحدهای آتشفشانی نفوذ کرده‌اند (شکل‌های 2 و 3-A و B). مهم‌ترین دگرسانی همراه این واحدها کربناتی و سریستی است. واحدهای کواترنری شامل رسوبات آبرفتی عهد حاضر هستند که در بخش غربی منطقه وجود دارند (شکل 2).

با شدت‌های مختلف دچار دگرسانی پروپلیتیک، سریستی و آرژیلیک شده‌اند. بیوتیت-هورنبلند تراکی آندزیت در مشاهدات صحرایی به صورت مورفولوژی برجسته و تیره‌رنگ در قسمت شمالی منطقه مشاهده می‌شود (شکل‌های 2 و 3-A و B). این واحد دارای بافت پورفیری بوده و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند و بیوتیت در نمونه دستی قابل مشاهده است. دگرسانی غالب این واحدها سریست-آرژیلیک است. دایک‌های موجود در منطقه رباعی دارای ترکیب بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری هستند که در داخل سنگ‌های آتشفشانی منطقه نفوذ کرده‌اند. در مشاهدات صحرایی به رنگ



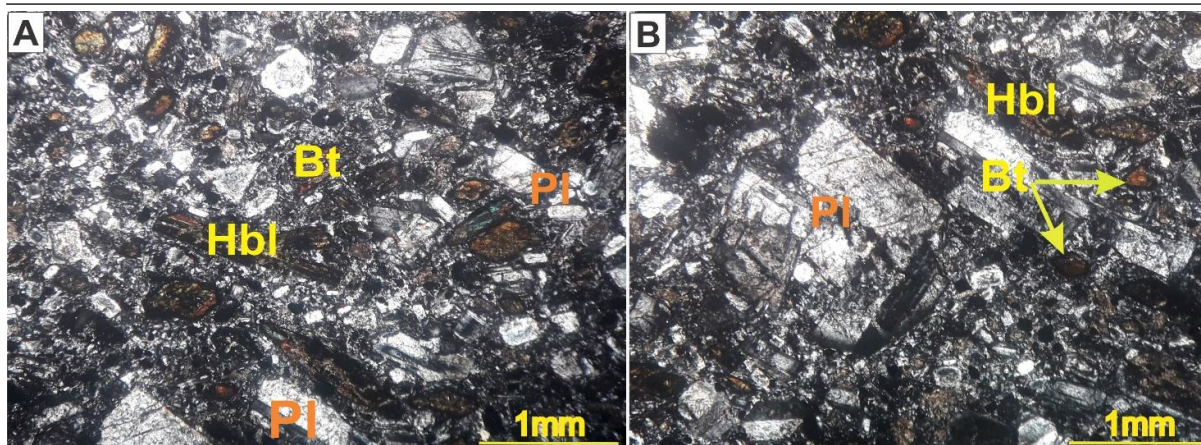
شکل 3. A و B: تصویر صحرایی از بیرون‌زدگی سنگ‌های آتشفشانی و دیوریت پورفیری محدوده مس رباعی (دید به سمت شمال شرق)

Fig. 3. A and B: Outcrop and field photographs of volcanic rocks and diorite porphyry in the Robaie copper area (view to the northeast)

است. پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های پتاسیم 15 تا 20 درصد به سریست و کانی‌های رسی تبدیل شدند. هورنبلند و بیوتیت با حاشیه‌های سوخته هستند که در بعضی نمونه‌ها تا 60 درصد توسط کلسیت جایگزین شدند و در بعضی دیگر از نمونه‌ها 15 تا 20 درصد به کلریت دگرسان شدند. کانی‌های کدر موجود در واحد بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری، مگنتیت و به مقدار کم پیریت است که کمتر از یک درصد سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل 4-A و B).

پتروگرافی دیوریت پورفیری

واحد بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا دانه متوسط است. این سنگ نزدیک به 40 تا 45 درصد درشت‌بلور دارد. این کانی‌ها عبارتند از: پلاژیوکلاز (30 تا 35 درصد حجمی)، فلدسپات پتاسیم (3 تا 5 درصد حجمی)، هورنبلند (3 تا 5 درصد حجمی) و بیوتیت (1 تا 2 درصد حجمی). زمینه سنگ نیز از کانی‌های مشابه درشت‌بلورها تشکیل شده است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت و زیرکن



شکل 4. A و B: تصاویر میکروسکوپی از دایک‌های دیوریت پورفیری در محدوده مس رباعی (تصاویر در XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Bt: بیوتیت).

Fig. 4. A and B: Microscopic images of dioritic porphyry dykes from the Robaie copper area (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Hbl: Hornblende, Bt: Biotite).

دگرسانی و کانی‌سازی

با توجه به بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی انجام‌شده بر روی نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری، در این منطقه چهار نوع دگرسانی اصلی در سطح و عمق شناسایی شده است که عبارتند از: 1- پروپیلیتیک، 2- آرژلیک، 3- سریسیت-کربنات و 4- کربناتی. این چهار نوع دگرسانی بر اساس فراوانی و کانی‌های به‌دست آمده و شدت دگرسانی به زیر زون‌هایی تفکیک شده‌اند (شکل 5). کانی‌سازی در منطقه بیشتر با دگرسانی کربناتی همراه است.

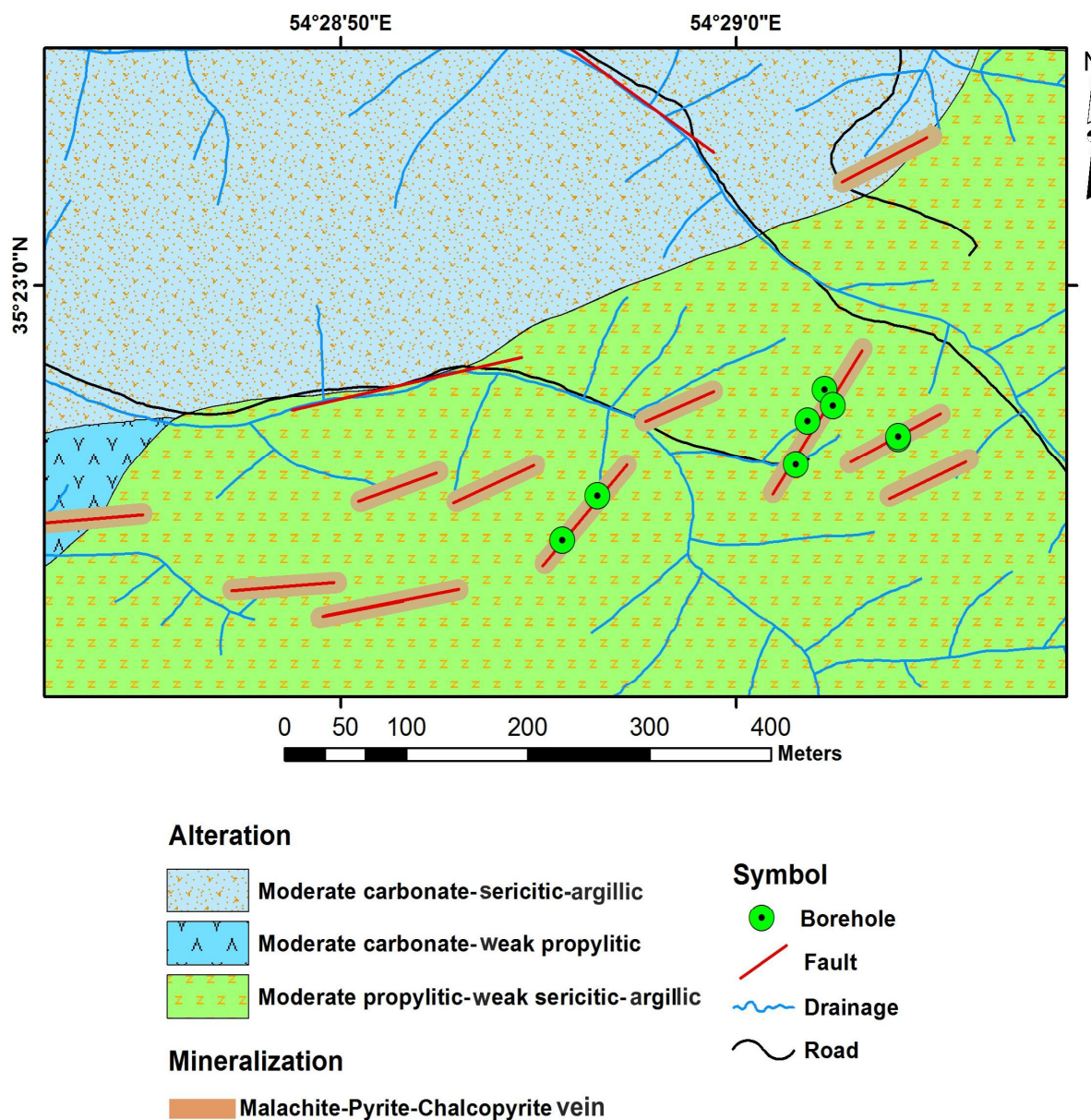
دگرسانی پروپیلیتیک: این نوع دگرسانی در بخش جنوبی منطقه رخنمون‌داشته و واحدهای بیوتیت-هورنبلند آندزیت را تحت تأثیر قرار داده که بیشترین وسعت را در منطقه دارد و در صحرا به رنگ سبز کم‌رنگ دیده می‌شود (شکل A-6). مقدار این نوع دگرسانی در مغزه‌های حفاری به‌صورت محلی و بسیار کم نسبت به سایر دگرسانی‌هاست. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این دگرسانی، کلریت و کانی‌های فرعی این زون، سریسیت و کانی‌های رسی است. شدت این دگرسانی در منطقه ضعیف تا متوسط است. ویژگی بارز این دگرسانی تبدیل 30 تا 60 درصد هورنبلند و بیوتیت به کلریت و

تبدیل 3 تا 10 درصد پلاژیوکلازها به سریسیت و کانی‌های رسی است (شکل‌های 5 و C-6).

دگرسانی سریسیت-کربنات: این نوع دگرسانی در بخش شمالی منطقه رخنمون‌داشته و واحد بیوتیت-هورنبلند تراکی آندزیت را تحت تأثیر قرار داده است که وسعت زیادی در منطقه داشته و در صحرا به رنگ سفید دیده می‌شود (شکل 6-A). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این دگرسانی، سریسیت و کانی‌های فرعی این زون، کانی‌های رسی و کلسیت است. ویژگی بارز این دگرسانی تبدیل 40 تا 60 درصد پلاژیوکلازها به سریسیت و جانشینی 20 تا 30 درصد پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت توسط کربنات (کلسیت) است (شکل D-6). شدت این دگرسانی در منطقه ضعیف تا متوسط است. همچنین این دگرسانی در اطراف رگه‌های کانی‌سازی دیده می‌شود که عرضی حدود 2 تا 6 متر دارد (شکل B-6). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این دگرسانی سریسیت و کوارتز و کانی‌های فرعی این زون، کانی‌های کلسیت و اکسیدهای آهن است. ویژگی بارز این دگرسانی تبدیل 60 تا 70 درصد پلاژیوکلازها به سریسیت است (شکل E-6).

اصلی تشکیل‌دهنده این دگرسانی، کانی‌های رسی و کوارتز و کانی‌های فرعی این زون، سریسیت و کلسیت است. ویژگی بارز این دگرسانی تبدیل 50 تا 70 درصد پلاژیوکلازها به کانی رسی و جانشینی 10 تا 20 درصد پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت توسط سریسیت و کربنات (کلسیت) است (شکل A-6).

دگرسانی آرژلیک: این نوع دگرسانی در بخش شمالی منطقه رخنمون داشته و واحد بیوتیت-هورنبلند تراکی‌آندزیت را تحت‌تأثیر قراردادده است. این زون وسعت خیلی زیادی در منطقه نداشته و در صحرا به رنگ سفید دیده می‌شود (شکل A-6). شدت این دگرسانی در منطقه ضعیف تا متوسط است. کانی‌های



شکل 5. نقشه دگرسانی و کانی‌سازی محدوده مس رباعی با مقیاس 1:1000

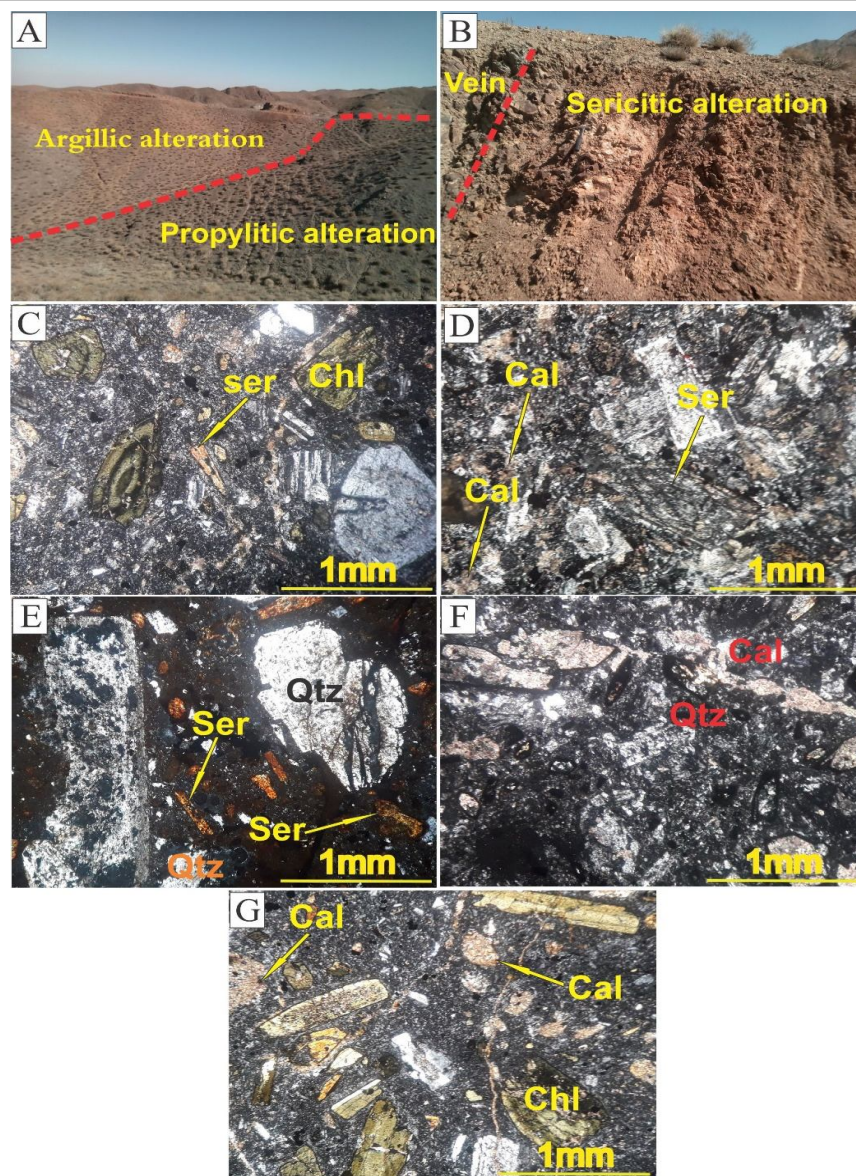
Fig. 5. Alteration and mineralization map of the Robaie copper area (scale 1:1000)

کربناتی شدن: دگرسانی غالب همراه کانی‌سازی کربناتی شدن است که بیشتر به صورت رگچه‌هایی به ضخامت 0/1 میلی‌متر تا 0/5 سانتی‌متر دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این دگرسانی، کلسیت است. این دگرسانی بیشتر واحد بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری را تحت تأثیر قراردادده است. همچنین در بخش‌هایی از زون کانی‌سازی دگرسانی کربناتی به صورت پراکنده و جانشینی در کانی‌های هورنبلند (60 تا 80 درصد) و پلاژیوکلاز (10 تا 15 درصد) مشاهده شد (شکل F-6). همچنین این دگرسانی همراه با کلریتی شدن در بخش شرقی منطقه نیز دیده می‌شود و واحدهای بیوتیت-هورنبلند آندزیت را تحت تأثیر قراردادده است که کمترین وسعت را در منطقه دارد. در این واحد کانی اصلی، کلسیت و کانی‌های فرعی آن، کلریت و سریسیت است. این بخش از دگرسانی با تبدیل حدود 30 تا 50 درصد پلاژیوکلاز به کربنات (کلسیت) و 5 تا 10 درصد بیوتیت و هورنبلند به کلریت تشکیل شده است (شکل 5 و G-6).

کانه‌زایی مس در محدوده اکتشافی رباعی، شامل چندین رگه معدنی، در منطقه‌ای به طول 1 کیلومتر و عرض بین 1 تا 5 متر متفاوت است. کانی‌سازی به شکل رگه‌هایی با شیب بین 60 تا 80 درجه و در بعضی رگه‌ها بیش از 80 درجه با روند شمال شرقی-جنوب غربی در داخل زون‌های گسلی با روند NS-SW رخ داده است (شکل A-7 و B). کانه‌زایی مس در منطقه رباعی اغلب در سطح کربناتی (مالاکیت) و در عمق سولفیدی است. کانی‌سازی اولیه شامل کالکوپیریت (1 تا 2 درصد)، بورنیت و پیریت (0/5 تا 1 درصد) است. پیریت و کالکوپیریت با بافت توده‌ای و پراکنده اغلب بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در عمق بیش از 18 متر در مغزه‌های حفاری دیده می‌شوند. اندازه این کانی‌ها از چند میکرون تا 1 میلی‌متر متغیر است (شکل F-7 و E). بورنیت به مقدار کم در منطقه تشکیل شده است. این کانی در شکستگی‌ها در اثر جانشینی به کالکوسیت و کوولیت تبدیل شده است. همچنین این کانی از حاشیه‌ها به کانی کالکوسیت (15 تا 20 درصد) و مالاکیت (15 تا 30 درصد) جانشین شده است (شکل D-7).

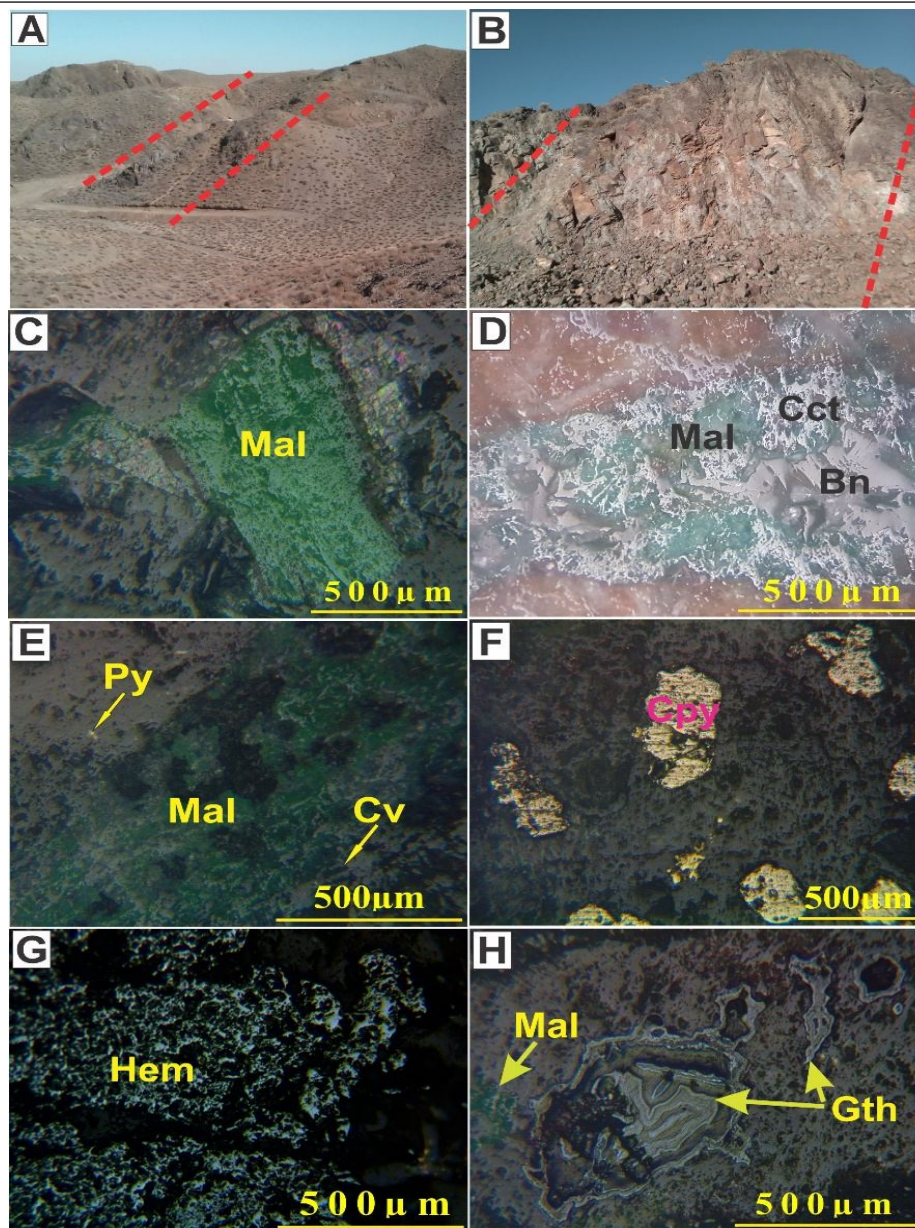
کانی‌های ثانویه شامل مالاکیت، کالکوسیت، کوولیت، آزوریت، همتایت، لیمونیت و گوتیت است. این کانی‌ها در قالب بافت‌های رگچه‌ای، پراکنده و جانشینی ثانویه دیده می‌شوند. بافت رگچه‌ای و جانشینی فراوان‌ترین حالت کانی‌سازی در منطقه رباعی است. کانی مالاکیت با بافت رگچه‌ای (0 تا 1/5 سانتی‌متر) و جانشینی فراوان‌ترین کانی کربناتی مس در منطقه است که بخش وسیعی از منطقه را دربر گرفته است (شکل C-7، D و E). گسترش جانبی اکسیدهای آهن در اطراف رگه‌های کانی‌سازی به 3 تا 4 متر می‌رسد. کالکوسیت و کوولیت در اثر تبدیل کالکوپیریت و به صورت جانشینی شکل گرفتند. میزان تبدیل کالکوپیریت به کالکوسیت 90 تا 100 درصد و کالکوسیت به کوولیت 30 تا 60 درصد است (شکل D-7 و E). کانی آزوریت به مقدار خیلی کم همراه با مالاکیت تشکیل شده است. همتایت در قسمت‌های سوپرژن منطقه به صورت پراکنده و رگچه‌ای بر اثر هوازدگی کانی پیریت (80 تا 100 درصد) تشکیل شده است (شکل G-7). گوتیت با بافت کلوفرمی در قسمت‌های سطحی بر اثر اکسیداسیون کانی‌های پیریت و کالکوپیریت تشکیل شده است (شکل H-7).

توالی همیافتی کانسار مس رباعی به سه بخش زون هیپوژن، زون اکسیده و زون سوپرژن تقسیم می‌شود. در مرحله هیپوژن محلول کانه‌دار حاوی مس و آهن از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها در دایک‌های دیوریتی نفوذ کرده و در فضای خالی و شکستگی‌های ایجاد شده، موجب تشکیل کالکوپیریت، بورنیت و پیریت شده است. در مرحله اکسیدان، کانی‌سازی در سطح یا نزدیک سطح زمین تحت تأثیر فرایندهای هوازدگی و اکسیداسیون قرار گرفته و موجب تغییر و تبدیل کانی‌های اولیه به کانی‌های ثانویه سولفیدی مس کالکوسیت و کوولیت و همچنین کانی‌های کربناتی مس مالاکیت و آزوریت و کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی مانند همتایت، لیمونیت و گوتیت شده است (شکل 8). همچنین کانی‌های کوارتز و کلسیت کانی‌های باطله مراحل اولیه همراه کانی‌سازی هستند.



شکل 6. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از دگرسانی واحدهای آتشفشانی و دایک‌های دیوریتی محدوده مس رباعی (تصاویر در XPL). A: مرز بین دگرسانی پروپلیتیک و آرژیلیک (دید به سمت شمال)، B: دگرسانی سریسیتی در اطراف رگه‌های کانی‌سازی (دید به سمت شمال)، C: دگرسانی پروپلیتیک با تبدیل بیوتیت و هورنبلند به کلریت در آندزیت‌ها، D: دگرسانی سریسیتی با تبدیل پلاژیوکلاز به سریسیت و کلسیت، E: دگرسانی سریسیتی با تبدیل پلاژیوکلاز به سریسیت، F: دگرسانی کربناتی شدن در داخل رگه‌ها و G: دگرسانی کربناتی با تبدیل پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند به کربنات و کلریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ser: سریسیت، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز).

Fig. 6. Field and microscopic image of alteration assemblages of volcanic rock and dioritic dykes from the Robaie copper area (XPL). A: Border between argillic and propylitic alterations (view to the north), B: sericitic alteration in around of mineralization vein (view to the north), C: propylitic alteration with convert of biotite and hornblende to chlorite in andesite, D: Sericitic alteration with covert of plagioclase to sericite and calcite, E: Sericitic alteration with convert of plagioclase to sericite, F: Carbonate alteration in veins, and G: Carbonate alteration with convert of plagioclase, biotite, and hornblende to carbonate and chlorite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qtz: quartz, Chl: chlorite, Ser: sericite, Cal: Calcite).



شکل 7. تصویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کانی‌سازی‌های محدوده مس رباعی. A و B: رخنمون رگه‌های کانی‌سازی (دید به سمت شمال شرق)، C: کانی‌سازی مالاکیت در رگچه‌ها، D: جانشینی کالکوسیت و مالاکیت در حاشیه کانی بورنیت، E: تشکیل مالاکیت و کوولیت در رگچه‌ها، F: کانی‌سازی پراکنده کالکوپیریت در دایک دیوریتی، G: تشکیل کانی هماتیت بر اثر جانشینی پیریت و H: بافت کلوفرمی گوتیت که بر اثر هوازدگی پیریت تشکیل شد. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpy: کالکوپیریت، Mal: مالاکیت، Cct: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Bn: بورنیت، py: پیریت، Hem: هماتیت، Gth: گوتیت).

Fig. 7. Macroscopic and microscopic images of ore minerals from the Robaie copper area. A and B: Outcrops of veins mineralization (view to the northeast), C: Mineralization of malachite in veinlet, D: Substitution of malachite and chalcocite at the margin of the bornite mineral, E: Formation of malachite and covellite in veinlet, F: Scattered mineralization of chalcopyrite within dioritic dyke, G: Formation of hematite due to pyrite replacement, and H: Goethite cloformic texture formed by weathering of pyrite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpy: chalcopyrite, Mal: Malachite, Cct: chalcocite, Cv: covellite, Bn: Bornite, Py: pyrite, Hem: hematite, Gth: goethite).

Minerals	Hypogene Stage	Oxidized zone	Supergene Stage
Chalcopyrite	—————		
Pyrite	-----		
Bornite			
Calcite	—————		
Quartz	—————		
Sericite	-----		
Chlorite	-----		
Clay mineral	-----		
Chalcocite	-----		-----
Covellite			-----
Malachite		—————	
Azurite		-----	
Geothite		-----	
Hematite		-----	
Limonite		-----	

شکل 8. توالی همیافتی کانی‌های محدوده مس رباعی

Fig. 8. Paragenetic sequence of mineral assemblages in the Robaie copper area

کمتر از 5 تا 7 گرم در تن، سرب از 9 تا 105 گرم در تن، روی از 59 تا 178 گرم در تن و آنتیموان از کمتر از 5 تا 23 گرم در تن متغیر است. به‌طور کلی مقدار عناصر نقره، سرب، روی، آرسنیک و آنتیموان در منطقه پایین است. از این 8 نمونه 4 نمونه برای تعیین مقدار عنصر طلا به‌روش آماده‌سازی Fire assay و اندازه‌گیری به‌روش ICP-MS انتخاب شدند که نتایج آن در جدول 1 ارائه شد. میزان طلا در منطقه خیلی پایین است که قابل اندازه‌گیری نبود (کوچک‌تر از میزان حد تشخیص دستگاه).

مطالعات سیالات درگیر

ریخت‌شناسی و نوع سیال درگیر

برای بررسی سیالات درگیر آزمایش‌های گرمایشی و سرمایشی بر روی سیالات درگیر اولیه موجود در رگچه‌های کلسیت-کالکوپریت-پیریت انجام شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری سیالات درگیر در کانی کلسیت مرتبط با کانی‌سازی نشان داد که اغلب سیالات از نوع اولیه و به مقدار کمی ثانویه هستند. شکل سیالات اولیه به‌صورت میله‌ای، کشیده، دایره‌ای، بیضوی و بی‌شکل بوده

زمین‌شیمی اکتشافی

نتایج تجزیه زمین‌شیمیایی محدوده اکتشافی مس رباعی در جدول 1 ارائه شده است. از میان 35 عنصر که تجزیه شدند، فقط 7 عنصر Zn و Au, Ag, As, Sb, Cu, Pb مورد بررسی قرار گرفتند. این عناصر همراه با دگرسانی کربناتی در داخل رگه‌های کانی‌سازی در میزبان دیوریت پورفیری قرار دارند. مقدار مس از 0/3 تا 1/3 درصد متغیر است. بیشترین میزان مس مربوط به نمونه C.V.C.H12 بوده که حدود 1/3 درصد است که این میزان مس اغلب مربوط به کانی مالاکیت است که قسمت‌های وسیعی از رگه‌های کانی‌سازی منطقه را تشکیل داده است. همچنین مقدار مس در مغزه‌های حفاری از 0/09 تا 5/57 درصد متغیر است. به‌طور کلی میانگین عیار مس در محدوده اکتشافی مس رباعی 0/8 درصد است. میزان نقره از کمتر از 1 تا 7 گرم در تن، آرسنیک کمتر از 2 تا 3 گرم در تن، سرب از 8 تا 149 گرم در تن، روی از 55 تا 142 گرم در تن و آنتیموان از کمتر از 1 تا 1 گرم در تن متغیر است (جدول 1). در مغزه‌های حفاری میزان نقره از کمتر از 1 تا 25 گرم در تن، آرسنیک

(B). اثری از نمک‌هایی چون هالیت، سیلویت و ... در سیالات درگیر دیده‌نشده که این موضوع نشان می‌دهد که میزان شوری سیال‌های کانه‌ساز در منطقه کم است. همچنین شواهدی از جوشش مشاهده‌نشده. در کل، مقدار سیال‌های درگیر تک‌فازی مایع (L) از بقیه انواع سیال‌ها در منطقه خیلی بیشتر است.

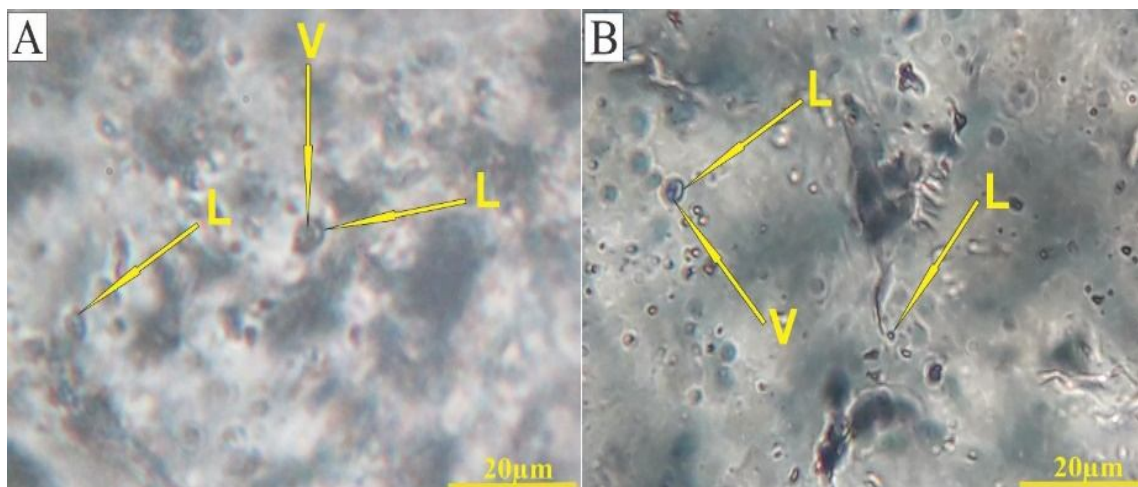
و در اندازه‌های کمتر از 5 تا 8 میکرون حضور دارند (شکل 9- A و B). بررسی‌های سنگ‌نگاری سیالات درگیر بر روی کانی کلسیت نشان‌داد که دو نوع سیالات درگیر که شامل دو فاز غنی از مایع (نوع L+V) با مقدار مایع 90 تا 95 درصد و بخار 5 تا 10 درصد و تک‌فازی مایع (L) حضور دارند (شکل 9-A و

جدول 1. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی محدوده مس رباعی (ppm)

Table 1. Geochemical analyses data of the Robaie copper area (ppm)

No.	C.V.C.H2	C.V.C.H4	C.V.C.H6	C.V.C.H7	C.V.C.H9	C.V.C.H10	C.V.C.H12	C.V.C.H13
Long.	54°28'48"	54°28'55"	54°28'53"	54°28'58"	54°29'02"	54°29'04"	54°29'03"	54°29'05"
Lat.	35°22'52"	35°22'54"	35°22'55"	35°22'57"	35°22'57"	35°22'56"	35°22'59"	35°23'02"
Cu	6783	8035	3388	11238	3316	4857	13085	7262
Pb	11	12	14	39	14	11	8	149
Zn	121	58	63	69	142	84	58	55
Ag	3.8	1.5	0.64	7.2	0.49	0.58	0.63	1.9
As	1.9	2.4	2	2.1	2	2.9	2.8	2.4
Sb	1.01	0.81	0.96	1.02	0.94	1.07	0.9	0.84
Au	< DL	< DL		< DL				< DL

<DL= Smaller than the detection limit



شکل 9. A و B: تصاویر میکروسکوپی و فازهای سیالات درگیر محدوده مس رباعی

Fig. 9. A and B Microscopic images and phases of fluid inclusions in the Robaie copper area

ریزدماسنجی سیالات درگیر

در طی این پژوهش، دمای همگن‌شدگی (T_h) در 60 عدد و نقطه ذوب (T_m) در 25 عدد سیال برای تعیین شوری اندازه‌گیری شد (جدول 2). دمای همگن‌شدن (T_h) سیالات درگیر اولیه بین 165 تا 300 درجه سانتی‌گراد با میانگین دمای 219 درجه سانتی‌گراد است (جدول 2 و شکل A-10). این دما بیانگر حداقل دمای تشکیل کانی است. نخستین دمای ذوب‌شدگی (T_{fm}) در سیالات درگیر بین 53- تا 54- درجه سانتی‌گراد (میانگین 53/08- درجه سانتی‌گراد) متغیر است (جدول 2 و شکل B-10). نخستین دمای ذوب‌شدگی رابطه‌ای مستقیم با ترکیب نمک موجود در گرماب‌ها دارد (Siemens,)

(2003). مقدار T_{fm} به‌دست آمده، بیان‌کننده آن است که سامانه سیال از نوع $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O} - \text{CaCl}_2$ بوده است. در مواردی که T_{fm} اندازه‌گیری شده پایین‌تر از 55- درجه سانتی‌گراد است، احتمالاً نمک‌های دیگری از قبیل Mg و K در سیستم حضور دارد (Siemens, 2003). دمای نهایی ذوب (T_m) نیز مقدار شوری را مشخص می‌کند. مقدار T_m بین 8/4- تا 11/7- درجه سانتی‌گراد با میانگین 88/8- درجه سانتی‌گراد متغیر است (جدول 2 و شکل C-10). شوری سیالات درگیر بین 7 تا 16 درصد وزنی NaCl (میانگین 12 درصد وزنی NaCl) متغیر است (جدول 2 و شکل D-10).

جدول 2. داده‌های دماسنجی سیالات درگیر اولیه در کانی کلسیت محدوده مس رباعی

Table 2. Microthermometric data of primary fluid inclusions within calcite of the Robaie copper area

Sample No.	Number	T_h (°C)	T_{mice} (°C)	T_{fm} (°C)	Salinity (NaCl wt. % equiv.)
8	11	190-300	-	-	-
18	15	200-230	-	-	-
17	17	165-237	-5 to -10	-52.9 to -53.2	7-14
21	17	204-239	-10 to -12	-53 to -53.6	14-16

زمین‌شیمی دایک‌های دیوریت پورفیری

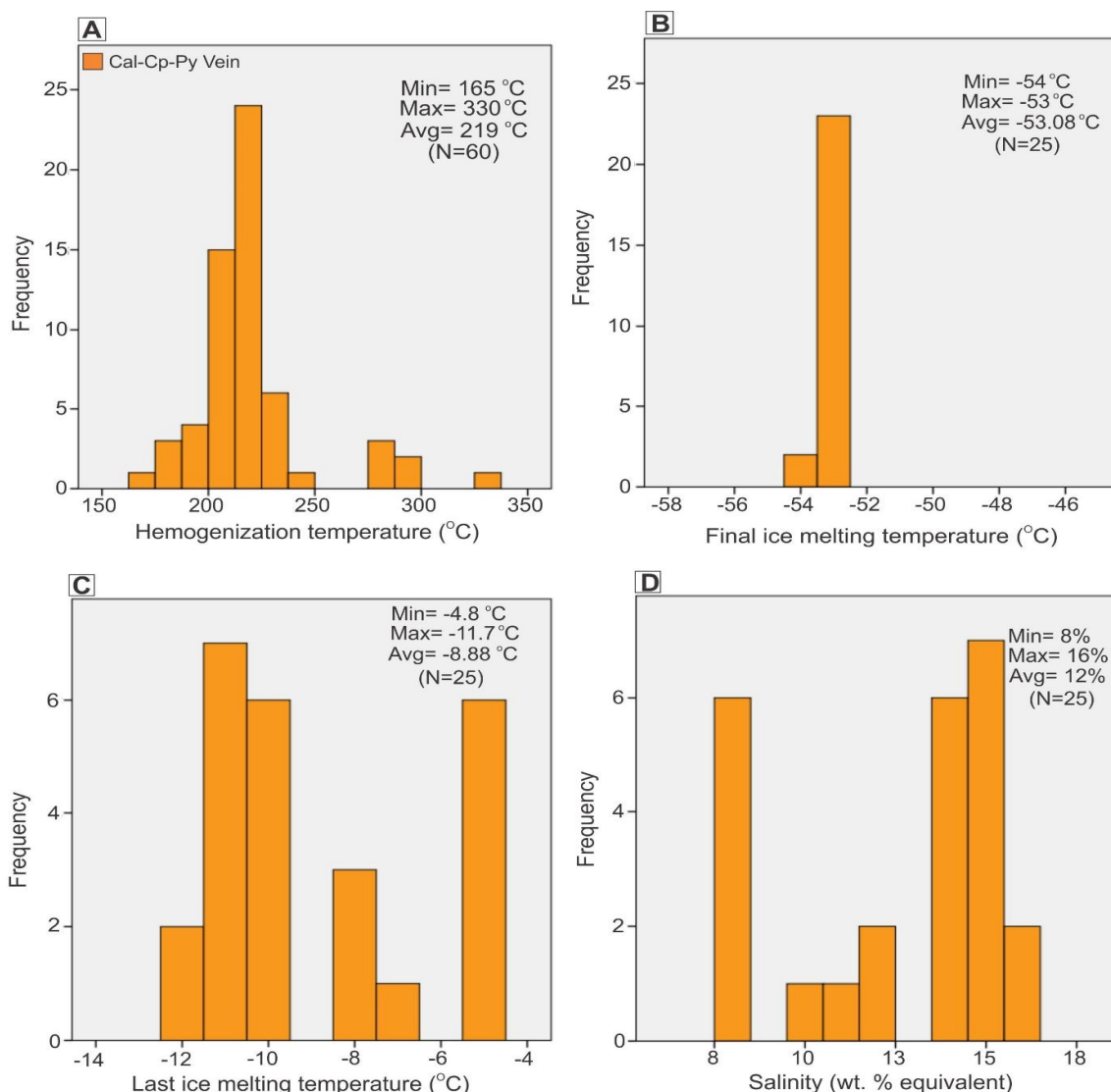
با توجه به اینکه دایک‌های دیوریتی خیلی دگرسان شده‌اند (میزان مواد فرار L.O.I. بین 2/6 تا 4/32 درصد)، فقط سه نمونه برای آنالیز انتخاب شدند. لذا در این بخش فقط زمین‌شیمی عناصر فرعی و نادر خاکی که کمتر تحت‌تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند، توضیح داده می‌شود (جدول 3). عناصر نادر خاکی¹ نسبت به سایر عناصر کمتر تحت‌تأثیر هوازدگی و دگرسانی قرار می‌گیرند. از این رو، الگوی فراوانی آنها می‌تواند خاستگاه آذرین سنگ‌ها را نشان دهد (Boynton, 1984; Rollinson, 1993). شکل A-11، نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1985) و همچنین شکل B-11، نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

(Sun and McDonough, 1989) دایک‌های دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی را نشان می‌دهد. در نمودار عناصر نادر خاکی برای دایک‌های دیوریتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1985)، عناصر نادر خاکی سبک در برابر عناصر نادر خاکی سنگین غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. همچنین، HREE یک روند کم و بیش هموار دارند (شکل A-11). این روند غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک در برابر عناصر نادر خاکی سنگین نشان‌دهنده ماگماهای پهنه فرورانش است (Wilson, 1989; Gill, 1981; Asiabanha, 2012; Etemadi et al., 2018). مقدار نسبت Eu/Eu^* در دایک‌های دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی بین 0/84 تا 0/98 متغیر است. وجود ناهنجاری‌های منفی جزئی

1. Rare Earth Elements (REE)

نشان‌دهنده عمق و میزان ذوب سنگ مادر است. این نسبت در دایک‌های دیوریتی برابر با 7 تا 12 است. این مقدار گویای این است که ماگما از قسمت‌های بالایی گوشته منشأ گرفته و از قسمت پایداری گارنت دور بوده است (Cotton et al., 1995).

در Eu نشان‌دهنده حضور کم پلاژیوکلاز در منشأ ماگما و شرایط اکسیدان‌تر محلول (آلودگی کمتر با پوسته قاره‌ای) است (Tepper et al., 1993). نسبت $(La/Yb)_N$ در دایک‌های دیوریتی منطقه بین 11-17 متغیر بوده (جدول 3) که این مقدار کم در تمامی نمونه‌ها همراه الگوی عناصر REE ناشی از کم‌بودن گارنت در منشأ ماگماست. نسبت $(Ce/Yb)_N$



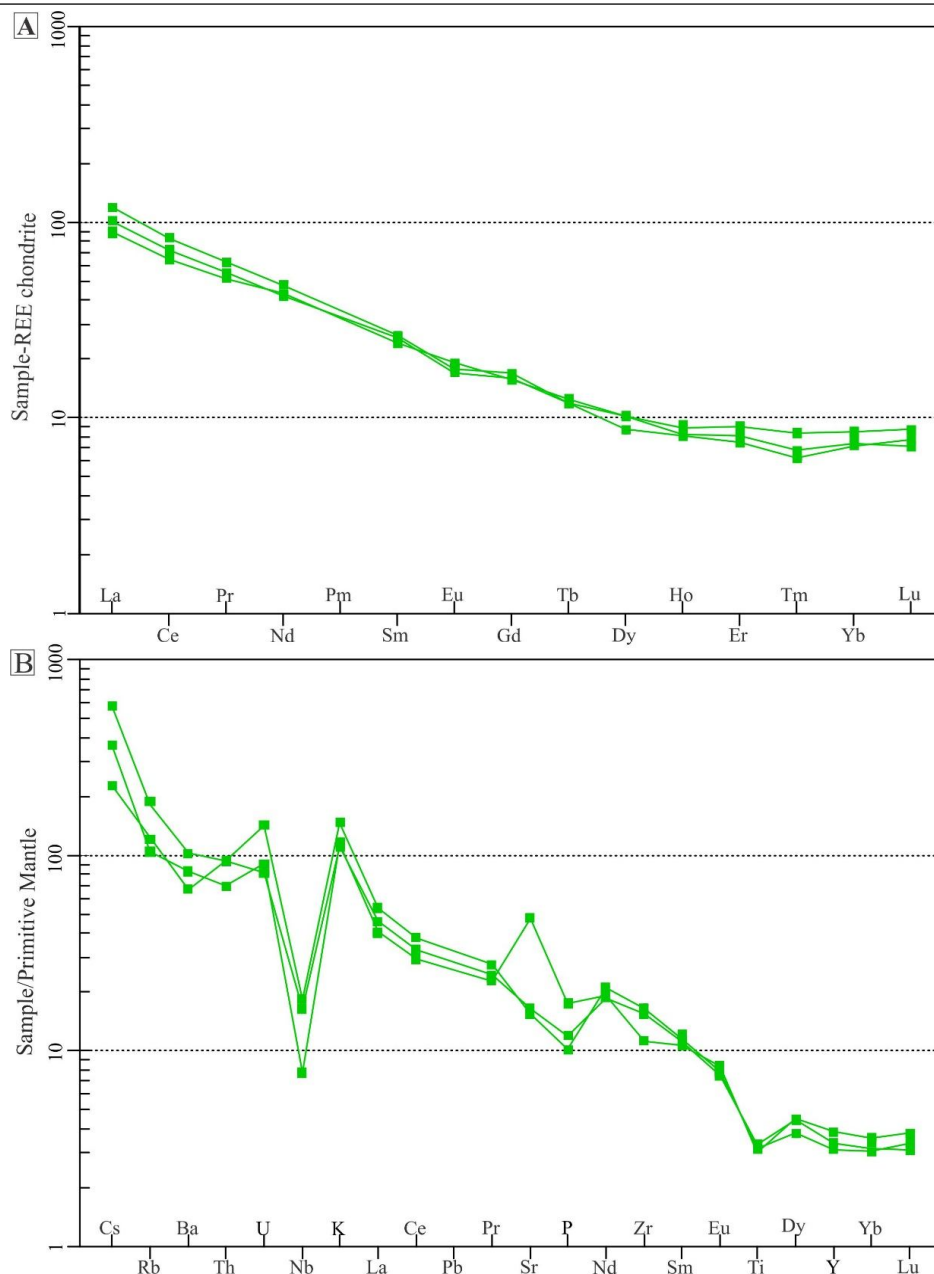
شکل 10. نمودارهای نشان‌دهنده داده‌های ترمودینامیک سیالات درگیر در محدوده مس رباعی. A: نمودار دمای همگن‌شدن، B: نمودار نخستین دمای ذوب شدگی، C: دمای نهایی ذوب و D: نمودار شوری

Fig. 10. Histogram showing the thermodynamic data of primary fluid inclusions in the Robaie copper area. A: Homogenization temperature histogram, B: First melting temperature histogram, C: Last ice melting temperature, and D: Salinity (wt.% NaCl equivalent) histogram

جدول 3. تجزیه عناصر فرعی و خاکی نادر دایک‌های دیوریتی محدوده مس رباعی بر حسب ppm

Table 3. Trace and rare earth element (ppm) analysis of dioritic dykes in the Robaie copper area

No.	22	24	C17
Long.	54°29'01"	54°29'04"	54°28'52"
Lat.	35°22'56"	35°22'56"	35°22'58"
Ba	712	469	578
Be	1	1	2
Co	17.8	21.4	17.1
Cs	4.6	1.8	2.9
Ga	15.2	15	16.2
Hf	4.5	4.5	3.3
Nb	13.1	11.7	5.5
Rb	115.9	77.8	66.2
Sn	1	1	1
Sr	323.1	347.5	1007
Ta	0.9	0.8	0.4
Th	7.9	8	5.9
U	3	1.7	1.9
V	89	82	180
W	0.9	0.5	0.6
Zr	183.5	171.6	125.8
Y	14.2	15.3	17.5
La	36.9	31.5	27.8
Ce	67.1	58.4	52.3
Pr	7.6	6.71	6.27
Nd	28.6	25.2	25.9
Sm	5.14	4.9	4.7
Eu	1.31	1.25	1.4
Gd	4.35	4.1	4.06
Tb	0.56	0.56	0.59
Dy	2.79	3.26	3.3
Ho	0.58	0.59	0.64
Er	1.56	1.7	1.88
Tm	0.2	0.22	0.27
Yb	1.5	1.55	1.77
Lu	0.25	0.23	0.28
(La/Yb)_N	16.59	13.7	10.59
(Ce/Yb)_N	11.57	9.75	7.64
Eu/Eu*	0.85	0.84	0.98



شکل 11. A: نمودار عناصر نادر خاکی بهنجارشده نسبت به کندریت (Boynton, 1985) و B: نمودار عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) دایک‌های دیوریتی محدوده مس رباعی

Fig. 11. A: Chondrite-normalized rare earth elements diagram (Boynton, 1985), and B: Primitive Mantle-normalized trace elements diagram (Sun and McDonough, 1989) dioritic dykes in Robaie copper area

با شدت میدان بالا مانند Nb و Ti برای دایک‌های دیوریتی با ترکیب حدواسط دیده می‌شود (شکل B-11). این تغییرات در مقادیر عناصر نادر خاکی سبک و سنگین از ویژگی‌های

در نمودار نرمالیزه‌شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) غنی‌شدگی در عناصر رلیتوفیل بزرگ یون (مانند K، Cs، Rb و Ba) و تهی‌شدگی در عناصر

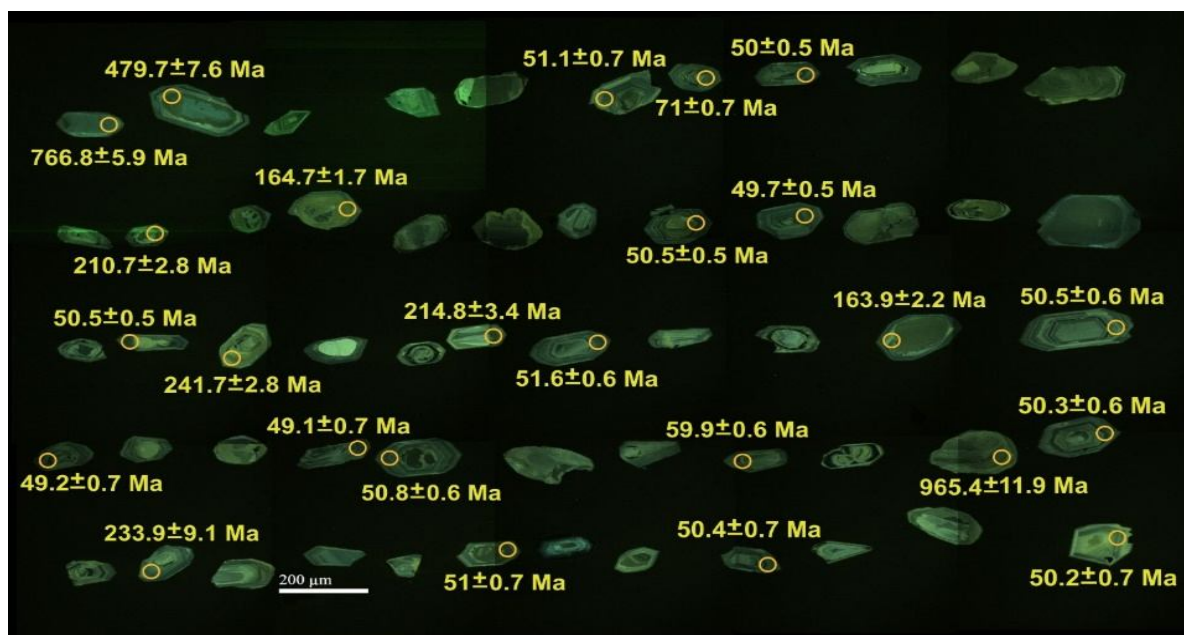
شکستگی، اینکلوژن و هسته وراثتی جدا شد و از این تعداد 25 نمونه مورد تجزیه قرار گرفت (جدول 4). در تصویر کاتدولومینسانس بلورهای زیرکن سفید تا بی‌رنگ، شکل‌دار تا بی‌شکل، بعضی‌ها دارای منطقه‌بندی و در اندازه‌های کوچک تا متوسط (250 تا 250 میکرون) هستند. تعیین منشأ دانه‌های زیرکن از لحاظ آذرین، دگرگونی یا گرمابی و مشخص کردن ساختارها و منطقه‌بندی در دانه‌های زیرکن که با تصویرهای کاتدولومینسانس فراهم می‌شود، به تفسیر بهتر داده‌های حاصل از سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌ها، کمک می‌کند (Katongo et al., 2004).

نمودار کونکوردیا و بهترین سن به‌دست از داده‌های U-Pb در شکل 13-A و B نشان‌داده شد. بر اساس تجزیه 25 نقطه و حذف اعداد بزرگ‌تر، میانگین سن به‌دست آمده با خطای 2 سیکما برابر با $50/49 \pm 0/49$ میلیون سال مربوط به اشکوب اپیزین (اوسن زیرین) است.

شاخص ماگماهای در ارتباط با زون فرورانش است (Wilson, 1989). بی‌هنجاری منفی P, Ti و Nb به جدایش آپاتیت، تیتانومگنتیت، روتیل، ایلمنیت و پرووسکیت (Reagan and Gill, 1989) و آغستگی ماگما با مواد پوسته‌ای (Zhou et al., 2009) حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش مربوط است (Kaygusuz and Aydınçakır, 2009; Lin et al., 2012; Mirnejad et al., 2013).

تعیین سن به‌روش U-Pb بر روی کانی زیرکن

پس از انجام بررسی‌های دقیق پتروگرافی و پترولوژیکی، نمونه‌ای از واحد بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری (C.V.C.H) به‌علت ارتباط با کانی‌سازی که ممکن بود منشأ یا بخشی از منشأ باشد، برای سن‌سنجی به‌روش U-Pb انتخاب شد و به‌روش LA-ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفت. نتایج تجزیه U-Th-Pb در جدول 4 و همچنین تصویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌ها در شکل 12 نشان‌داده شد. برای انجام تجزیه سن‌سنجی 100 زیرکن با ویژگی‌های مثل شکل‌دار بودن، نبود



شکل 12. تصویر کاتدولومینسانس از ویژگی‌های زیرکن‌ها در نمونه بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری (C.V.C.H) محدوده مس رباعی

Fig. 12. Cathodoluminescence image of zircon characteristics from biotite-hornblende diorite porphyry (C.V.C.H) in the Robaie copper area

جدول 4. نتایج آنالیز سن‌سنجی داده‌های U-Pb بر روی زیرکن‌های بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری محدوده مس رباعی

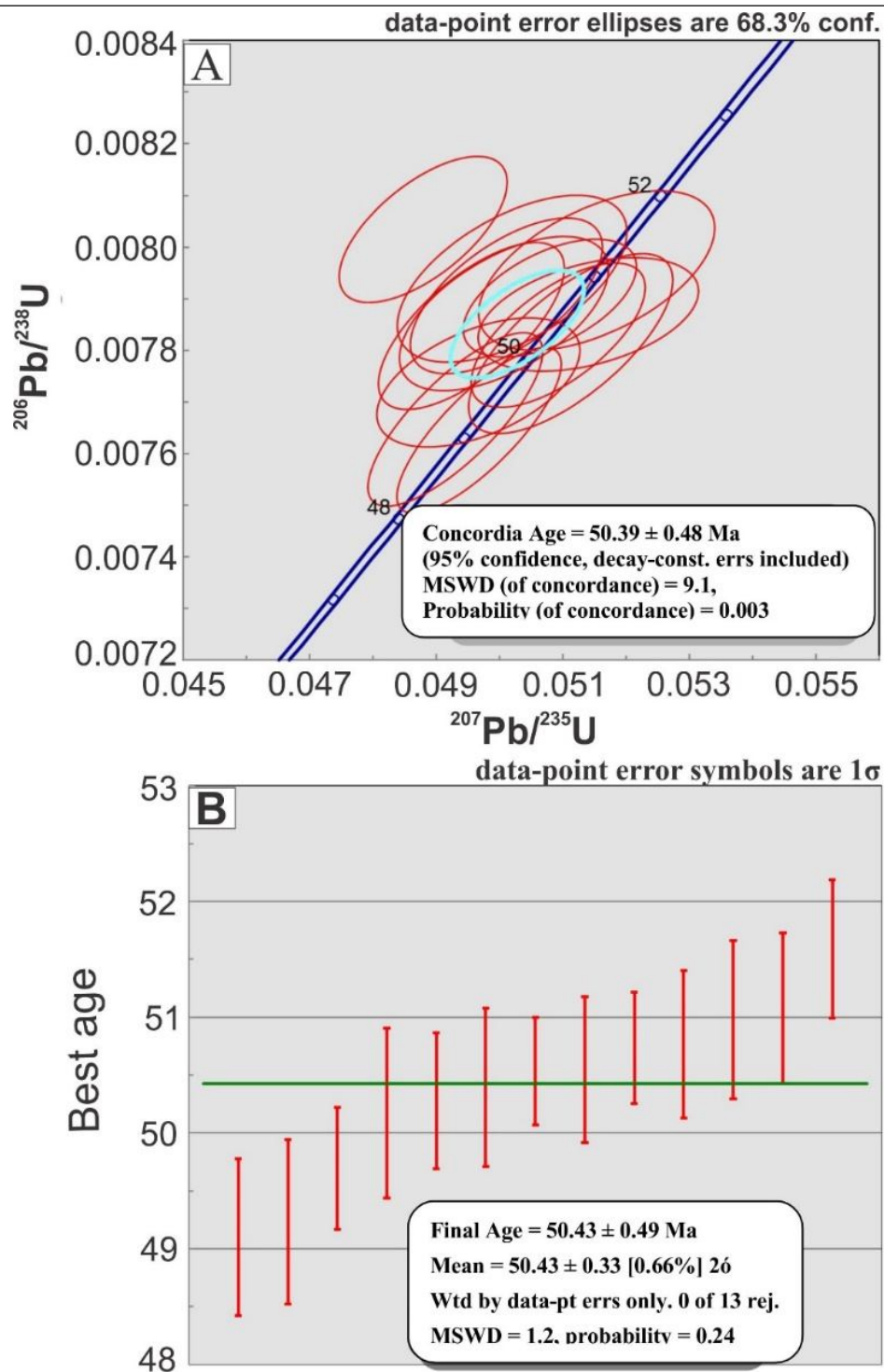
Table 4. U- Pb dating results of zircons from biotite-hornblende diorite porphyry of Robaie copper area

Analysis	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ Ratio	$\pm$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ratio	$\pm$ (%)
C-1	564	78284	2.5	21.2108	1.0	0.0497	1.7
C-2	825	45289	0.9	21.4315	1.2	0.0493	1.8
C-3	379	145791	2.5	21.4727	1.8	0.0497	2.1
C-4	427	29076	2.7	21.0626	1.5	0.0511	2.1
C-5	532	18219	4.7	21.1888	1.3	0.0509	1.8
C-6	735	73392	2.3	21.8252	1.4	0.0496	2.0
C-7	229	13404	4.3	21.1000	2.0	0.0514	2.2
C-8	400	17813	2.0	21.6664	1.8	0.0501	2.2
C-9	623	15399	1.7	21.4384	1.5	0.0508	1.8
C-10	382	14243	4.8	21.7441	1.6	0.0501	2.0
C-11	334	12925	1.8	21.7962	2.0	0.0502	2.4
C-12	328	17305	2.1	21.2730	2.0	0.0515	2.4
C-13	567	8968	2.2	22.6936	1.4	0.0488	1.8
C-14	360	695796	2.1	21.0966	1.4	0.0610	1.7
C-15	460	64944	2.2	20.3359	1.1	0.0751	1.5
C-16	399	85926	7.8	19.9022	0.8	0.1783	1.6
C-17	368	15940	21.6	20.1807	0.9	0.1767	1.4
C-18	692	72792	22.5	18.4230	1.0	0.2485	1.7
C-19	316	127790	12.1	19.1584	1.0	0.2438	1.9
C-20	257	67576	3.4	17.6332	2.3	0.2888	4.6
C-21	371	77833	12.3	18.8190	0.9	0.2798	1.5
C-22	481	236624	7.7	16.8945	0.8	0.6302	1.9
C-23	52	15357	1.5	15.4602	1.3	1.1260	1.5
C-24	239	121032	1.6	14.0238	0.6	1.5770	1.0

ادامه جدول 4. نتایج آنالیز سن‌سنجی داده‌های U-Pb بر روی زیرکن‌های بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری محدوده مس رباعی

Table 4 (Continued). U- Pb dating results of zircons from biotite-hornblende diorite porphyry of Robaie copper area

Analysis	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Ratio	$\pm$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Ratio	$\pm$ (Ma)	Best age (Ma)	$\pm$ (Ma)
C-1	0.0076	1.4	49.1	0.7	49.1	0.7
C-2	0.0077	1.4	49.2	0.7	49.2	0.7
C-3	0.0077	1.1	49.7	0.5	49.7	0.5
C-4	0.0078	1.5	50.2	0.7	50.2	0.7
C-5	0.0078	1.2	50.3	0.6	50.3	0.6
C-6	0.0078	1.4	50.4	0.7	50.4	0.7
C-7	0.0079	0.9	50.5	0.5	50.5	0.5
C-8	0.0079	1.3	50.5	0.6	50.5	0.6
C-9	0.0079	1.0	50.7	0.5	50.7	0.5
C-10	0.0079	1.3	50.8	0.6	50.8	0.6
C-11	0.0079	1.3	51.0	0.7	51.0	0.7
C-12	0.0080	1.3	51.1	0.7	51.1	0.7
C-13	0.0080	1.2	51.6	0.6	51.6	0.6
C-14	0.0093	1.1	59.9	0.6	59.9	0.6
C-15	0.0111	1.0	71.0	0.7	71.0	0.7
C-16	0.0258	1.4	163.9	2.2	163.9	2.2
C-17	0.0259	1.0	164.7	1.7	164.7	1.7
C-18	0.0332	1.4	210.7	2.8	210.7	2.8
C-19	0.0339	1.6	214.8	3.4	214.8	3.4
C-20	0.0369	4.0	233.9	9.1	233.9	9.1
C-21	0.0382	1.2	241.7	2.8	241.7	2.8
C-22	0.0773	1.7	479.7	7.6	479.7	7.6
C-23	0.1263	0.8	766.8	5.9	766.8	5.9
C-24	0.1605	0.9	959.3	7.6	965.4	11.9



شکل 13. داده‌های U-Pb بر روی زیرکن‌های واحد بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری (نمونه C.V.C.H) در محدوده مس رباعی. A: نمودار کونکورדיا و B: نمودار بهترین سن به‌دست آمده از داده‌های زیرکن

Fig. 13. Zircon U-Pb dating from the biotite-hornblende diorite porphyry (dyke) unit (sample C.V.C.H) in the Robaie copper area. A: Concordia diagram, and B: Best age plot diagram obtained from zircon dating

ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd

نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd

دایک‌های دیوریتی (بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری) در جدول 5 ارائه شده است.

جدول 5. داده‌های ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd دایک دیوریتی محدوده مس رباعی (خطای 2 سیکما)

Table 5. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data from dioritic dyke in the Robaie copper area. Errors are in 2σ

Sample	Sr ppm	Rb ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr initial	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Erro (2s)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr initial	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr Measured	Erro (2s)
Diorite porphyry	323	116	0.967	1.04	0.029	0.7057	0.7064	0.000023
Sample	Sm ppm	Nd ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Erro (2s)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd Measured	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd initial	Erro (2s)	εNdi
Diorite porphyry	5.1	28.6	0.109	0.006	0.51252	0.512486	0.000016	-1.7

پورفیری منشأ فرورانیش با آرایش پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. افزایش مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه از 0/705 و کاهش εNdi به کمتر از صفر برای توده بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری، به آلودگی ماگما با پوسته هنگام بالا آمدن مربوط است. همچنین، ایزوتوپ‌های Sr ممکن است به وسیله فرایندهایی مانند دگرسانی (Menzies et al., 1993; Arjmandzadeh et al., 2013) و واکنش سیال‌های پوسته‌ای با ماگماهای مشتق‌شده از گوشته (Nabatian et al., 2014) تحت تأثیر قرار گرفته و موجب قرار گرفتن نمونه‌ها در سمت راست (خارج از) محدوده گوشته شود. مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه زیر 0/708 و همچنین حضور کانی‌های بیوتیت، هورنبلند و مگنتیت از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای گروه I (مگنتیت) است (Chappell and White, 2001). کانی‌شناسی و زمین‌شیمی دایک‌های دیوریتی و مقدار $\text{Rb}/\text{Sr} < 1$ نیز نشان‌دهنده ماهیت گرانیتوئیدهای گروه I پدیدآمده در پهنه فرورانیش است. نسبت‌های ایزوتوپی εNdi منفی نشان‌دهنده ویژگی‌های مذاب پوسته‌ای و εNdi مثبت نشان‌دهنده ویژگی‌های مذاب گوشته‌ای است (Kemp et al., 2007; Yang et al., 2007; Li et al., 2011). برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی دایک‌های دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی از نمودار Rb در برابر Ta+Yb و

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه نمونه‌ها برای سن 50 میلیون سال که از داده‌های U-Pb زیرکن در بخش قبل به دست آمده، محاسبه شدند. مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه برای نمونه دایک دیوریتی (بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری) به ترتیب برابر با 0/705664 و 0/518426 است. میزان ایزوتوپ‌های اولیه εNdi در نمونه یادشده برابر با -1/7 است (جدول 5). در نمودار εNdi در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (شکل 14)، نمونه بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری در سمت راست محدوده گوشته و در منطقه پوسته قاره‌ای قرار گرفته است. خاستگاه ماگما از گوه گوشته‌ای جای گرفته روی صفحه فرورانده شده است.

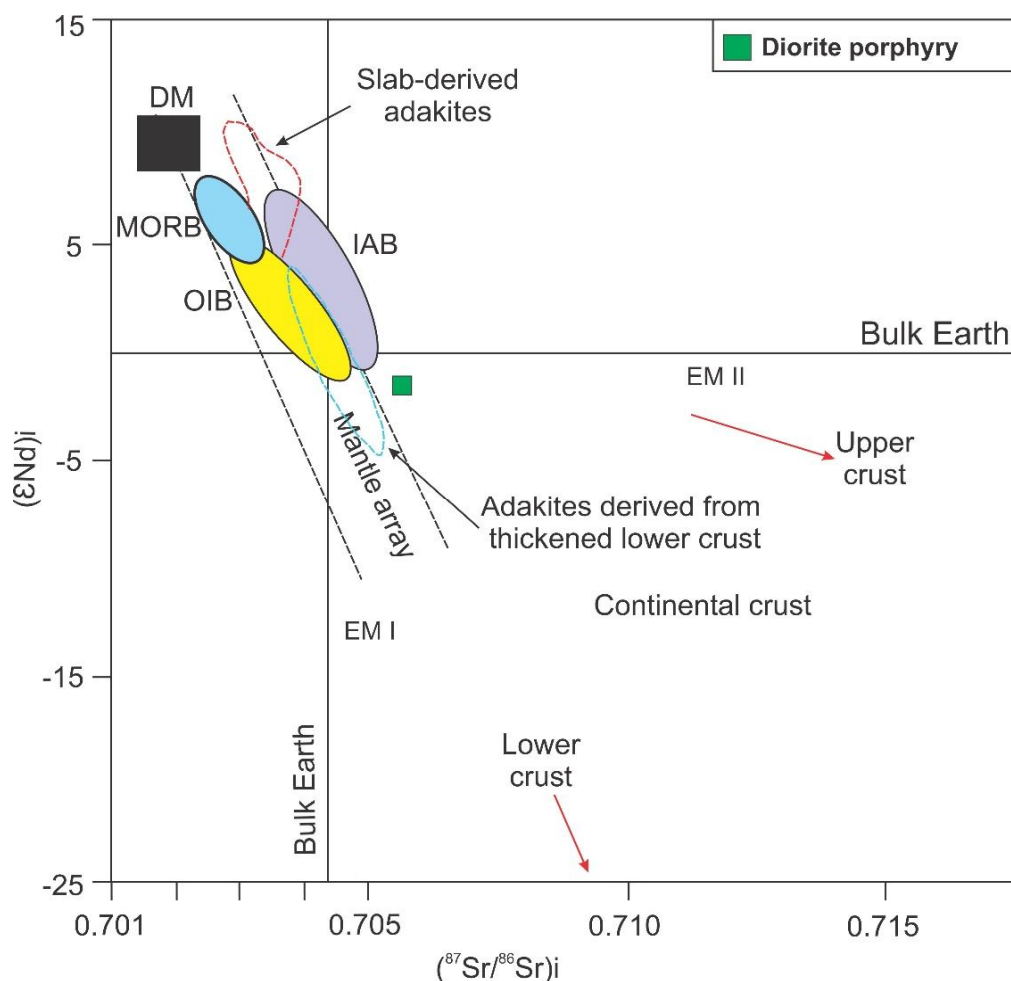
بحث

منشأ ماگما و پتروژنز دایک‌های دیوریت پورفیری

بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی، زمین‌شیمی و داده‌های ایزوتوپ‌های Sr-Nd فعالیت‌های ماگمایی برای دایک‌های دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی نشان می‌دهند که این دایک‌ها از گوشته غنی‌شده منشأ گرفتند. مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0/705664)، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0/518426) اولیه و میزان ایزوتوپ‌های اولیه εNdi (-1/7) بیوتیت-هورنبلند دیوریت

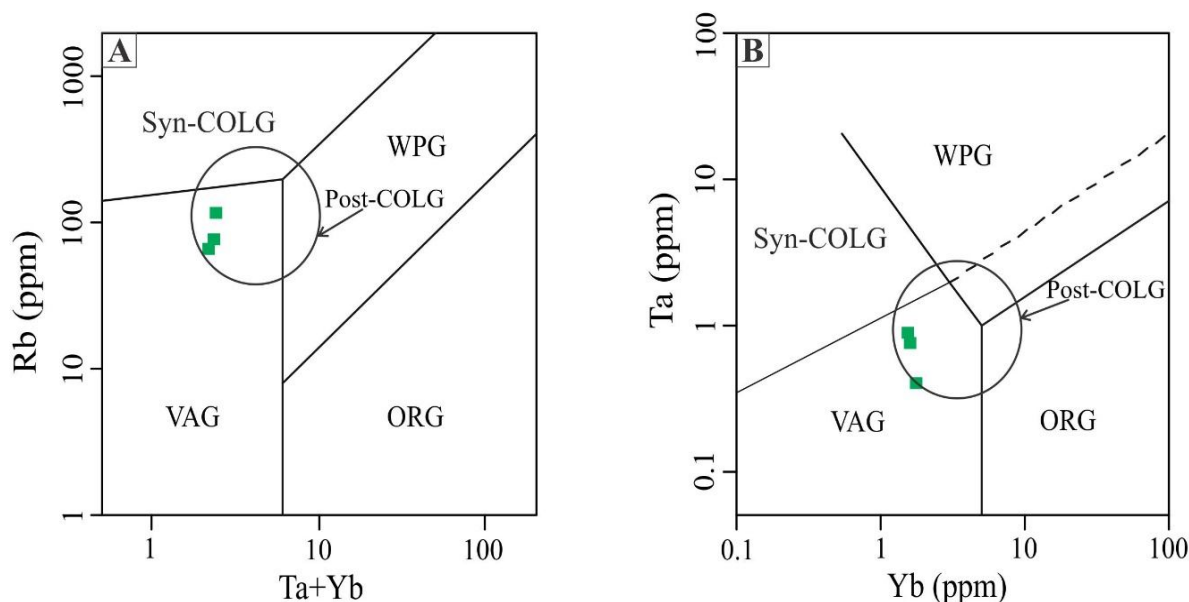
ویژگی‌های متاآلومینوس و گروه I (مگنتیت) دایک‌های دیوریتی منطقه مطابقت دارد.

Ta در برابر Yb (Pearce et al, 1984) استفاده شد. این توده‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی و موقعیت پس از برخورد قرار گرفتند (شکل A-15 و B). که با



شکل 14. نمودار $\epsilon\text{Nd}(i)$ در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برای دایک دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی. منابع: آداکیت‌های مشتق شده از ذوب صفحه فرورونده، (Defant et al., 1992; Kay and Kay, 1993; Sajona et al., 2000; Aguillón-Robles et al., 2001); آداکیت‌های مشتق شده از پوسته ضخیم زیرین، (Atherton and Petford, 1993; Muir et al., 1995; Petford and Atherton, 1996). MORB: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، DM: گوشته تهی شده، OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی، IAB: بازالت‌های جزایر کمانی (Zindler and Hart, 1986). EMI و EMII: به ترتیب نشان‌دهنده دو نوع از اعضای پایانی گوشته (Hou et al., 2011). نسبت‌های اولیه برای 50 میلیون سال محاسبه شده است.

Fig. 14. $\epsilon\text{Nd}(i)$ vs. initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values diagram dioritic dyke in the Robaie area. The field of adakites related to slab melting is defined after (Defant et al., 1992; Kay and Kay, 1993; Sajona et al., 2000; Aguillón-Robles et al., 2001); The data for underplated thick lower crust adakites are after (Atherton and Petford, 1993; Muir et al., 1995; Petford and Atherton, 1996). MORB: mid-ocean ridge basalts; DM: depleted mantle; OIB: ocean-island basalts; IAB: island-arc basalts after (Zindler and Hart, 1986); EMI and EMII represent two types of mantle end-members, respectively (Hou et al., 2011). Initial ratios calculated for 50 Ma.



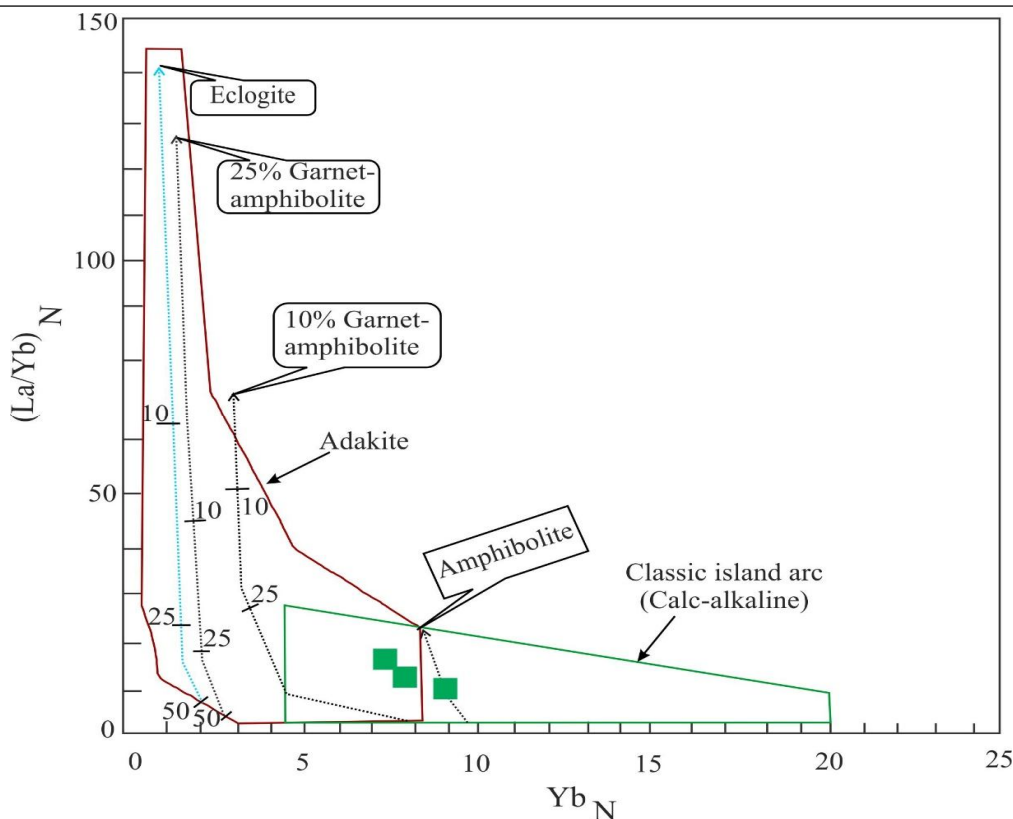
شکل 15. A و B: ترسیم دایک‌های دیوریتی محدوده مس رباعی در نمودار تکتونو-ماگمایی (Pearce et al., 1984). WPG: گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، Syn-COLG: گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد، ORG: گرانیتوئیدهای پشته اقیانوسی، VAG: گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی، Post-COLG: گرانیتوئیدهای بعد از برخورد

Fig. 15. A and B: Plot of dioritic dykes of Robaie copper area on the tectono-magmatic diagram (Pearce et al., 1984). WPG: within plate granitoid; Syn-COLG: syn-collisional granitoid; ORG: ocean ridge granitoid; VAG: volcanic arc granitoid; Post-COLG: post-collisional granitoid.

نمودار Dy/Yb به Dy (Shaw, 1970) دایک‌های دیوریتی از 10 تا 20 درصد ذوب‌بخشی ماگمای مشتق‌شده از اسپنل - فلوگوپیت لرزولیت تشکیل شده‌اند (شکل 17).

بر طبق نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) و نمودار Ba/La در برابر Th/Nd (Shaw, 1970)، دایک‌های دیوریتی منطقه از سیالات مشتق‌شده از صفحه فرورونده در زون فرورانش حاشیه قاره‌ها تشکیل شدند (شکل A-18 و B). با توجه به شکل A-18، دایک‌های دیوریتی منطقه از گوشته غنی‌شده منشأ گرفته است و موازی جهت گوشته متاسوماتیزم‌شده قرار گرفتند. این سیال، مذاب حاصل از رسوبات نیست و سیال مشتق‌شده از گوشته‌ای است که با گوشته‌ای (اسلب) بالایی واکنش داده و موجب متاسوماتیزم شده و به سمت بالا صعود کرده است.

همچنین در نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N (Defant and Drummond, 1990)، بیشتر نمونه‌ها ماهیت کالک‌آلکان داشته و ماهیت آداکیتی ندارند (شکل 16). ماگماهای کالک‌آلکان در پهنه فرورانش، معمولاً در پی ذوب‌بخشی پریدوتیت گوه گوشته‌ای به وجود می‌آیند که دچار سیال‌های آزاد شده از صفحه اقیانوسی فرورانده باشد؛ اما ماگماهای آداکیتی از ذوب‌بخشی خود صفحه اقیانوسی فرورانده پدید می‌آیند (Tatsumi and Takahashi, 2006). از آنجایی که دایک‌های دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی سرشت آداکیتی ندارند، پس پیشنهاد اول برای آنها قابل‌پذیرش است. به‌طور کلی، ترکیب و ذوب‌بخشی ماگماهای مشتق‌شده از گوشته را می‌توان از عناصر نادر خاکی و نسبت‌های آن تعیین کرد (برای مثال، La/Yb , La/Sm , Sm/Yb و Dy/Yb) (Aldanmaz et al., 2000; Duggen et al., 2005). در



شکل 16. ترسیم دایک‌های دیوریتی محدوده مس رباعی در نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N (Defant and Drummond, 1990)

Fig. 16. Plot of dioritic dykes from Robaie copper area in the Yb_N vs. $(La/Yb)_N$ diagram (Defant and Drummond, 1990)

(1999)، فشار تعیین شده برای منطقه تقریباً برابر با کمتر از 10 مگاپاسکال بوده که این فشار تقریباً معادل عمق کمتر از 1 کیلومتر فشار لیتواستاتیک است (شکل 20) که این موضوع نشان‌دهنده آن است که کانی‌سازی منطقه در عمق کم اتفاق افتاده است.

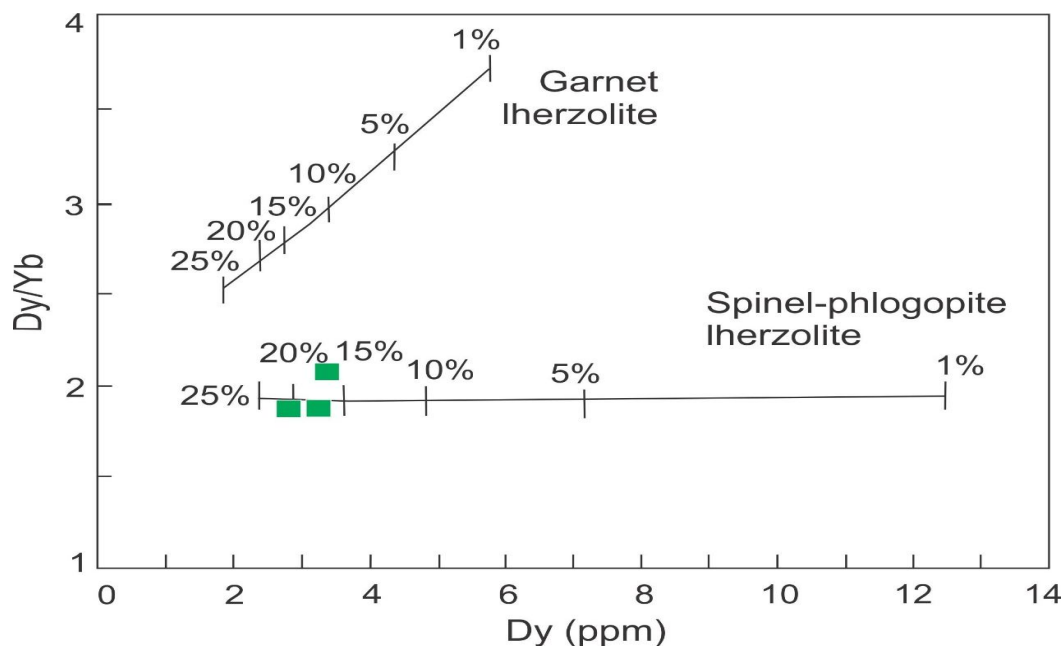
بررسی‌های سیالات درگیر نشان می‌دهد که ارتباط بسته‌ای بین دمای همگن شدن و شوری سیالات درگیر وجود دارد (Shepherd et al., 1985, Wilkinson, 2001). ترکیبات شیمیایی سیالات درگیر را می‌توان در نمودار دمای همگن شدن به شوری برای تعیین نوع سیال هیدروترمال و نهشت کانسار رسم کرد (Kesler, 2005). رگه‌های مس منطقه از طریق مخلوط شدن سیال‌های با دمای یکسان و شوری متفاوت به وجود

ویژگی و تکامل سیال‌های کانی‌ساز

داده‌های سیالات درگیر و تجمع کانی‌ها نشان می‌دهند که سیال‌های کانی‌ساز دارای درجه حرارت متوسط تا پایین و شوری متوسط تا پایین هستند. در سیال‌های گرمابی با دماهای بالا، کمپلکس‌های کلریدی و در دماهای پایین، کمپلکس‌های سولفیدی فلزات پایدار هستند (Barnes, 1997). سازوکاری که باعث ته‌نشست فلزات از کمپلکس‌های Cl^- و HS^- می‌شود، شامل کاهش دما، کاهش فشار، جدایش فازی، رقیق یا مخلوط شدن سیال و واکنش سیال/سنگ و تغییر pH و Eh است (Ramboze et al., 1982, Robb, 2004, Chi and Xue, 2011). بر اساس نمودار دمای همگن سازی (T_h) و شوری سیالات درگیر کمپلکس سولفیدی مهم‌ترین عامل انتقال فلزات در منطقه است (شکل 19). در نمودار دما به فشار (Fournier,

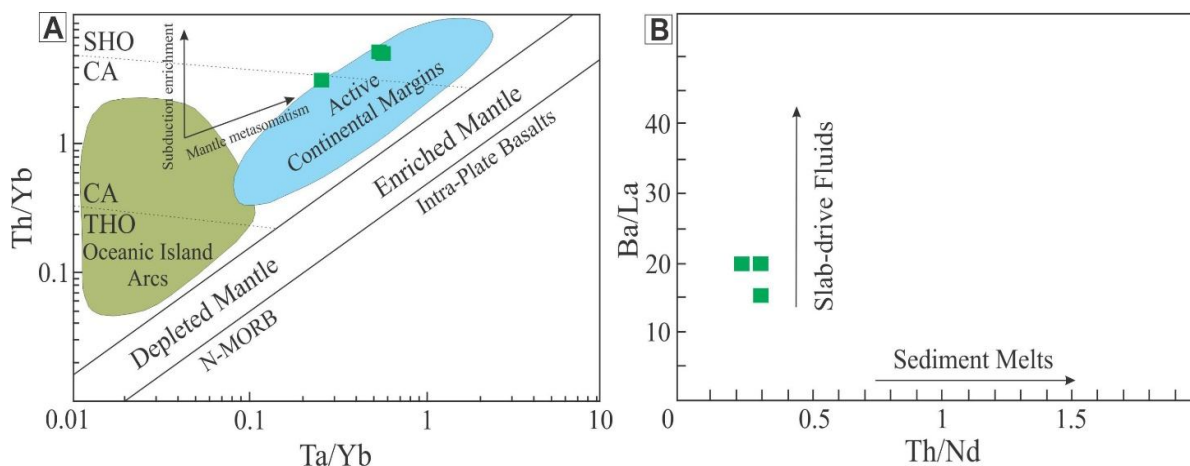
احتمالاً مخلوط شدن سیال‌های ماگمایی با سیالات جوی و کاهش شوری مهم‌ترین عامل ته‌نشست فلزات در محدوده اکتشافی مس رباعی است (شکل 22).

آمدند (شکل 21). به‌هرحال، تغییرات عامل‌های دیگر مثل pH، Eh، کاهش فشار، مخلوط و رقیق شدن سیال و فوگاسیته اکسیژن مؤثر است (Robb, 2004, Chi and Xue, 2011). ارتباط بین دمای همگن شدن و شوری سیالات درگیر نشان می‌دهد که



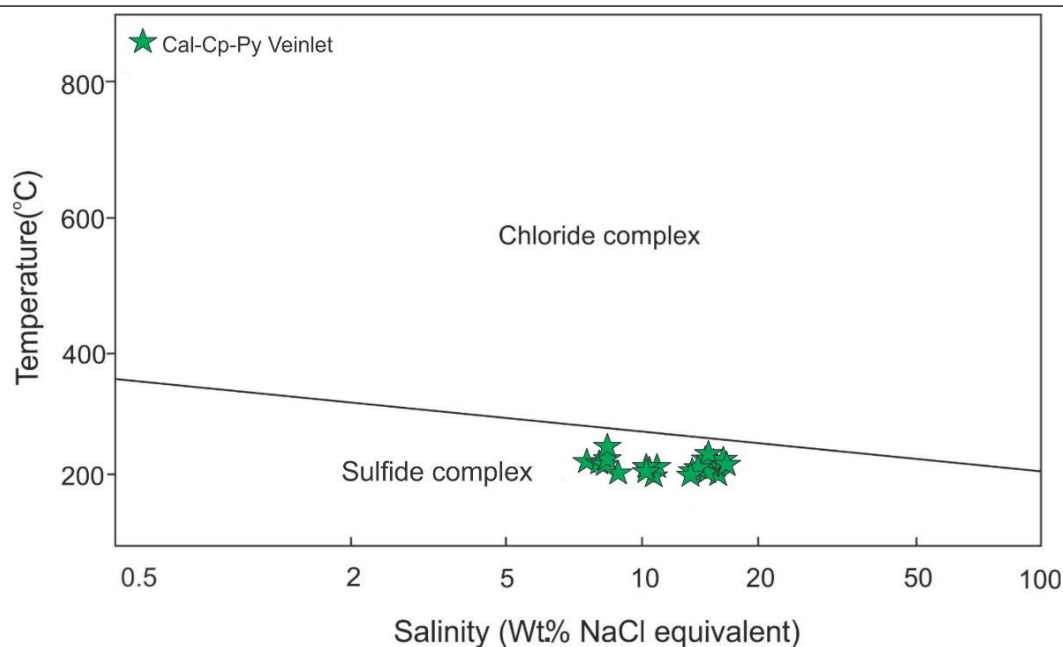
شکل 17. نمودار Dy/Yb در برابر Dy برای دایک‌های دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی (Shaw, 1970)

Fig. 17. Dy/Yb vs. Dy diagram of diorite dykes in the Robaie copper area (Shaw, 1970)



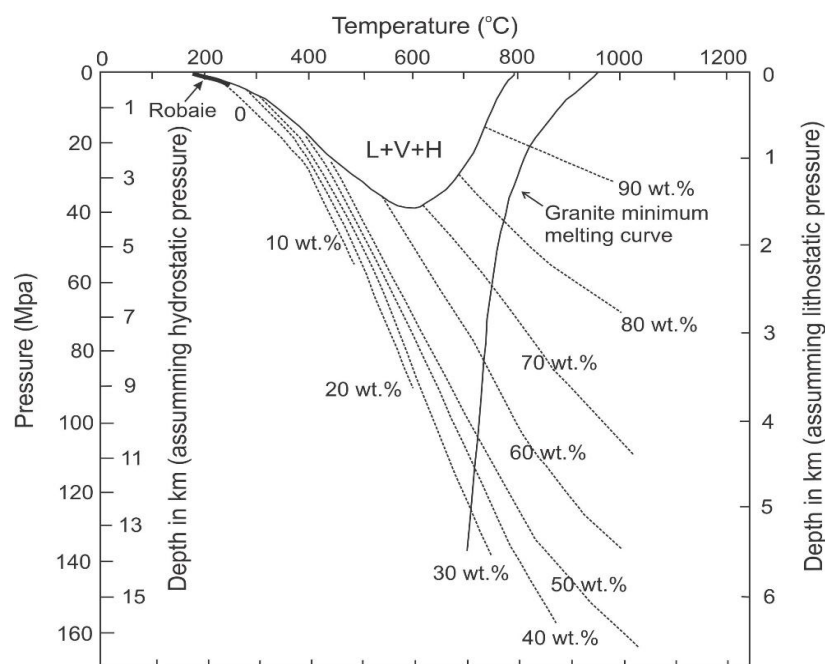
شکل 18. A: نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) و B: نمودار Ba/La در برابر Th/Nd (Shaw, 1970) دایک‌های دیوریتی محدوده اکتشافی مس رباعی

Fig. 18. A: Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Pearce, 1983), and B: Ba/La vs. Th/Nd diagram (Shaw, 1970) dioritic dykes in the Robaie copper area



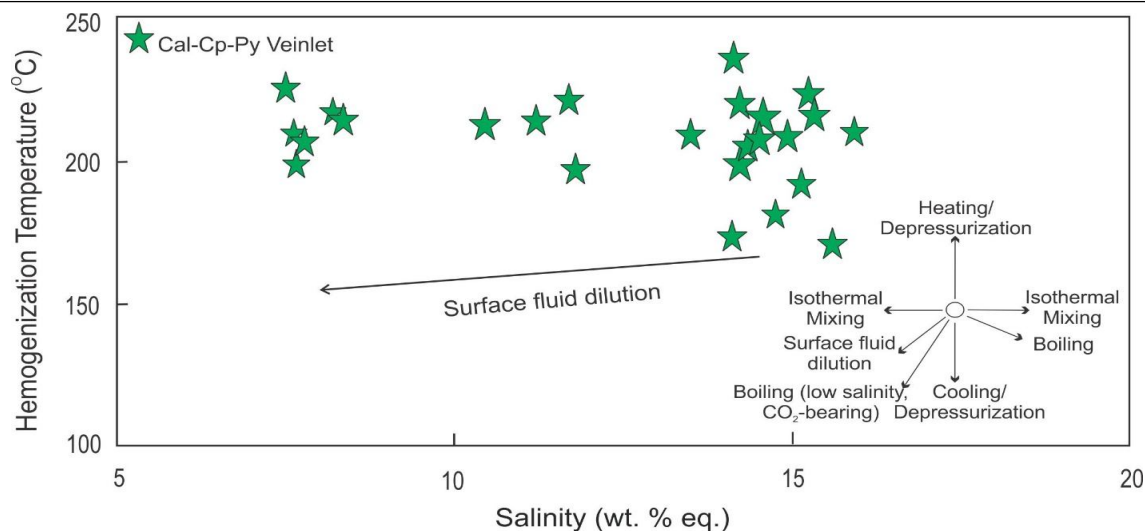
شکل 19. نمودار دما در برابر شوری برای تعیین کمپلکس احتمالی حمل فلزات در محدوده مس رباعی (Large et al, 1988)

Fig. 19. Temperature versus salinity diagram for determine the possible transport complexe of metals in the Robaie copper area (Large et al, 1988)



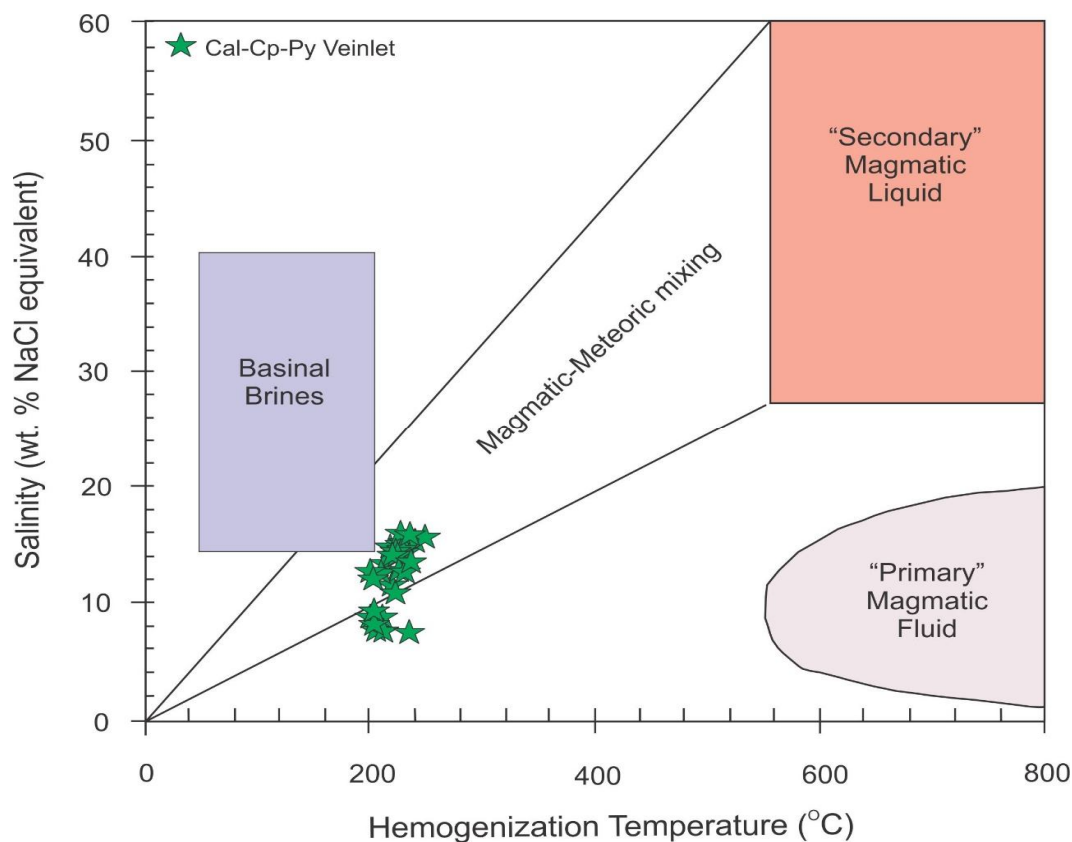
شکل 20. نمودار دما-فشار نشان‌دهنده ارتباط‌های فازی در سیستم $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ در فشارهای لیتواستاتیک و هیدرواستاتیک در منطقه محدوده مس رباعی (Fournier, 1999). L=مایع، V=بخار، H=هالیت

Fig. 20. Pressure-temperature diagram showing phase relationships in the $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ system at lithostatic and hydrostatic pressures in the Robaie copper area (Fournier, 1999). L= liquid, V= vapor, H= halite



شکل 21. دمای همگن‌شده در برابر شوری سیالات درگیر محدوده مس رباعی. روندهای تکامل سیال در نمودار دما به شوری برگرفته از شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1985)

Fig. 21. Homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in the Robaie area. Trends of fluid evolution in a temperature-salinity diagram from Shepherd et al. (1985)



شکل 22. نمودار دمای همگن‌شدن در برابر شوری سیالات درگیر در محدوده اکتشافی مس رباعی (Beane, 1983)

Fig. 22. Homogenization temperature versus salinity diagram for fluid inclusions in the Robaie area (Beane, 1983)

نتیجه‌گیری

داده‌های U-Pb، ایزوتوپ‌های Nd-Sr، سیالات در گیر، بررسی‌های زمین‌شیمی و کانی‌شناسی دایک‌های دیوریتی و زون‌های کانی‌سازی در منطقه رباعی به نتایج زیر منجر شده است:

کانی‌سازی در منطقه رباعی به شکل رگه و رگچه در زون‌های گسلی با روند NS-SW در ارتباط با زون فروورانش حاشیه قاره‌ای تشکیل شدند. کانی‌سازی جوان‌تر از ائوسن‌زیرین است که احتمال دارد با فعالیت‌های ماگمایی مشابه ترکیب دایک‌های دیوریتی در عمق در ارتباط باشد. کانی‌سازی اولیه شامل رگچه‌های کلسیت-کالکوپیریت-پیریت است. نتایج آنالیز زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که تنها مقادیر مس در منطقه بالاست و مقادیر عناصر Ag, Sb, Pb, Zn و As پایین است. پایین بودن مس در سنگ‌های آتشفشانی و بالابودن مس در رگه‌ها بیانگر آن است که زون‌های گسلی نقشی مهم در انتقال مس از سیال‌های ماگمایی و تشکیل کانی‌سازی در منطقه رباعی داشتند. ارتباط بین دمای همگن‌شدن و شوری سیالات در گیر نشان می‌دهد که مخلوط شدن سیال‌هایی با شوری بالا با سیالاتی با شوری پایین باعث ته‌نشست مس و تشکیل کانی‌سازی در منطقه رباعی شده است و کمپلکس سولفیدی مهم‌ترین عامل حمل فلزات بوده است. سیالات با دما کمی بالا و شوری بیشتر احتمالاً

ماگمایی، مس را از توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق در عمق گرفته و ضمن حرکت به سمت بالا در زون‌های گسلی با آب‌های جوی مخلوط شده‌اند. این مخلوط شدن باعث کاهش شوری شده و باعث ناپایداری کمپلکس‌های سولفیدی و ته‌نشست مس شده است.

داده‌های زمین‌شیمیایی و نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه و مقدار εNdi بیوتیت-هورنبلند دیوریت پورفیری بیانگر آن است که ماگما از گوشته غنی شده با ذوب بخشی 10 تا 20 درصد اسپینل-فلوگوپیت لرزولیت در زون فروورانش حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده است.

شواهد سنگ‌شناسی، آلتراسیون، بررسی‌های سیالات در گیر، شکل و حالت کانی‌سازی و ناهنجاری‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که کانی‌سازی مس رباعی از نوع اپی ترمال است.

قدردانی

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی در ارتباط با طرح پژوهشی شماره 42842/3 مورخه 1396/3/10 انجام شده است. از آقای مهندس احسان عزیزیان از شرکت زمین پویان فراز آسیا برای انجام عملیات صحرایی و در اختیار گذاشتن داده‌های منطقه تقدیر و تشکر می‌نمایم.

References

- Abdollahi, A. and Fardoust, F.A., 2015. Mineralogy, Geochemistry and Forming of Robaie Cu-Fe Mines, South of Damghan. M.Sc. Thesis, Shahroud University of Technology, Shahroud, Iran, 211 pp. (in Persian)
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotton, J., Bourgois, J. and Michaud, F., 2001. Late Miocene

- adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California. *Geology*, 29(6): 531–534.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1): 67–95.

- Arjmandzadeh, R., Santos, J.F. and Ribeiro, S., 2013. Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 103(2): 123-140.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A. and Rahimi G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45(1): 79-94.
- Atherton, M.P. and Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362(6423): 144-146.
- Badozadeh Kanrish, H., 2011, Investigation of ore mineralization Robaie-Fe Damaghan based on Petrography and Geochemistry studies. M.Sc. Thesis, Damghan University, Damghan, Iran, 211 pp. (in Persian)
- Barnes, H.L., 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley Interscience, New York, 978 pp.
- Beane, R.E., 1983. The magmatic-meteorite transition. *Geothermal Resources Council, Special Report*, 13: 245-253.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *the rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 115-1522.
- Boynton, W.V., 1985. Cosmochemistry of the rareearth elements: Meteorite studies, In *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 522 pp.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types, 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489-500.
- Chi, G.X. and Xue, C.J., 2011. An overview of hydrodynamic studies of mineralization. *Geoscience Frontiers*, 2(3): 423-438.
- Cotton, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1-4): 115-138.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662-665.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C. and Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Journal of Geological Society*, 149(4): 569-579.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P. and Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-Collisional Transition from Subduction- to Intraplate-type Magmatism in the Westernmost Mediterranean: Evidence for Continental-Edge Delamination of Subcontinental Lithosphere. *Journal of Petrology*, 46(6): 1155-1201.
- Etemadi, A., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2018. Geology, petrography, alteration, mineralization and petrogenesis of intrusive bodies in the Hamech prospect area, Southwest of Birjand. *Journal of Economic Geology*, 10(1): 113-137. (in Persian with English abstract)
- Fard, M., Rastad, E., Rashidnejad-Omran, N. and Ghaderi, M., 2001. Mineralization and potential of gold in Torud- Chahshirin volcano-plutonic complex (south Damghan). 5th Symposium of Geological Society of Iran, Tehran University, Tehran, Iran.
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, 94(8): 1193-1211.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer Verlag, Berlin, 390 pp.
- Hou, Z.Q., Zhang, H., Pan, X. and 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.
- Houshmandzadeh, A.R., Alavi Naini, M. and Haghipour, A.A., 1978. Evolution of geological phenomenon in Torud area. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 5H, 138 pp.
- Imamjome, A., Rastad, E., Bouzari, F. and Rashidnezhad, N., 2009. An introduction to individual disseminated veinlet and vein

- mineralization system of Cu (Pb-Zn) in the Chah Messi and Ghole Kaftaran mining district, eastern part of the Troudeh-Chah Shirin magmatic arc. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 18(70): 112–125.
- Katongo, C., Koller, F., Klötzli, U., Koeberl, Ch., Tembo, F. and Waele, B., 2004. Petrography, geochemistry, and geochronology of granitoid rocks in the Neoproterozoic–Paleozoic LufilianZambezi belt, Zambia: Implications for tectonic setting and regional correlation. *Journal of African Earth Sciences*, 40(5): 219–244.
- Kay, R.W. and Kay, S.M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219(1–3): 177–189.
- Kaygusuz, A. and Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, whole-rock and Sr–Nd isotope geochemistry of mafic microgranular enclaves in Cretaceous Dagbasi granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of magma mixing, mingling and chemical equilibration. *Geochemistry*, 69(3): 247–277.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M. and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Journal of Science*, 315(5811): 980–983.
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1(1): 13–18.
- Large, R.R., McGoldrick, J., Berry, R.F. and Young, C.H., 1988. A tightly folded, gold-rich, massive sulphide deposit: Que River mine, Tasmania. *Economic Geology*, 83(4): 681–693.
- Li, J-X., Qin, K-Zh., Li, G-M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J-X., 2011. Post-collisional orebearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126(3–4): 265–277.
- Lin, I.J., Chung, S.L., Chu, C.H., Lee, H.Y., Gallet, S., Wu, G., Ji, J. and Zhang, Y., 2012. Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of Cretaceous to Paleocene granitoids and volcanic rocks, SE Tibet: petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 131–150.
- Mehrabi, B. and Ghasemi, M.S., 2012. Intermediate sulfidation epithermal Pb–Zn–Cu ($\pm$ Ag–Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit, Semnan province, Iran. *Journal of Geological Society of India*, 80(4): 563–578.
- Menzies, M.A., Long, A., Ingeram, G., Talnfi, M. and Janfcky, D., 1993. MORB preidiotite–seawater interaction: experimental constraints on the behavior of trace elements. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios. In: H.M. Princhard, T. Alabaster, N.B.W. Harris and C.R. Neary (Editors), *Magmatic Process and Plate Tectonics*. Geological Society, London, pp. 309–322.
- Mirnejad, H., Lalonde, A.E., Obeid, M. and Hassanzadeh, J., 2013. Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran. *Lithos*, 170–171: 105–116.
- Moradi, S., 2010. Investigation of Gold mineralization in the Baghu area, southeast of Damghan. M.Sc. Thesis, University of Damghan, Damghan, Iran, 103 pp. (in Persian)
- Muir, R.J., Weaver, S.D., Bradshaw, J.D., Eby, G.N. and Evans, J.A., 1995. The Cretaceous separation point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Journal of the Geological Society*, 152(4): 689–701.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S., Quadt, A. and Bernroide, M., 2014. Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184(187): 324–345.
- Nahidifar, L., Fardost, F.A. and Rezai, M., 2014. Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Dian Copper Deposit (South Damghan). M.Sc. Thesis, Shahroud University of Technology, Shahroud, Iran, 169 pp. (in Persian)
- Niroomand, S., Hassanzadeh, J., Tajeddin, H.A. and Asadi, S., 2018. Hydrothermal evolution and isotope studies of the Baghu intrusion-related gold deposit, Semnan province, north-central Iran. *Ore Geology Reviews*, 95: 1028–1048.
- Nogol Sadat, M. and Alavi, A., 1993. Geological map of moalleman, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran.

- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, United Kingdom, pp. 230–249.
- 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(4): 956–983.
- Petford, N. and Atherton, A., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37(6): 1491–1521.
- Ramboze, C., pichavant, M. and Weisbrod, A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37(1–2): 29–48.
- Reagan, M.K. and Gill, J.B., 1989. Coexisting calcalkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 4619–4633.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, 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.
- Robb, L., 2004. Hydrothermal processes. In: L. Robb (Editor), *Introduction to Ore forming processes*. Wiley, New York, pp. 125–215.
- Rohbakhsh, P., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2018. Geology, mineralization, geochemistry and petrology of intrusive bodies In Kuh-Zar CU-Au deposit, Damghan. *Journal of Economic Geology*, 10(1): 1–23. (in Persian with English abstract)
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Singapore Publishers, England, 352 pp.
- Sajona, F.G., Naury, R.C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H. and Cotton, J., 2000. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 54(3): 173–206.
- Shamanian, G.H., Hedenquist, J.W., Hattori, K.H. and Hassanzadeh, J., 2004. The Gandy and Abolhassani Epithermal Prospects in the Alborz Magmatic Arc, Semnan Province, Northern Iran. *Economic Geology*, 99(4): 691–712.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2): 237–243.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie Academic and Professional, glasgow, 239 pp.
- Shiri, Z., 2013. *Geology, Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Anaru Zinc (Lead), south of Damghan*. M.Sc. Theses, Damghan University, Damghan, Iran, 150 pp. (in Persian)
- Siemens, H., 2003. Texture, microstructure and strength of hematite ore, experimentally deformed in the temoerature range 600°–1100°C and at strain rates between 10⁻⁴–10⁻⁶ s⁻¹. *Journal of Structural Geology*, 25(9): 1371–1391.
- Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P. and Bodnar, R.J., 2012. HOCKIEFLINCS-H₂O-NACL: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O-NaCl. *Computers and Geosciences*, 49: 334–337.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 313–345.
- Taghipour, N., 2016. Final report of the Robaie copper exploration. Geological Survey of Iran, Semnan, Final report, 110 pp.
- Tatsumi, Y. and Takahashi, T., 2006. Operation of subduction factory and production of andesite. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 101(1): 145–153.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkalinegranitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy*

- and Petrology, 113(3): 333–351.
- Whitney, D.L. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, 466 pp.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55 (1–4): 229–272.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H. and Liu, X.M., 2007. Tracing magma mixing in granite genesis, in situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 153(2): 177–190.
- Zhou, M.F., Zhao, J.H., Jiang, C.Y., Gao, J.F., Wang, W. and Yang, S.H., 2009. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: implications for a possible Permian large igneous province. *Lithos*, 113(3–4): 583–594.
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 14: 493–571.



نقش pH، ماده آلی و شدت هوازدگی بر روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناختی لاتریت‌های نیکل‌دار در منطقه بوانات، استان فارس

محمدعلی رجب‌زاده* و معصومه هدایتی

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

دریافت مقاله: 1397/12/14، پذیرش: 1398/08/25

چکیده

لاتریت‌های نیکل‌دار منطقه چشمه رستمی شهرستان بوانات در امتداد حداثصل رشته کوه‌های رسوبی زاگرس و کمربند دگرگونی - ماگمایی سنندج - سیرجان بر روی زمین رخنمون دارند. نهشته‌های لاتریتی نیکل‌دار برجا در منطقه مورد بررسی به‌طور مستقیم بر روی سنگ مادر هارزبورژیتی خود قرار می‌گیرند و از پایین به بالا شامل افق‌های پروتولیت، ساپرولیت، انتقالی و اکسیدی می‌شوند. کانی‌شناسی این نهشته‌ها از کوارتز، الیوین، لیزاردیت در افق پروتولیت به‌طور پیوسته به سمت بخش‌های بالایی به مجموعه تالک، کلینوکلر، هماتیت، گوتیت در زون اکسیدی تغییر می‌کند. هم‌زمان مقادیر عناصر Cr، Fe، Co و Mn از افق‌های پایین به سمت افق‌های بالای لاتریت افزایش می‌یابند. داده‌های pH، ماده آلی و غلظت عناصر در افق‌های مختلف نهشته‌های لاتریتی نشان‌دهنده افزایش تدریجی مقدار نیکل در امتداد عمودی زون لاتریت به سمت افق اکسیدی است. این افزایش در غلظت نیکل از طریق جذب سطحی و جانشینی در اکسی-هیدروکسیدهای آهن صورت می‌گیرد. با توجه به شدت هوازدگی ضعیف تا متوسط که موجب عدم خروج میزان بالایی از Ni از ساختار کانی الیوین سنگ مادر شده است، نهشته‌های لاتریتی منطقه نتوانسته‌اند به عیار بالایی از این فلز برسند.

واژه‌های کلیدی: pH، ماده آلی، ژئوشیمی، کانی‌شناسی، نیکل، لاتریت، بوانات

مقدمه

ذخایر لاتریتی (Dalvi et al., 2004; Butt and Cluzel, 2013b; Van der Ent et al., 2013) اهمیت شناخت این ذخایر را هرچه بیشتر روشن می‌کند. در سرتاسر جهان خاک‌های لاتریتی نیکل‌دار اغلب بر روی سنگ‌های اولترامافیک نوع افیولیتی تشکیل شده‌اند. با توجه به اینکه این سنگ‌ها می‌توانند تا 0/4 درصد وزنی حاوی نیکل باشند (Golightly, 2010; Katzagianakis et al., 2014)،

ویژگی‌های خاص عنصر نیکل موجب شده است که این فلز به جایگاه یک فلز استراتژیک در صنایع آلیاژی و الکترونیکی دست‌یابد. ذخایر معدنی نیکل در دو گروه ذخایر سولفیدی با میزان سنگ‌های اولترامافیک نظیر مجموعه‌های کوماتیتی و گروه ذخایر اکسیدی-سیلیکاتی با میزان خاک‌های لاتریتی قابل تقسیم هستند. تولید بیش از 40 درصد نیکل مصرفی دنیا از

پژوهش‌ها مثل خادمی و هاشمی‌نسب (Khademi and Hasheminassab 2010) با هدف پتانسیل‌یابی اولیه و به‌روشن نمونه‌برداری چکشی انجام شده است و برخی نیز نظیر راستی و رجب‌زاده (Rasti and Rajabzadeh, 2017) پژوهش‌های اولیه زمین‌شناسی اقتصادی در مقیاس محلی را دربرمی‌گیرند. در این پژوهش، خاک‌های لاتریتی منطقه چشمه رستمی در شهرستان بوانات از نقطه نظر فرایند لاتریت‌زایی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمی، شدت هوازدگی و عوامل کنترل‌کننده میزان نیکل در افق‌های مختلف نهشته‌های لاتریتی مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

خاک‌های لاتریتی نیکل‌دار در استان فارس در امتداد دو کمربند موازی به نام‌های کمربند شمالی (سوریان) و جنوبی (قادرآباد-کره‌ای) در حاشیه حدها فصل رشته کوه‌های رسوبی زاگرس و کمربند دگرگونی-ماگمایی سندرچ-سیرجان قرار گرفته‌اند. این خاک‌ها به‌صورت توده‌های ناپیوسته در ارتباط با مجموعه‌های افیولیتی نیریز به سن کرتاسه (Rajabzadeh, 1998) ایجاد شده‌اند. منطقه چشمه رستمی در کمربند شمالی ناحیه‌ای کوهستانی است که در فاصله 270 کیلومتری شمال باختری شیراز قرار دارد. راه دسترسی به منطقه جاده آسفالت بوانات-مزایجان بوده و رخنمون‌های لاتریتی از طریق مسیرهای فرعی جاده خاکی چشمه کدو به کوه رستمی قابل دسترسی هستند. از نظر زمین‌شناسی، منطقه مورد بررسی در حاشیه پهنه زاگرس خردشده⁷ با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و در قسمت جنوب‌غرب دره بوانات واقع شده است. این منطقه به‌وسیله گسل جیان از زون سندرچ-سیرجان و گسل جوکان از زاگرس مرتفع جدا می‌شود. قطعات سنگی افیولیت نیریز به‌صورت آمیزه‌های رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های اولترامافیک در نواحی جنوب غربی نقشه 1:100000 سوریان

فرایند لاتریتی‌شدن با تغلیظ فلزاتی چون Ni، Fe، Cr و Co و کاهش عناصری نظیر Si و Mg موجب تشکیل خاک‌های غنی از نیکل به‌عنوان محصولات هوازدگی در شرایط گرم و مرطوب می‌شود (Villanova-de-Benavent et al., 2014). خاک‌های لاتریتی نیکل‌دار بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی خود به سه گروه اصلی اکسیدی، سیلیکاتی و رسی تقسیم می‌شوند (Berger et al., 2011). لاتریت‌های اکسیدی با فراوانی کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن نظیر هماتیت و گوئیت شناخته می‌شوند و عیار نیکل در آنها 1 تا 1/6 درصد وزنی است (Butt et al., 2013). کانسارهای مائوبای¹ و پیناراس² در کوبا و کانسارهای گورو³ و پرنی⁴ در جنوب کالدونیای جدید مثال‌های مهمی از کانسارهای اکسیدی هستند. در ذخایر لاتریتی نوع سیلیکاتی کانی‌های منیزیم آب‌دار نوع فیلسیلیکاتی مانند کانی گارنیریت حامل اصلی عنصر نیکل هستند. عیار نیکل در این ذخایر بالا و از 1/8 تا 2/5 درصد وزنی در تغییر است (Golightly, 2010; Van der Ent et al., 2013a). کانسار بزرگ ماسیف کالدونیای جدید که بیشترین ذخایر ثانویه نیکل را در خود جای داده است، نمونه شاخص این نوع ذخایر است که حدود 25 درصد نیکل تولیدی جهان را به‌خود اختصاص داده است. لاتریت‌های نوع رسی به تازگی شناخته شده‌اند. کانی‌های غالب در این ذخایر شامل رس‌های گروه ساپونیت و اسمکتیت می‌شوند و عیار نیکل در آنها بین 1 تا 1/5 درصد است. این ذخایر در مناطق کراتونی با توپوگرافی پایین نظیر مناطقی از کشور استرالیا تشکیل شده‌اند. از این مناطق می‌توان بولونگ⁵ و مورین مورین⁶ را نام برد (Butt et al., 2013).

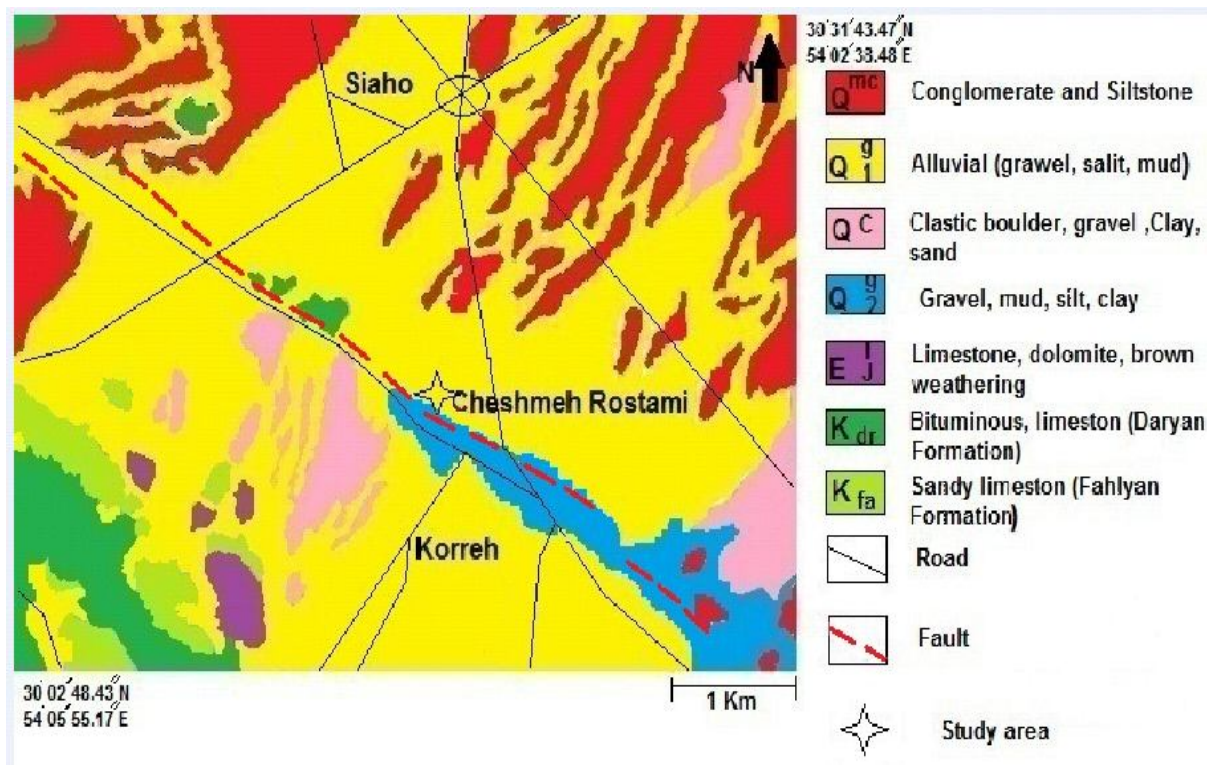
محدوده شهرستان بوانات دربرگیرنده خاک‌های لاتریتی برج‌ا و نابرجاست که به‌صورت رخنمون‌های ناپیوسته در ارتباط با سنگ‌های افیولیتی تشکیل شده‌اند. تاکنون پژوهش‌های جامعی بر روی خاک‌های این منطقه انجام نشده است. برخی از این

1. Moa Bay
2. Pinares
3. Goro
4. Prony

5. Bulong
6. Murrin Murrin
7. Crushed Zone

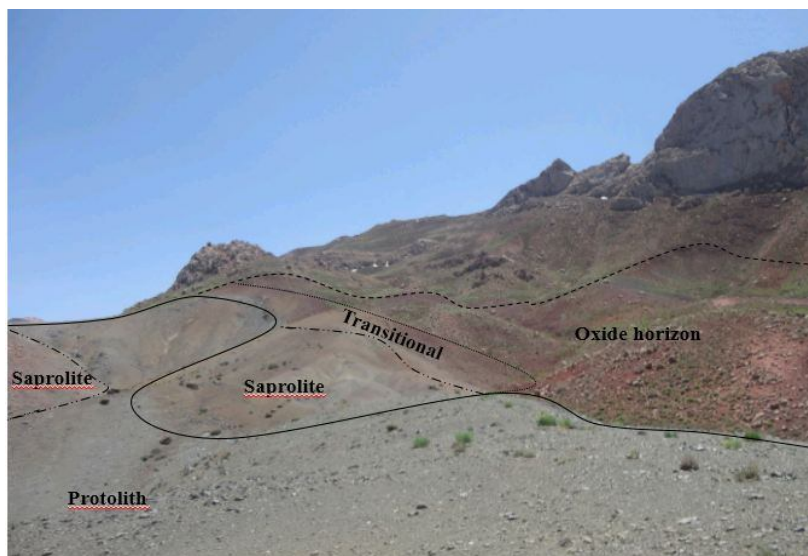
اولترامافیکی است. نوع رخساره این واحد شبیه فلیش است که طی کوه‌زایی لارامید نهشته شده است، 3- واحد لوتیتی ائوسن که دربرگیرنده پکستون و سنگ‌های رسی به رنگ قرمز است و گاه آثاری از توف و گدازه‌های آندزیتی را نیز در خود دارد، 4- واحد مارنی به سن اولیگومیوسن که شامل تناوب کم‌ویش یکنواخت از مارن، آهک‌های رسی، کنگلومراهای میان سازندی، کالکاریت است. این واحد را می‌توان به گونه‌ای در گروه مولاس‌های الیگومیوسن دانست و 5- واحد کنگلومرا و آهک نومولیت‌دار اولیگومیوسن که دارای دو بخش قابل جدایش است. بخش بالایی که دربرگیرنده آهک‌های بیومیکریتی کمرنگ نومولیت‌دار با لایه‌بندی خوب است و بخش زیرین که از تناوبی از کنگلومرا، میکرو کنگلومرا، آهک‌های ماسه‌ای، ماسه‌سنگ، مارن اویستردار و آهک‌های کمرنگ تشکیل شده است (شکل 2).

ثبت شده‌اند (شکل 1). سنگ‌های اولترامافیکی منطقه مورد بررسی اغلب از نوع هارزبورژیت و به مقدار کمتری دونیت هستند. تغییر شرایط آب و هوایی در کرتاسه بالایی و همچنین پس‌روی و خروج حوضه رسوبی از زیر آب، موجب شکل‌گیری خاک‌های لاتریتی شده است. فرسایش این خاک‌ها در عصر حاضر نیز به‌نوبه خود موجب تشکیل لاتریت‌های نابرجا در دشت‌های منطقه شده است. رخنمون‌های سنگی در منطقه شامل 5 واحد اصلی سنگ شناختی می‌شوند: 1- توده‌های اولترابازیک دگرسان‌شده که اغلب شامل هارزبورژیت‌های به‌شدت سرپانتینی شده می‌شوند، 2- واحد کنگلومرای-آهک دولومیتی به سن پائوسن-ائوسن زیرین که شامل تناوبی از مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک‌های چرت‌دار و آهک‌های مارنی می‌شود. کنگلومرا حجم اصلی این واحد را تشکیل می‌دهد و دربرگیرنده قطعات رادیولاریتی و سنگ‌های



شکل 1. موقعیت منطقه چشمه رستمی بوانات در نقشه زمین‌شناسی برگه 1:100000 سوریان، اقتباس از اوئسی (Oveisi, 2001)

Fig. 1. Location of Cheshmeh Rostami area on the geological map of Souryan. 1:100000 (after Oveisi, 2001)



شکل 2. افق‌های مختلف نهشته‌های لاتریتی نیکل‌دار در منطقه چشمه رستمی شهرستان بوانات، دید به سمت شمال
Fig. 2. Different horizons of Ni-bearing laterites in the Cheshmeh Rostami area, Bavanat, view to the north

روش مطالعه

برداشت اطلاعات صحرائی و انجام نمونه‌برداری از افق‌های برجای لاتریت‌های نیکل‌دار در امتداد 3 مقطع عرضی انجام شد. پس از انجام بررسی‌های میکروسکوپی بر روی نمونه‌های لاتریتی با استفاده از روش‌های معمول نور انکساری و انعکاسی، تعداد 9 نمونه شاخص از یک مقطع کامل با استفاده از روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمایی جفت شده القایی¹ برای تعیین غلظت عناصر جزئی در شرکت فرآوری مواد معدنی کرج مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. همچنین با استفاده از روش نیمه کمی پراش پرتو ایکس² نمونه‌ها مورد بررسی دقیق کانی‌شناسی قرار گرفتند. تفسیر داده‌های XRD با استفاده از نرم‌افزار Xpoder انجام شد. اندازه‌گیری مؤلفه‌های pH و ماده آلی (OM) با استفاده از روش‌های معمول شیمیایی انجام شد. در این مورد مقادیر pH به وسیله دستگاه Metrohm و کاغذ pH اندازه‌گیری شد که نشان‌دهنده pH مواد محلول بین دانه‌ای در آب است. برای اندازه‌گیری مقدار ماده آلی خاک نیز از روش تیتراسیون استفاده شده است. در پایان با استفاده از نمودارهای

استاندارد ژئوشیمیایی نتایج به دست آمده مورد ارزیابی قرار گرفتند.

مؤلفه pH

pH مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده جذب سطحی فلزات و از جمله نیکل در دما، فشار و غلظت معینی از مواد اولیه است. داده‌های مربوط به pH در جدول 1 خلاصه شده‌اند. چنان‌که در این جدول نشان داده شده است، تغییرات این مؤلفه در امتداد مقطع عرضی نهشته‌های لاتریتی محدود بوده و بین 6/82 و 7/99 در تغییر است. کمترین میزان در جبهه هوازدگی (بخش بالایی افق پروتولیت) دیده می‌شود که بیشترین فعالیت نیکل و فلزات دیگر در این شرایط وجود دارد و بیشترین مقدار آن در بالاترین بخش افق اکسیدی مشاهده می‌شود که موجب جذب بیشترین فلزات بر روی سطوح کانی‌های جاذب می‌شود. محلول‌های اکسیدی با این ویژگی‌های pH موجب تبدیل کانی‌های سرپانتین به اکسید-هیدروکسیدهای آهن (مانند هماتیت و گوتیت) می‌شوند (Thorne et al., 2009). pH بالا جذب سطحی Ni را

1. Inductively coupled plasma mass spectrometry

2. X-ray diffraction

پروتولیت به سمت افق اکسیدی افزایش می‌یابد. مقدار زیادی از آن در عمق 40 سانتی‌متری از سطح زمین دیده می‌شود. کاهش ماده آلی در بالاترین سطح خاک احتمالاً مربوط به اکسایش و تخریب آن در سطح حدفواصل بین خاک و هوای آزاد است (جدول 1 و شکل 3).

راحت‌تر می‌کند و بنابراین جذب سطحی نقشه‌ی مهم در نگهداری Ni به‌وسیله ترکیبات اکسی هیدروکسیدهای آهن دارد (Giménez et al., 2007; Dimirkou et al., 2009).

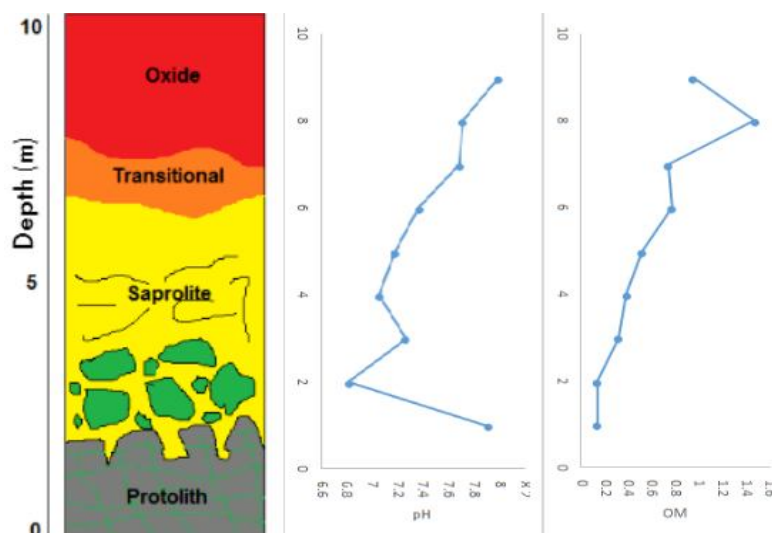
مؤلفه ماده آلی (OM)

داده‌های مربوط به اندازه‌گیری ماده آلی در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهند که این ماده به‌طور فزاینده‌ای از افق

جدول 1. مقادیر pH و OM در افق‌های مختلف لاتریت منطقه چشمه رستمی بوانات. ماده آلی بر حسب درصد وزنی است.

Table 1. pH and OM values in different horizons from Cheshmeh Rostami area, Bavanat region. Organic matter is in weight percent.

Zone	Sample	pH	OM
Oxide	R2-9	7.99	0.951
	R2-8	7.71	1.475
	R2-7	7.69	0.741
Transitional	R2-6	7.37	0.773
	R2-5	7.18	0.521
Saprolite	R2-4	7.06	0.386
	R2-3	7.27	0.317
Protolith	R2-2	6.82	0.140
	R2-1	7.91	0.140



شکل 3. تغییرات pH و OM در افق‌های مختلف نهشته‌های لاتریتی منطقه چشمه رستمی بوانات

Fig. 3. Variations of pH and OM in different horizons of laterites in Cheshmeh Rostami, Bavanat

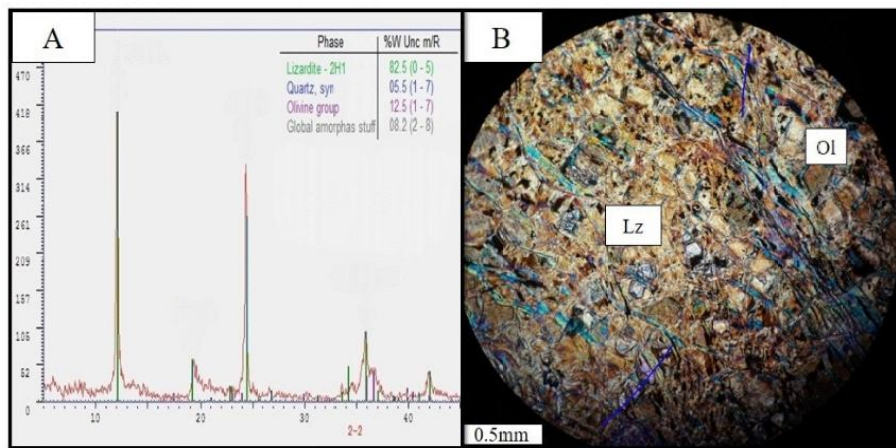
بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و کانی‌شناسی

در این بخش داده‌های صحرایی، میکروسکوپی و آنالیز دستگاهی نمونه‌های زمین‌شناختی در امتداد مقاطع عرضی از نهشته‌های لاتریتی منطقه ارائه می‌شوند. مقاطع عرضی نهشته‌های لاتریتی برجا در منطقه مورد بررسی دارای کلیه افق‌های یک لاتریت معمولی هستند که به ترتیب از بخش زیرین به بخش بالایی شامل چهار افق پروتولیت، ساپرولیت، انتقالی و اکسیدی می‌شوند (شکل 2).

افق پروتولیت

این افق که در پایین‌ترین بخش لاتریت قرار دارد، معمولاً یک سنگ هارزبورژیتی به شدت هوازده است؛ هرچند در برخی موارد نادر، سنگ مادر می‌تواند یک دونیت باشد. هوازدگی در این افق موجب متلاشی شدن حداقل 30 درصد سنگ مادر شده است. با این حال، قطعات باقی‌مانده سنگ مادر نشان‌دهنده

حفظ‌شدن بافت مش و لانه زنبوری سنگ سرپانتینیت است. ضخامت این بخش در مناطقی که فرسایش موجب رخنمون آن در سطح زمین شده، بین 5 تا 15 متر متغیر و رنگ آن سبز زیتونی تا لجنی است. آثار باقی‌مانده از کانی‌های الیون و ارتوپروکسن در قطعات منفصل سنگی بیانگر آن است که سنگ مادر اغلب اولترامافیکی نوع هارزبورژیت است. در مقاطع میکروسکوپی مقادیر بالایی از کانی‌های سرپانتینی نوع لیزاردیت به همراه باقی‌مانده‌های ارتوپروکسن و الیون مشاهده می‌شوند. همچنین مقادیر کمی از کانی‌های ثانویه مانند کوارتز، کلینوکلر و هماتیت دیده می‌شوند که به سمت نمونه‌های برداشت شده از بخش بالایی این افق افزایش می‌یابند. داده‌های به‌دست آمده از آنالیز XRD، یک نمونه از این افق که نشان‌دهنده فراوانی کانی‌های لیزاردیت، الیون، کوارتز و مواد آمورف است، در شکل 4 نشان داده شده است.



شکل 4. A: نمودار آنالیز XRD نمونه و B: تصویر میکروسکوپی نمونه سنگ از افق پروتولیت در منطقه چشمه رستمی بوانات. علائم اختصاری کانی‌ها در تصاویر میکروسکوپی از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: الیون، Lz: لیزاردیت).

Fig. 4. A: XRD spectrum of the analyzed sample, and B: microscopic image of the sample from protolith horizon in Cheshmeh Rostami, Bavanat. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: olivine, Lz: lizardite).

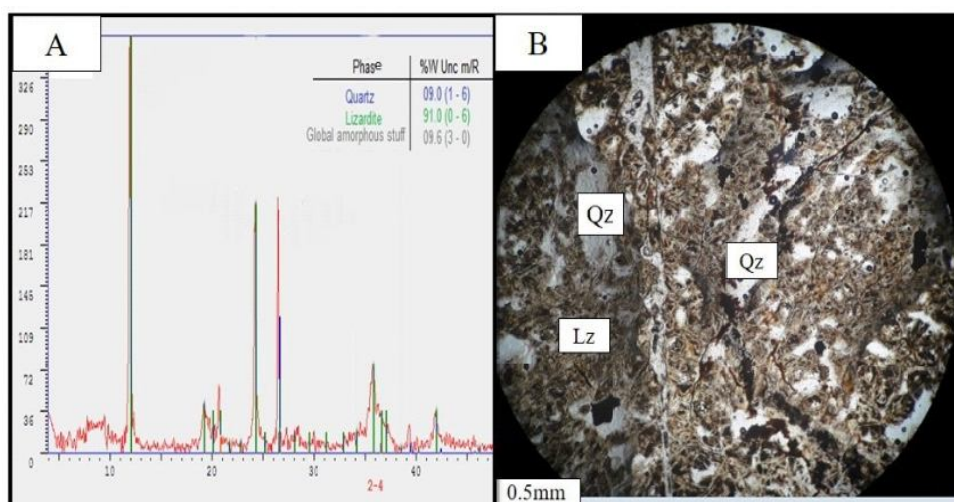
افق ساپرولیت

این افق به‌طور پیوسته در بالای زون پروتولیت قرار دارد. مرز آن با افق زیرین تدریجی است و بر اساس نسبت سنگ به خاک

می‌توان آن را به دو بخش تقسیم کرد: ساپرولیت سخت در زیر که حدود 40 تا 50 درصد از قطعات به شدت هوازده سنگ مادر را داراست و بخش ساپرولیت نرم در بالا که کمتر از 30 درصد

هیدروکسیدهای آهن و سیلیس دیده می‌شود. حضور سیلیس با داده‌های XRD تطبیق دارد. داده‌های کانی شناختی نشان‌دهنده حضور کانی‌های لیزاردیت به میزان 90/8 و کوارتز به میزان 9/2 درصد حجمی به‌عنوان فراوان‌ترین کانی‌های شاخص این افق هستند (شکل 5).

آن قطعات سنگی هستند. قطعات سنگی این افق بسیار ترد و شکننده بوده و با فشار دست به راحتی به تکه‌های ریز تبدیل می‌شوند. ضخامت این افق 2 تا 7 متر و رنگ آن سبز مایل به خاکستری است. در بررسی‌های میکروسکوپی فقط آثار نادری از کانی‌های سرپانتین در زمینه‌ای از خاک تیره حاوی اکسیدها و



شکل 5. A: نمودار آنالیز XRD نمونه و B: تصویر میکروسکوپی نمونه سنگ افق ساپرولیت در منطقه چشمه رستمی بوانات. علائم اختصاری کانی‌ها در تصاویر میکروسکوپی از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Lz: لیزاردیت).

Fig. 5. A: XRD spectrum of the analyzed sample, and B: microscopic image of the sample from saprolite horizon in Cheshmeh Rostami, Bavanat. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qz: quartz, Lz: lizardite).

افق انتقالی

بر روی افق ساپرولیتی، یک افق نرم و دانه‌ریز با ویژگی‌های دو زون ساپرولیت و اکسیدی قرار گرفته که تقریباً بدون قطعات باقی‌مانده از سنگ مادر هوازده است. ضخامت این بخش در مناطق با توپوگرافی ملایم به 5 متر می‌رسد و رنگ آن سبز روشن تا قرمز با تهرنگ زرد تا نارنجی است. نبود بافت و کانی مشخص در مقاطع میکروسکوپی نشان از هوازدگی و فرسایش شدید سنگ مادر در این افق و تبدیل کامل سنگ به خاک دارد. با این وجود در برخی از نمونه‌ها، وجود کانی‌های اکسیدی آهن (هماتیت و گوتیت) و رگچه‌های سیلیسی از ویژگی‌های این افق است. بر اساس داده‌های XRD، لیزاردیت و کوارتز با فراوانی 39/3 و 29/8 درصد حجمی، فراوان‌ترین

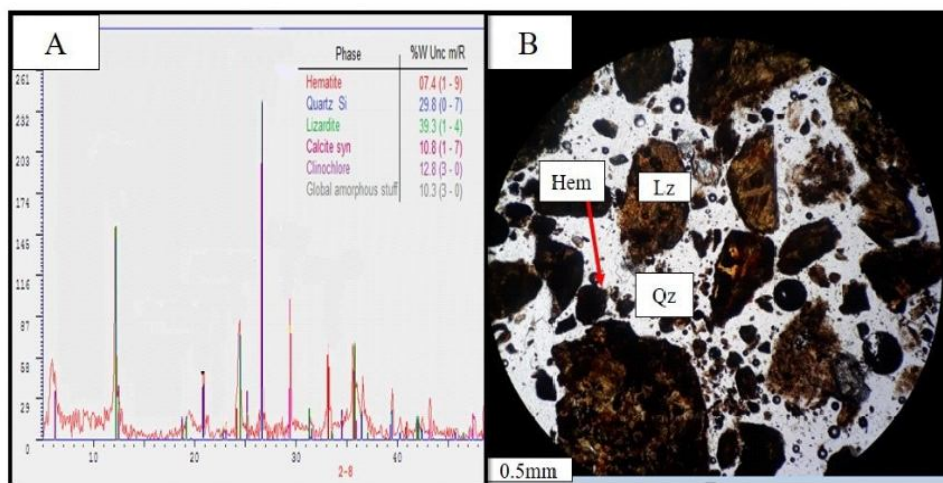
کانی‌های این افق هستند. همچنین کانی‌های ثانویه کلسیت (10/8 درصد) و هماتیت (7/4 درصد) نیز حضور دارند (شکل 6).

افق اکسیدی

افق اکسیدی در بالاترین بخش نهشته‌های لاتریتی برجا مشاهده می‌شود. این بخش شامل خاک بسیار نرم به رنگ قرمز تیره تا روشن با ضخامتی تا 12 متر می‌شود که در اثر فرسایش در توپوگرافی‌های با شیب ملایم به داخل مناطق میان کوه و حتی دشت‌های مجاور گسترش یافته است. کانی‌های ثانویه اکسیدی - هیدروکسیدی آهن اصلی‌ترین کانی‌های این افق خاک بوده که به همراه آثاری فراوانی از سیلیس و مواد آمورف از اکسیدهای

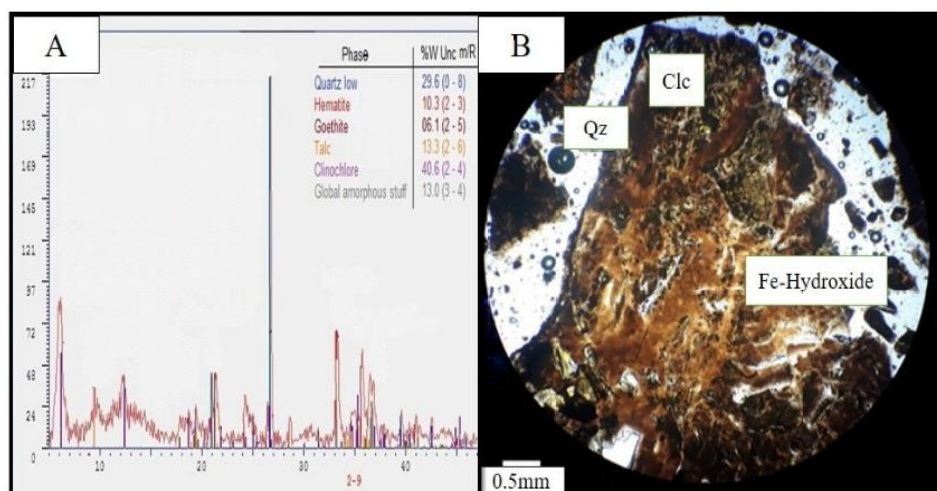
هیدروکسید آهن (گوتیت) در افق اکسیدی 16/4 درصد است (شکل 7).

آهن دیده می‌شوند. وجود تالک تا فراوانی 13/3 درصد و کلینوکلر با فراوانی 40/6 درصد در داده‌های XRD مربوط به این افق گزارش شده است. کانی‌های متبلور اکسید (هماتیت) و



شکل 6. A: نمودار آنالیز XRD نمونه و B: تصویر میکروسکوپی نمونه خاک افق انتقالی در منطقه چشمه رستمی بوانات. علائم اختصاری کانی‌ها در تصاویر میکروسکوپی از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Lz: لیزاردیت، Hem: هماتیت).

Fig. 6. A: XRD spectrum of the analyzed sample, and B: microscopic image of the sample from transitional horizon in Cheshmeh Rostami, Bavanat. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qz: quartz, Lz: lizardite, Hem: hematite).



شکل 7. A: نمودار آنالیز XRD نمونه و B: تصویر میکروسکوپی نمونه خاک افق اکسیدی در منطقه چشمه رستمی بوانات. علائم اختصاری کانی‌ها در تصاویر میکروسکوپی از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Clc: کلینوکلر، Fe-Hydroxide: هیدروکسید آهن).

Fig. 7. A: XRD spectrum of the analyzed sample and B: microscopic image of the sample from oxide horizon in Cheshmeh Rostami, Bavanat. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qz: quartz, Clc: clinoclone).

ژئوشیمی عناصر

نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های یک مقطع عرضی کامل از نهشته لاتریتی در جدول 2 آمده است. با توجه به اینکه در این پژوهش رفتار عناصر اصلی Ni, Fe, Al, Mg, Mn, Si و عناصر فرعی Co, Cr, V, Zn مورد بررسی قرار گرفته‌اند، جدول 2 با توجه به این نکته تهیه شده است.

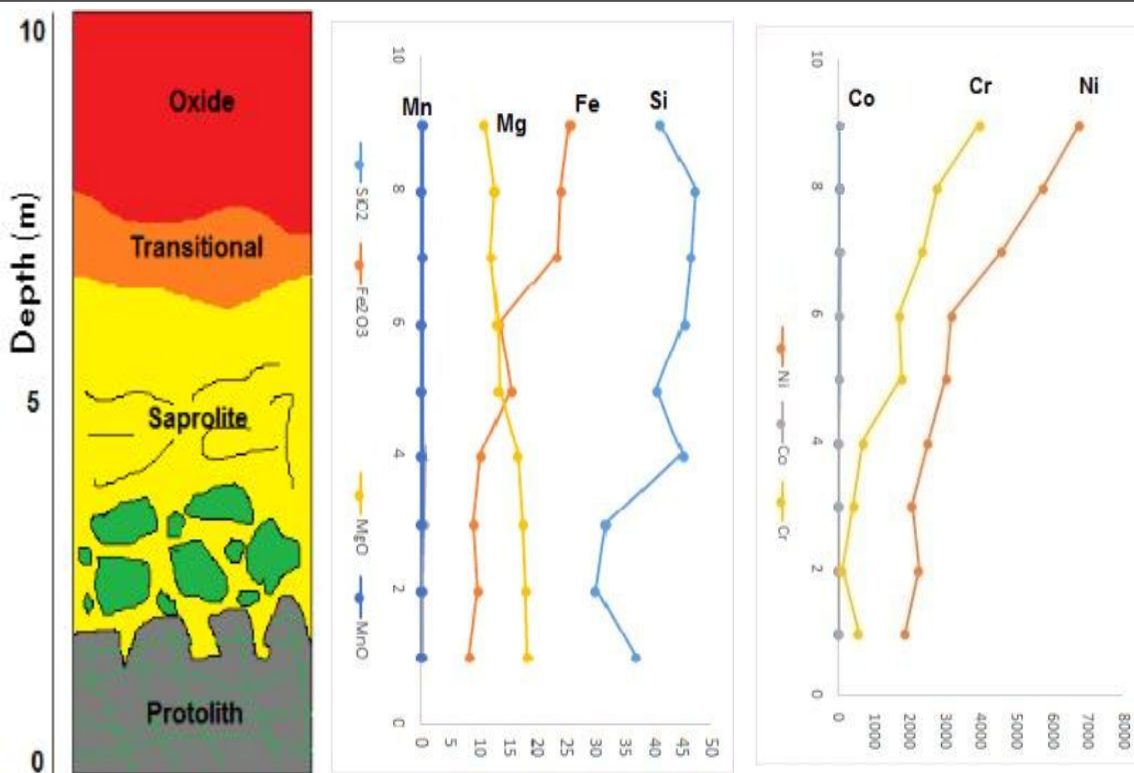
آهن: رفتار ژئوشیمیایی آهن در خاک‌های مورد بررسی شبیه به دیگر فلزات و به‌ویژه Ni و Co است؛ به‌طوری‌که رفتار این فلز در فرایند هوازدگی وابستگی زیادی به سامانه Eh-pH و حالت اکسایشی گونه‌های شیمیایی این عنصر دارد. در شرایط اکسایشی و قلیایی، آهن به‌صورت ترکیبات اکسیدی و هیدروکسیدی ته‌نشین می‌شود. توزیع آهن در نیم‌رخ‌های خاک

متغیر بوده و توسط چندین مؤلفه خاک کنترل می‌شود. به‌طور مثال، بافت خاک و شرایط اقلیمی (میزان بارندگی، دما) بر روی میزان فعالیت آهن تأثیر گذاشته است (Kabata-Pendias and Pendias, 1999) که اثرات آن در رنگ خاک نشان داده می‌شود. علی‌رغم تأثیر این متغیرها بر رفتار آهن، از غلظت و توزیع ترکیبات آهن در نیم‌رخ خاک برای توصیف فرایندها و رده‌بندی خاک استفاده زیادی شده است. واکنش‌های زیادی بر انحلال‌پذیری آهن در خاک نقش دارند؛ اما چنان‌که به‌نظر می‌آید، آب‌کافت و تشکیل گونه‌های کمپلکس‌شده از مهم‌ترین فرایندها هستند. عنصر آهن در مقطع عرضی لاتریت منطقه چشمه رستمی از افق پروتولیت به سمت بخش‌های بالایی به‌طور پیوسته افزایش می‌یابد و در افق اکسیدی به بیشترین مقدار خود 25/75 wt.% می‌رسد (شکل 8).

جدول 2. نتایج آنالیز شیمیایی خاک‌های لاتریتی منطقه چشمه رستمی با استفاده از روش ICP-MS

Table 2. Chemical analysis data of lateritic soils from Cheshmeh Rostami area by using ICP-MS method

Zone	Oxide			Transitional		Saprolite		Protolith	
Sample	R2-9	R2-8	R2-7	R2-6	R2-5	R2-4	R2-3	R2-2	R2-1
Wt. %									
SiO ₂	37.17	30.20	31.98	45.25	40.67	45.25	46.60	47.30	41.17
Al ₂ O ₃	2.50	2.58	2.04	2.58	2.28	0.67	0.54	0.29	0.32
Fe ₂ O ₃	25.75	24.25	23.62	13.55	15.65	10.38	9.09	9.92	8.31
MnO	0.27	0.18	0.34	0.18	0.20	0.15	0.14	0.10	0.11
MgO	10.97	12.80	12.16	13.33	13.59	16.87	17.65	18.23	18.45
ppm									
Ni	6793	5775	4608	3208	3044	2549	2091	2275	1898
Zn	156	151	135	94	84	77	69	69	82
Cr	3985	2807	2391	1734	1802	721	454	131	589
Co	152	140	95	64	61	53	50	49	40
V	77	70	68	47	51	25	20	dl	17



شکل 8. تغییرات عناصر اصلی و فرعی در طول پروفیل نهشته لاتریتی منطقه چشمه رستمی بوانات

Fig. 8. Variations of major and minor elements through vertical profile of the laterite in Cheshmeh Rostami, Bavanat

افق پروتولیت مقدار منیزیم در بیشینه مقدار خود 18/45 درصد وزنی است. فرایند آبشویی موجب می‌گردد با فاصله از سنگ مادر بطور پیوسته‌ای میزان منیزیم به سمت افق اکسیدی کاهش می‌یابد (10/97 wt.%) (شکل 8).

منگنز: عنصر منگنز در فرایندهای زمین‌شیمیایی همراهی نزدیکی با آهن دارد. بنابراین، چرخه منگنز در محیط‌های مختلف زمین‌شیمیایی از چرخه آهن پیروی می‌کند. طی فرایند هوازدگی در شرایط گرمسیری و نیمه گرمسیری، منگنز در ذخایر بازمانده متمرکز می‌شود؛ در حالی که این عنصر در شرایط اقلیمی مرطوب و سرد توسط محلول‌های اسیدی از رسوبات و خاک آب‌شویی می‌شود (Kabata-Pendias and Pendias, 1999). تحرک منگنز در خاک به شدت به pH و

سیلیسیم: کانی کوارتز معمولاً انحلال‌ناپذیر است؛ اما سیلیس می‌تواند توسط واکنش‌های آب‌کافت در گستره وسیعی از pH متحرک شود. در اغلب آب‌های زیرزمینی با گستره pH 5 تا 9، سیلیسیم از آلومینیم انحلال‌پذیرتر است و در نتیجه هوازدگی موجب آب‌شویی سیلیس و برجای ماندن مجموعه‌ای از ترکیبات اکسیدی و هیدروکسیدی نامتحرک آهن و آلومینیم می‌شود (Robb, 2005). با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی، میزان عنصر سیلیسیم در منطقه چشمه رستمی در افق پروتولیت از 41/17 درصد وزنی به میزان 37/17 درصد وزنی در افق اکسیدی کاهش می‌یابد (شکل 8).

منیزیم: تغییرات عنصر منیزیم در منطقه تحت تاثیر فاصله از سنگ مادر (هارزبورژیت) می‌باشد. به همین دلیل است که در

حامل این عنصر (اغلب کرومیت) در فرایند لائتریتی شدن در خاک تغلیظ شده‌اند. عنصر کروم مانند عناصر آهن، نیکل و منگنز از بخش‌های پایین پروفیل عمودی نهشته‌های لائتریتی به سمت قسمت‌های بالایی به‌طور پیوسته افزایش می‌یابد (شکل 8).

کبالت: در محیط‌های دما-فشار بالا، کبالت از لحاظ ژئوشیمی رفتاری شبیه به نیکل دارد. به علت شباهت شعاع یونی کبالت با منیزیم، بخش اعظم کبالت در ماگما حین تشکیل کانی‌های منیزیم اولیه به‌خصوص الیون از فاز سیال خارج می‌شود. در شرایط سطحی نظیر لائتریتی شدن، به دنبال تجزیه سرپانتین، دو عنصر نیکل و کبالت از هم جدا می‌شوند. در این زمان، نیکل وارد سیلیکات‌های منیزیم دار شده و کبالت در فازهای اکسیدی تمرکز می‌یابد (Mason and Moore, 2003). در منطقه مورد بررسی، بیشترین مقدار این عنصر 152 ppm در افق اکسیدی و کمترین غلظت آن 40 ppm مربوط به افق پروتولیت است. تغییرات غلظت به‌طور تدریجی از بخش‌های پایین به سمت قسمت‌های بالای پروفیل عمودی خاک دارای روندی افزایشی است (شکل 8).

تعیین شدت هوازدگی سنگ مادر

برای تعیین میزان هوازدگی سنگ مادر در منطقه چشمه رستمی از نمودار شدت هوازدگی (Selvaraj and Chen, 2006) و همچنین اندازه‌گیری اندیس‌های هوازدگی CIA^1 ، CIW^2 و RW^3 با استفاده از فرمول‌های زیر استفاده شده است:

$$CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) * 100$$

$$CIW = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)) * 100$$

$$RW = SiO_2 / (Fe_2O_3 + Al_2O_3)$$

با توجه به محاسبات انجام شده، شدت هوازدگی در منطقه چشمه رستمی از نوع هوازدگی متوسط و ضعیف است (جدول 3 و شکل 9).

توانایی اکسیداسیون وابسته است. منگنز در لائتریت منطقه چشمه رستمی از افق پروتولیت از مقدار 0/11 wt.% به مقدار 0/27 wt.% در افق اکسیدی افزایش می‌یابد (شکل 8).

نیکل: این فلز دارای رفتار ژئوشیمیایی شبیه به آهن، کبالت و مس است. بر خلاف کبالت و آهن، نیکل معمولاً در محلول‌های آبگون به حالت اکسیداسیون 2+ پایدار است. یون نیکل به‌طور اساسی، دارای شعاع و بار یونی مشابه منیزیم است، بنابراین می‌تواند در کانی‌های منیزیم‌دار به‌صورت پنهان شده حضور داشته باشد. عنصر نیکل در بین یون‌های دو ظرفیتی دارای انرژی بالایی در موقعیت‌های بلوری است و به‌همین دلیل در رقابت با یون‌های Fe و Mn برای اشغال مواضع بلوری به‌صورت قوی رقابت می‌کند (Mason and Moore, 2003). مقدار نیکل در افق پروتولیت منطقه مورد بررسی دارای کمینه غلظت (ppm) 1898 و در افق اکسیدی بیشینه غلظت (ppm) 6793 است. با این حال، روند افزایشی میزان نیکل در طول پروفیل عمودی دارای همبستگی بسیار خوبی با غلظت آهن بوده و بنابراین به نظر می‌رسد نیکل در افق اکسیدی وارد شبکه اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن شده و یا به شکل جذب سطحی بر روی این ترکیبات قرار می‌گیرد (شکل 8).

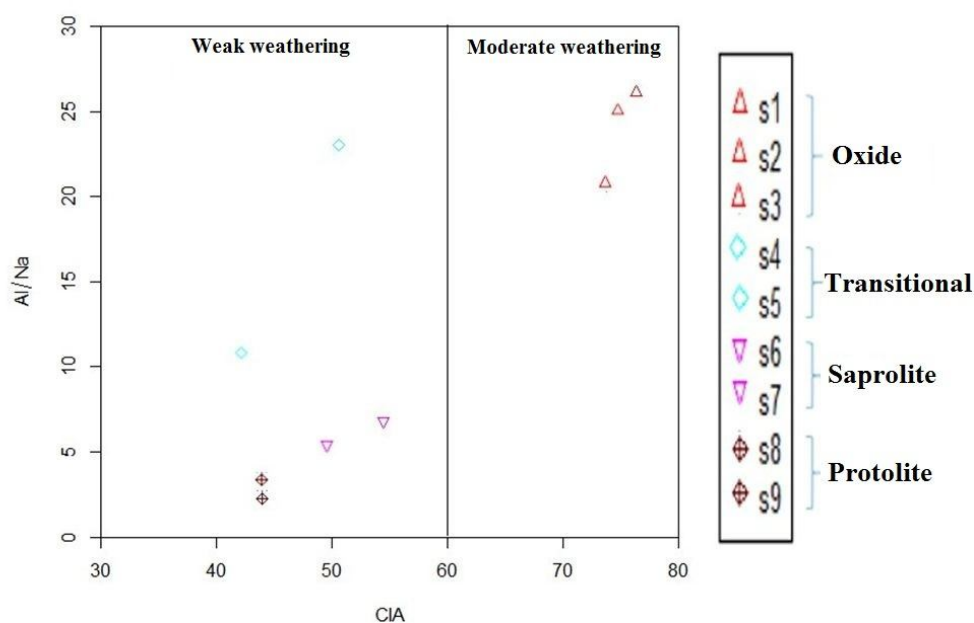
کروم: در سنگ‌های اولترامافیک، غلظت کروم ممکن است به بیش از 2000 ppm برسد. گونه‌های شیمیایی کروم در شرایط سطحی به Eh-pH محیط بستگی دارد (Kotaś and Stasicka, 2000). با این وجود، چون عنصر کروم اغلب در کانی کرومیت محبوس است و این کانی در شرایط سطحی در مقابل هوازدگی بسیار مقاوم است، در خاک به‌صورت نامتحرک باقی می‌ماند (Kabata-Pendias and Pendias, 1999). حضور غلظت‌های بالای کروم در افق‌های خاک‌های لائتریتی و به‌خصوص در افق اکسیدی نشان می‌دهد که کانی‌های

1. Chemical Index of Alteration
2. Chemical Index of Weathering
3. Rate Weathering

جدول 3. داده‌های محاسبه‌شده مربوط به شدت هوازدگی در منطقه چشمه رستمی بوانات

Table 3. Calculated data of weathering intensity in Cheshmeh Rostami area, Bavanat

Zone	CIA	OIW	RW	Al/Na
Oxide	75.32	77.42	1.31	25.33
	76.33	78.41	1.12	26.13
Transitional	73.72	73.72	1.24	20.66
	35.19	35.34	2.80	21.86
Saprolite	50.55	52.9	2.26	23.06
	54.47	58.77	4.09	6.80
Protolith	49.09	53.46	4.83	5.46
	43.93	50.87	4.63	2.93
	43.91	50.07	4.77	2.26



شکل 9. موقعیت نمونه‌های لاتریتی منطقه چشمه رستمی بوانات بر روی نمودار شدت هوازدگی (Selvaraj and Chen, 2006)

Fig. 9. Location of the laterite samples from Cheshmeh Rostami area, Bavanat on the weathering diagram (after Selvaraj and Chen, 2006).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های اولترامافیک نوع افیولیتی پوسته اقیانوس نئوتیس به

سن کرتاسه بالایی تشکیل شده‌اند. هارزبورژیت‌های

لاتریت‌های نیکل‌دار منطقه چشمه رستمی بوانات بر روی

نیکل و منگنز از یک سو و افزایش pH، OM در افق اکسیدی از سوی دیگر نشان می‌دهد که نیکل به صورت جذب سطحی و یا جانشینی در هماتیت و گوتیت حضور دارد. و مهم ترین عامل در تثبیت نیکل و غنی‌شدگی این فلز در خاک‌های لاتریتی است. همچنین داده‌های ژئوشیمیایی بر روی غلظت نیکل از یک سو و محاسبات مربوط به شدت هوازدگی سنگ مادر از سوی دیگر، نبود عیارهای بسیار بالای نیکل در خاک‌های لاتریتی منطقه چشمه رستمی شهرستان بوانات را توجیه می‌کند. غلبه داشتن ترکیبات اکسیدی آهن حامل نیکل، این خاک‌ها را در گروه لاتریت‌های نوع اکسیدی قرار می‌دهد. هرچند در برخی از مناطق عیار نیکل ممکن است به حد اقتصادی برسد و با فناوری‌های جدید نظیر آب‌شویی اسیدی قابل استخراج باشند؛ اما با توجه به عیار پایین نیکل در بخش‌های عمده‌ای از نهشته‌های لاتریتی مورد بررسی، به نظر می‌رسد، به علت تناژ کم نمی‌توان از واژه کانسار نیکل برای آنها استفاده کرد. این موضوع در مورد عناصر همراه با نیکل نیز صادق است؛ هرچند این پژوهش نوید آن را می‌دهد که می‌توان با بررسی مناطق دیگر در محدوده شهرستان بوانات امکان یافتن کانسارهای لاتریتی نیکل‌دار را فراهم آورد.

افیولیت‌های نیریز در اثر تغییر شرایط اقلیمی و جای‌گیری سنگ‌های اولترامافیک بر روی پوسته قاره‌ای تحت‌تأثیر هوازدگی ضعیف تا متوسط لاتریتی شده‌اند. از لایه کنگلومرای -آهک دولومیتی به سن پالتوسن -ائوسن زیرین که بر روی نهشته‌های لاتریتی قرار گرفته‌اند، می‌توان به عنوان کلید اکتشافی در پی جویی این نهشته‌ها استفاده کرد. هوازدگی سنگ مادر هارزبورژی‌تی موجب ایجاد لاتریت نیکل‌دار با 4 افق مختلف با ویژگی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی متفاوت شده است. افق پروتولیت با رنگ سبز و قطعات خردشده سنگ مادر، ابتدا به افق ساپرولیت خاکستری رنگ با خردشدگی بیشتر و ایجاد خاک تبدیل می‌شود و سپس به افق انتقالی به رنگ نارنجی و در نهایت افق اکسیدی به صورت خاک قرمز رنگ تغییر می‌کند.

تبدیل کانی‌های فراوان سرپانتین (اغلب لیزاردیت) با مقادیر کمی از الیون در افق پروتولیت به سمت کانی‌های ثانویه مانند کلینوکلر، هماتیت، گوتیت در افق اکسیدی نشان‌دهنده پیش‌روی هوازدگی در افق‌های لاتریتی است که به تجزیه شدن بیشتر سنگ‌ها و تبدیل کانی‌های اولیه به کانی‌های ثانویه منجر می‌شود. حضور فراوان کانی‌های اکسید و هیدروکسید آهن، مانند هماتیت و گوتیت و همچنین همبستگی مثبت عناصر آهن،

References

- Berger, V.I., Singer, D.A., Bliss, J.D. and Moring, B.C., 2011. Ni- Co Laterite Deposits of the World-database and Grade and Tonnage Models. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 30 pp.
- Butt, C. and Cluzel, D., 2013. Nickel laterite ore deposits: weathered serpentinites. *Elements*, 9(2): 123–128.
- Dalvi, D., Bacon, W.G. and Osborne, R.C., 2004. Past and the future of nickel laterite projects. In: W. P. Imrie, D.M. Lane (Editors), *International Nickel Laterite Symposium TMS. 133 Annual Meeting and Exhibition, Charlotte, North Carolina*, pp. 23–50.
- Dimirkou, A., Ioannou, Z., Golias, E.E., Danalatos, N. and Mitsios, I.K., 2009. Sorption of cadmium and arsenic by goethite and clinoptilolite. *Communications in soil science and plant analysis*, 40(1–6): 259–272.
- Giménez, J., Martínez, M., de Pablo, J., Rovira, M. and Duro, L., 2007. Arsenic sorption onto natural hematite, magnetite, and goethite. *Journal of Hazardous Materials*, 141(3): 575–580.
- Golightly, J.P., 2010. Progress in understanding the evolution of nickel laterites. In: R.J. Goldfarb, E.E. Marsh and T. Monecke

- (Editors), The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries. Special Publications of the Society of Economic Geologists, V. 15. Society of Economic Geologists, McLean, pp. 451–485.
- Kabata-Pendias, A. and Pendias, H., 1999. Biogeochemistry of trace elements. Polish Scientific Publishing Company (PWN), Warsaw, Poland, 400 pp.
- Katzagiannakis, N., Alevizos, G., Stamboliadis, E., Stratakis, A. and Petrakis, E., 2014. Mineralogical investigation and washability treatment of the nickeliferous lateritic deposit of nome (Albania). *Geomaterials*, 4(3): 87–105.
- Khademi, A. and Hasheminassab, M., 2010. Study on mining potential of Ni-laterites from Ghader Abad, Fars province. 29th symposium of Earth Sciences, Tarbiat Moallem University Tehran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Kotaś, J. and Stasicka, Z., 2000. Chromium occurrence in the environment and methods of its speciation. *Environmental pollution*, 107(3): 263–283.
- Mason, B. and Moore, K.B. (translated by Moore, F. and Sharafi, A.A.), 2003. Principle of Geochemistry. Shiraz University Press, Shiraz, 566 pp.
- Oveisi, B., 2001. Geological map of Surian. Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Rajabzadeh, M.A., 1998. Mineralisation en chromite et elements du groupe du platine dans les ophiolites d'Assemion et de Neyriz centrure du Zagros, Iran. Ph.D. Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 358 pp.
- Rasti, S. and Rajabzadeh, M.A., 2017. Mineralogical and Geochemical Characteristics of Serpentine-Derived Ni-Bearing Laterites from Fars Province, Iran: Implications for the Lateritization Process and Classification of Ni-Laterites. *International Journal of Environmental, Chemical, Ecological, Geological and Geophysical Engineering*, 11(7): 541–546.
- Robb, J., 2005. Hydrothermal ore forming processes. Introduction to ore forming processes. Black well publishing Company, Carlton, Australia, 355 pp.
- Selvaraj, K. and Chen, C.T.A., 2006. Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan, constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *Geology*, 114(1): 101–116.
- Thorne, R., Herrington, R. and Roberts, S., 2009. Composition and origin of the Çaldağ oxide nickel laterite, W. Turkey. *Mineralium Deposita*, 44(5): 565–581.
- Van der Ent, A., Baker, A.J., Reeves, R.D., Pollard, A.J. and Schat, H., 2013a. Hyperaccumulators of metal and metalloid trace elements: facts and fiction. *Plant and Soil*, 362(1–2):319–364.
- Van der Ent, A., Baker, A.J.M., van Balgooy, M.M.J. and Tjoa, A., 2013b. Ultramafic nickel laterites in Indonesia (Sulawesi, Halmahera): Mining, nickel hyperaccumulators and opportunities for phytomining. *Journal of Geochemical Exploration*, 362(1–2): 319–334.
- Villanova-de-Benavent, C., Proenza, J.A., Galí, S., García-Casco, A., Tauler, E., Lewis, J.F. and Longo, F., 2014. Garnierites and garnierites: Textures, mineralogy and geochemistry of garnierites in the Falcondo Ni-laterite deposit, Dominican Republic. *Ore Geology Reviews*, 58: 91–109.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rockforming minerals. *Journal of American Mineralogist*, 95(1): 185–187.

نحوه نگارش و ارسال مقاله به نشریه زمین‌شناسی اقتصادی

نویسنده محترم:

برای اطلاع از نحوه نگارش و ارسال مقاله به نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به سایت نشریه با نشانی <https://econg.um.ac.ir> مراجعه نمایید.

appears as a soil of yellow to orange in color. XRD data from this horizon indicated that calcite and hematite are present as major phases along with minor lizardite and quartz. Oxide horizon is a very soft and porous dark to light red soil that has 12m thickness. This horizon mainly consists of hematite, goethite and clinocllore with variable amounts of amorphous silica and iron oxides.

Geochemically, Fe_2O_3 (8.31-25.75 wt.%), MnO (0.11-0.27 wt.%), Ni (1898-6793 ppm), Co (40-152 ppm) and Cr (131-3985 ppm) concentrations increase continuously from base to top of the laterites. There is good correlation between Ni and Fe_2O_3 . On the contrary, silica (41.17 to 37.17 wt.%) and MgO (18.45 to 10.97 wt.%) contents decrease from base towards the top of laterites.

Chemical Index of Alteration (CIA), Chemical Index of Weathering (CIW) and Rate Weathering (RW) were used in determination of the weathering intensity during lateralization processes. The calculated data indicated that weathering intensity is medium to weak in the Bavanat region.

Discussion

Ni-bearing laterites in the Bavanat region were formed during weathering of the ophiolite ultramafic rocks at semi-tropical conditions. Four major horizons were formed through vertical profiles of the laterites. However, low concentration of Ni in the source rock by one side and medium to weak intensity of weathering by other side result in production of low-grade Ni-laterites. This is confirmed by pH values and remnants of chromite grains in the protolith horizon. However, weathering causes decomposition of the source rocks resulting in weak liberation of elements. Some elements such as Si and Mg have leached away, but high values of OM and pH at the top of the soils helped Fe fixation (Kabata- Pendias and Pendias, 1999; Thorne et al., 2009). Good correlation between Fe and Ni indicates that iron oxides and hydroxides play the role of scavenger for Ni . Mobility of Ni decreases in the presence of OM and high pH. It

thus adsorbs on the Fe compounds. The Ni-laterites in the Bavanat are classified in oxide type clan.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Research Council of Shiraz University for financial support of this work.

References

- Berger, V.I., Singer, D.A., Bliss, J.D. and Moring, B.C., 2011. Ni- Co Laterite Deposits of the World-database and Grade and Tonnage Models. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 30 pp.
- Kabata-Pendias, A. and Pendias, H., 1999. Biogeochemistry of trace elements. Polish Scientific Publishing Company (PWN), Warsaw, Poland, 400 pp.
- Khademi, A. and Hasheminassab, M., 2010. Study on mining potential of Ni-laterites from Ghader Abad, Fars province. 29th symposium of Earth Sciences, Tarbiat Moallem University Tehran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Rajabzadeh, M.A., 1998. Mineralisation en chromite et elements du groupe du platine dans les ophiolites d'Assemion et de Neyriz centrure du Zagros, Iran. Ph.D. Thesis, Institutue National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 358 pp.
- Rasti, S. and Rajabzadeh, M.A., 2017. Mineralogical and Geochemical Characteristics of Serpentine-Derived Ni-Bearing Laterites from Fars Province, Iran: Implications for the Lateritization Process and Classification of Ni-Laterites. International Journal of Environmental, Chemical, Ecological, Geological and Geophysical Engineering, 11(7): 541-546.
- Thorne, R., Herrington, R. and Roberts, S., 2009. Composition and origin of the Çaldağ oxide nickel laterite, W. Turkey. Mineralium Deposita, 44(5): 565-581.



The role of pH, organic matter and weathering intensity on geochemical and mineralogical characteristics of Ni-bearing laterites in the Bavanat region, Fars province

Mohammad Ali Rajabzadeh* and Masoumeh Hedayati

Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Submitted: Mar. 05, 2019

Accepted: Nov. 16, 2019

Keywords: *pH, organic matter, geochemistry, mineralogy, nickel, laterite, Bavanat*

Introduction

The Ni-laterites were mostly derived from ultramafic rocks in ophiolite complexes during weathering in tropical climate. Lateritization processes result in leaching of some major elements (Si and Mg) from the source rocks and concentration of some others (Ni, Fe, Cr and Co) in the residual soils. The Ni-bearing laterites are divided into three major subgroups including oxides, silicates and clay types (Berger et al., 2011). Hematite and goethite are the main constituents of the oxides type, whereas garnierite is the main carrier for Ni in silicates type. In the clay laterite, saponite and smectite are the main Ni-carriers.

The Bavanat region contains Ni-bearing laterites as discontinuous outcrops which have formed on ophiolite ultramafic rocks in the northeast Fars province. These ultramafics are remnants of Neo-Tethys oceanic lithosphere which have been emplaced on continental margin along the Zagros Suture Zone in the Late Cretaceous era (Rajabzadeh, 1998). These laterites have recently attracted some geologists to work on them (e.g. Khademi and Hasheminassab, 2010; Rasti and Rajabzadeh, 2017). The aim of this study is to determine the effects of pH, organic matter (OM) and weathering intensity on the geochemical and mineralogical characteristics of Ni-laterites in the Chesmeh Rostami area, Bavanat region.

Materials and methods

Sampling was carried out along three geological

cross sections on undisturbed laterite profiles. The samples were studied using refracted and reflected light microscopic methods. Nine of the representative samples were analyzed using XRD and ICP-MS methods at the Iran Minerals Processing Research Center. PH and OM values of the samples from different soil horizons were determined using routine analytical methods.

Results

An undisturbed laterite profile consists of four major horizons from base to top including protolith, saprolite, transitional and oxide zones. pH values vary in a narrow range through the soil profiles. The minimum (6.82) and maximum (7.99) values were determined just in the weathering front at the top of the protolith and at the top of oxide horizon, respectively. In the same way, OM of the soils increases from protolith (0.140 wt.%) to the oxide zone (1.475 wt.%).

Protolith is generally a decomposed harzburgite that appears in dark green color. It mainly consists of lizardite with relicts of olivine and orthopyroxene and minor amounts of quartz, clinocllore and hematite. Protolith traditionally transforms to saprolite. The latter is easily discriminated by its softness in field and its light green to gray color. Lizardite and quartz are the major minerals which are accompanied with amorphous iron oxy-hydroxides and silica. Transitional zone is located as a narrow zone between saprolite below and oxide horizon above. No relicts of the source rock are preserved here. It

*Corresponding author Email: mrjrabzadeh@shirazu.ac.ir

Cu is between 0.01 to 5.6 % and amount of Ag, Sb, Pb, Zn, As elements is low. The homogenization temperature (T_h) values ranged from 165 to 300 °C. Salinities of ore-forming fluids ranged from 7 to 16 wt. % NaCl equivalents. Diorite dykes in the Robaie area have characteristics of enrichment in LREE versus HREE, enrichment of LILE and depletion in HFSE. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of biotite-hornblende diorite are 0.705664 and 0.512486, respectively. The ϵNdI value is -1.7. In the ϵNdI versus initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram diorite dykes of the Robaie area plot to the right part of the mantle array. The mean age of diorite dyke is 50.49 ± 0.49 Ma. Therefore, the U-Th-Pb zircon dating indicates that diorite dyke formed in the early Eocene (Ypresian) era.

Discussion

Diorite dykes originated from mantle-derived magmas. The parental melt would have originated in a non-depleted mantle source. Isotopic data from diorite dykes show that subduction source with contamination to continental crust. In tectonic setting diagrams (Pearce et al., 1984) diorite dykes plot on the fields of the volcanic arc granites (VAG). In the Dy/Yb vs. Dy system (Shaw, 1970) diorite dykes of Robaie area were formed by 15-20% partial melting of spinel-phlogopite lherzolite. According to Yh/Yb vs. Ta/Yb (Pearce et al., 1984) and Ba/La vs. Th/Nd diagrams (Shaw, 1970) diorite dykes were formed from slab-drive fluid in the active continental margins.

Fluid inclusions data of the Robaie area manifest that the ore-forming fluids were medium to low temperature and medium to low salinity. The pressure determined for the Robaie area was approximately < 10 MPa, which is equivalent to a depth of approximately < 1 km assuming lithostatic pressure. Fluid inclusion studies indicate that there is a positive correlation between homogenization temperature and fluid salinity, similar to the process of fluid mixing. The decrease in salinity has been the most important factor in the precipitation of copper in

the area. All of evidence shows that mineralization in the Robaie area is of epithermal type deposit.

Acknowledgment

The financial support provided by grant no. 42842.3, date: 3 Jan 2017 is greatly appreciated. We would like to thank Mr. Ehsan Azizian of the Zamin Pouyan Fraz Assia Company for the generous support and the access to mine data.

References

- Fard, M., Rastad, E., Rashidnejad-Omran, N. and Ghaderi, M., 2001. Mineralization and potential of gold in Torud- Chahshirin volcano-plutonic complex (south Damghan). 5th Symposium of Geological Society of Iran, Tehran University, Tehran, Iran.
- Houshmandzadeh, A.R., Alavi Naini, M. and Haghipour, A.A., 1978. Evolution of geological phenomenon in Torud area. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 5H, 138 pp.
- Imamjome, A., Rastad, E., Bouzari, F. and Rashidnezhad, N., 2009. An introduction to individual disseminated veinlet and vein mineralization system of Cu (Pb-Zn) in the Chah Messi and Ghole Kaftaran mining district, eastern part of the Troudeh Chah Shirin magmatic arc. Scientific Quarterly Journal, Geosciences, 18(70): 112–125.
- 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(4): 956–983.
- Rohbakhsh, P., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2018. Geology, mineralization, geochemistry and petrology of intrusive bodies In Kuh-Zar CU-Au deposit, Damghan. Journal of Economic Geology, 10(1): 1–23. (in Persian with English abstract)
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 34(2): 237–243.



Geology, alteration, mineralization, Geochemistry, fluid inclusion, petrology, petrogenesis and U-Pb zircon dating of diorite dykes in the Robaie copper area (South of Damghan)

Mehdi Mahdavi Akerdi¹, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi^{1&2*}, Mohammad Hassan Karimpour^{1&2} and Behnam Rahimi^{1&2}

1) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2) Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Submitted: Oct. 23, 2019

Accepted: Jan. 08, 2020

Keywords: Mineralization, fluid inclusion, Nd-Sr isotopes, U-Pb geochronology, Robaie, Torud-Chahshirin, Iran

Introduction

The Robaie copper area is located 95 kilometers South of Damghan in the Semnan province. The study area has coordinates between 54°30'37" to 54°30'42.71" latitude and 35°22'29.41" to 35°23'47.54" longitude. Geotectonically, the study area is located in the central Iran and in the northern part of the Torud-Chahshirin volcanic-plutonic belt (Houshmandzadeh et al., 1978). The Torud-Chahshirin volcanic-plutonic belt is a Tertiary magmatism in central Iran which is composed of volcanic rocks with dominant andesite composition and granodiorite intrusive with dominant diorite composition (Fard et al., 2001). Torud-Chahshirin volcanic-plutonic belt has created a favorable geological situation for base metals such as copper, lead, zinc, gold, silver and other precious and base metals, such as the Robaie copper area, Chah Messi (Cu±Pb-Zn; Imamjome et al., 2009), Kuh-Zar (Cu-Au; Rohbakhsh et al., 2018) and other instances. The main objective of this study is geology, petrography, U-Pb zircon dating and Sr-Nd isotope and also alteration, mineralization, geochemistry and fluid inclusion in the study area.

Materials and methods

60 samples were collected from the study area. Petrographic studies were done on 40 thin

sections. Mineralization and paragenesis of the system were studied based on 10 polished-thin sections and 6 polished sections. The measurements were conducted on a Linkam THMSG 600 at the Ferdowsi University of Mashhad. REE (ICP-MS method-ACME Laboratory in Vancouver, Canada) elements were analyzed for 3 samples of diorite dykes. Eight samples for geochemistry and four samples for fire assay were analyzed at the Zar Azma Company. U-Pb dating in zircon of diorite dyke was conducted by the ICP-MS method in the Arizona LaserChron Center. Sr and Nd isotopic compositions were determined at the Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, Portugal.

Results

The geology of the area is dominated by volcanic rocks (andesite and trachyandesite), which were intruded by diorite dykes. Alteration zones are propylitic, argillic, sericitic and carbonate. The Copper deposit in the study area occurs as ore veins situated along fault zone with NS-SW trending. Vein thickness varies from 1-5m. Vein thickness varies from 1-5m. The primary minerals are chalcopryite, pyrite and chalcocite, covellite, bornite, malachite, azurite, hematite, goethite and limonite are secondary minerals. The amount of

*Corresponding author Email: shafaroudi@um.ac.ir

The accuracy is estimated to be ± 0.2 °C on freezing, ± 2 °C below 350 °C and about ± 4 above 350 °C on heating. The salinity of the fluids trapped in fluid inclusions is calculated based on the temperature of final ice melting (T_m) and the equation of Bodnar (1993). Densities are calculated using the Flincor software according to microthermometric data (Brown and Lamb, 1989).

Discussion

Microthermometric investigations were conducted on 126 fluid inclusions in two types of liquid-rich (L+V) fluids in silicified cap of Rokhsfid and Baghsia kaolin mines. Homogenization experiments revealed a temperature range of 186–326 °C for the studied inclusion. Salinity variations could not be determined because of the small amount of fluids. The homogenization temperature and depth of formation from the first type of inclusions are 186– 256°C and 250 meters, respectively. The second type of inclusions have T_h between 275 to 326°C and are 500 meter in depth. Microthermometric study of fluid inclusions on quartz-sericite-pyrite and sulfide- silicified mineralization in Kalatehno indicates that two types of hydrothermal fluids were important in the formation of mineralization. These two types are involved. First, T_h between 289– 354 °C, salinity range from 10.86 to 10.98 wt.% NaCl equivalent, and the average depth of about 600 meters. Second, T_h between 266– 377°C, salinity ranges from 11.7 to 13.07 wt.% NaCl equivalent, and average depth of about 600 meters. Microthermometric study of the fluid inclusions in fluorite veins were conducted on fluorite, barite and quartz minerals. The results obtained from the fluorites indicate T_h between 184– 360°C, and Salinity ranges from 0 to 3.2 wt.% NaCl equivalent. Fluid inclusion studies consisting of quartz veins and quartz- sulfide- copper carbonate in Kalatehno copper mineralization involve two types of fluids with homogenization temperatures and salinity range from 260– 300 °C and 1.5– 3.23

wt.% NaCl equivalent and 193– 240 °C and 4.1– 5.86 wt.% NaCl equivalent.

Conclusion

Fluid inclusion studies on fluorite samples have shown a temperature homogenizations (T_h) between 186–326 °C. These studies indicate the average formation temperature of 280°C for argillic alteration. Fluid inclusion studies on Kalateno Cu mineralization show two types of mineralization fluids with the temperatures of 193 to 240 and 260 to 300°C with salinity between 1.5–3.23 wt. % 4.1– 5.86 wt.% NaCl equivalent, respectively. The temperature ranges obtained are similar to those of epithermal systems.

References

- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O –NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683–684.
- Brown, P.E. and Lamb W.M., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H_2O+CO_2+NaCl : New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6): 1209–1221.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. In: P.A. Ribbe (Editor), *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Virginia, 646 pp.
- Roedder, E., 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1):5–20.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C.R. and Farmer, L., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd isotopic characteristic, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut Block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)



The study of fluid inclusions and genesis of mineralization in the northwest of Gonabad, the Southern Khorasan Razavi province

Sedigheh Zirjanizadeh^{1*}, Mohammad Hassan Karimpour^{2&3}, Somayeh Samiee¹ and Azam Entezari Hersini⁴

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3) Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

4) Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Submitted: Feb. 21, 2018

Accepted: Jan. 08, 2020

Keywords: *Fluid inclusion, mineralization, alteration, North West Gonabad, the Lut Block*

Introduction

The study area is located in the Khorasan Razavi Province, NW of Gonabad between 58° 33' - 58° 38' to the east and 25° 34' - 25° 38' to the north. Geotectonically, the area is located in the northern part of the Lut Block. The Lut Block is the main metallogenic province in the east of Iran (Karimpour et al., 2012). There is a significant outcrop of Tertiary intermediate volcanic and pyroclastic rocks in the northwest of Gonabad. This region is rich in clay (kaolin) mineralization. The source of these kaolin deposits (argillic alteration) is related to a granitic dyke that intruded into the Shemshak Formation.

Geology

According to studies most of the rocks in this region are volcanic rocks which mainly consist of trachyte, andesite, trachyandesite, dacite, rhyodacite, pyroclastics rocks of agglomerate and tuff and some subvolcanic masses and dykes of acidic to intermediate compositions. Sedimentary rocks in the study area are slightly metamorphosed. The oldest metamorphic rock is exposed in the south-east of the study area which consists of Jurassic slates and quartzite. At this area green schist facies have led to the formation of slate and quartzite. The intrusive bodies, composition are monzogranite porphyry to diorite

porphyry. The main fault zones which make specific types of structure are strike-slip.

Alteration and mineralization

The volcanic and subvolcanic rocks have been affected by hydrothermal fluids via the phenomenon which has caused alteration in the rocks. The alteration zones are propylitic, silicification, argillic, and quartz-sericite-pyrite. The silicification has occurred with higher intensity in the northern and central parts of the investigated area. Propylitic alteration has spread all over the area with higher intensity in the northwest and southern parts of the study area. The clay mineral deposits (argillic zones) have been mined. The mineralogical compositions of this clay deposits are quartz, kaolinite, dickite, montmorillonite and hematite.

Materials and Methods

Ten doubly polished wafers (0.3mm thick) of fluorite, barite and quartz crystals were prepared for fluid inclusion studies, and examined petrographically. They were studied using standard techniques (Roedder, 1984, 1992) and Linkam THM 600 heating-freezing stage (from -190 to 600 °C) mounted on an Olympus TH4-200 microscope stage at the Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

*Corresponding author Email: s.zirjanizadeh@gonabad.ac.ir

located in the south of the study area. These sediments contain sandstone, limestone, silty-limestone, shale and dolomitic limestone. During Late Cretaceous-Early Paleocene era the Saheb granitoid intruded within the oldest units and caused Fe skarn type deposits in the Saheb area. The Saheb granitoid have been cut by a series of diabasic dikes.

Results

The Saheb granitoid consists of several intrusive bodies containing quartz monzonite, quartz monzodiorite and monzogranite. The major minerals in the quartz monzodiorite consist of plagioclase (35- 40%), quartz (15- 20%), orthoclase (20- 25%), and mafic minerals such as biotite and amphibole (10-15%) with granular texture. The quartz monzonitic rocks show granular and poikilitic textures. Plagioclase (25-35%), quartz, orthoclase (30- 40%), biotite and amphibole (10-15%) are the main important minerals in the quartz monzonite. Plagioclase (20-25%), quartz (20-30%), orthoclase (30-40%), biotite and amphibole (15%) are the major minerals in the monzogranite.

Zoning in zircon crystals from all four samples is well developed representing their magmatic origin (Hancar and Miller, 1993). Measurements of U-Pb in the Saheb granitoid zircon grains of quartz monzonite samples show their ages to be 62.03 ± 0.56 Ma and 58.9 ± 0.9 Ma. The age of monzogranite is 67.9 ± 1.3 Ma and the age of quartz monzodiorite is 61.1 ± 0.56 Ma. Generally, the age of this granitoid body indicates that the Saheb granitoid has occurred during the Cretaceous- Paleocene time.

Discussion

Based on field and microscopic studies, the Saheb granitoid bodies have been divided into three types of quartz-monzonite, quartz-monzodiorite and monzogranite. The field and mineralogical studies suggest that the Saheb granitoid is an I-type granitoid. The mineralogical variations in this granitoid suggest that the fractional crystallization has played an important role in differentiation of different compositional phases in the Saheb granitoid.

According to the geochronological results, during Late Cretaceous to Early Paleocene, the Saheb granitoid intruded within the Permian and Cretaceous units in the magmatic-metamorphic Sanandaj-Sirjan zone. These granitoids were formed by subduction of Neo-Tethys Ocean beneath the Iranian plateau. It should be mentioned that the intrusion of these granitoids into the Permian carbonates and Cretaceous carbonate and shale caused formation of skarn type iron oxide mineralization.

Acknowledgements

The authors are grateful to the authorities at the University of Zanjan for their financial support. We also thank the authorities at the China University Geosciences (Wuhan branch) for their financial support to perform U-Pb zircon analysis.

References

- Aghanabati, A., 2005. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran; new data and interpretations. *Tectonophysics*, 299(3): 211–238.
- Gansser A., 1981. The Geodynamic History of the Himalaya. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Editors), *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*, Vol. 3, Geodynamic Series. American Geophysical Union, Washington DC, pp. 111–121.
- Kholghi khosraghi, M.H., 1999. Geological map of Chapan, scale 1: 100000. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Liu, Y., Gao, S., Hu, Z., Gao, C., Zong, K. and Wang, D., 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1–2): 537–571.
- Liu, Y.S., Hu, Z.C., Zong, K.Q., Gao, C.G., Gao, S., Xu, J.A. and Chen, H.H., 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15):1535–1546.



Saheb Granitoid Batholith, North of Kurdistan: An Evidence of Cretaceous-Paleocene Magmatism in the Sanandaj-Sirjan Zone

Farid Abdollahi¹, Ghasem Nabatian^{1*}, Jian Wei Li², Maryam Honarmand³ and Mohammad Ebrahimi¹

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2) State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, 430074 Wuhan, China

3) Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, 45137-66731, Iran

Submitted: May 18, 2019

Accepted: Nov. 24, 2019

Keywords: *U-Pb dating, Paleocene, Sanandaj-Sirjan Zone, Saheb, Granitoid, Saez, Kurdistan*

Introduction

The Iranian plateau is part of the Alpine-Himalayan orogenic belt, which consists of several continental fragments separated from each other by major boundary faults and/or ophiolitic suture zones (Gansser, 1981). Generally, the tectonic evolution of Iran has been controlled by the opening and closure of the Proto-Tethys, Paleo-Tethys and the Neo-Tethys during the Precambrian-Cambrian, Paleozoic and Cenozoic, respectively.

The study area is located in the northwest of Iran (the Kurdistan province) and 20 km northeast of the city of Saez. This area is a part of the northern Sanandaj-Sirjan Zone (Aghanabati, 2005). This belt is response to opening and subduction of Neo-Tethyan oceanic crust beneath the Central Iran (Alavi, 1994). During Cretaceous-Tertiary eras, numerous granitoid bodies were formed in this belt. The Saheb granitoid is one of these granitoid bodies which mainly consists of monzogranite, quartz monzonite and quartz monzodiorite. The aim of this research study is to discuss the evolution of the Late Cretaceous-Early Paleocene Saheb granitoids in the Sanandaj-Sirjan zone based on geology, petrography and geochronology results.

Material and methods

In this study, 70 rock samples were collected from different types of intrusive rocks from which 30 thin sections were prepared for petrographic studies. Furthermore, four samples from the granitoid bodies (quartz monzonite, quartz monzodiorite and monzogranite) were selected for U-Pb dating. Approximately 100 to 150 zircon grains were hand-picked by a binocular microscope from each sample. Cathodoluminescence imaging and dating of zircon grains were examined at the China University Geosciences (Wuhan branch). Geochronological analysis were performed by using the (LA)-ICP-MS method at the China University Geosciences (Wuhan branch). The detailed analytical method is presented in Liu et al. (2010a, 2010b).

Geology of the study area

The Saheb granitoid body is located in the Sanandaj-Sirjan zone. According to the geological map of Chapan (scale: 1/100000, Kholghi khosraghi, 1999), the Precambrian to Quaternary units are exposed in the study area. The oldest units are the Kahar, Bayandor and Soltanieh Formations with Precambrian to Cambrian age. The Permian sediments, the Ruteh and Doroud Formations, include sandstone, shale and carbonate. The Jurassic units are found in the northwest of the region, and include sandstones and shale. The Cretaceous sedimentary units are

*Corresponding author Email: gh.nabatian@znu.ac.ir

Discussion

Geochemical investigation in the Chah-Mesi ore deposit, using Pearson correlation coefficient of trace elements (Table 1), indicated the highest correlation coefficient (more than 0.7) between Pb-Zn and Ag-Au elements, due to their similar geochemical affinities during epigenetic mineralization. Other significant correlations were observed between Cu-Ag, Cu-Fe, Cu-Au and Fe-Ag with a correlation coefficient of more than 0.6; while the Mo shows weak correlation with other elements.

Based on cluster analysis, the trace elements that are associated with mineralization can be classified into four main clusters of Pb-Zn, Mo, Cu-Fe-Ag and Au (Figure 6). Noteworthy, despite the fact that Mo and Au each separately form their individual clusters, Au still shows some proximities with the Cu-Fe-Ag cluster that indicate their genetic relationship. However, Mo displays the most dissimilarity with other clusters, which indicates the role of different processes in its distribution. The results of this analysis are well in line with correlation coefficients.

The geochemical vertical zonation of trace elements in the Chah-Mesi ore deposit were studied using four borehole data from different parts of the ore deposit (Figures 7 and 8). This demonstrated that variation of elements at different depths does not follow a uniform pattern due to differences in the type and amount of ore minerals in the veins.

The veins containing lead, zinc and gold mineralization are highly abundant at the shallower levels based on geochemical maps of the Chah-Mesi ore deposit (Figure 9). In contrast, the veins containing copper and silver mineralization have been considerably developed in both shallow and deeper levels. The high degree of Mo at shallow levels seems to occur due to either superimposition of primary geochemical haloes of various veins (Li et al., 1995, 2016) and/or the effect of amount of pyrite, pH, and

alkalinity contents of hydrothermal fluids (Leanderson et al., 1987).

The average value of different elements in intervals of 50 meters from the shallow (2500 meters) to the deep (2300 meters) levels are determined by existence of maximum abundance of lead, zinc and gold elements at surface levels. However, the highest average abundance of copper occurs in the deepest level. The highest average value of silver is also located in the 2450, 2350, and 2500 meters levels, which is economically valuable (Table 2). Therefore, the continuation of drilling in the southern part of the Chah-Mesi ore deposit into deeper levels is strongly recommended as there may still exist more concentrations of copper and silver there.

Acknowledgment

The authors are grateful to the honorable personnel of the Miduk Copper Mine for their efforts in providing field studies and access to geochemical analyses.

References

- Leanderson, P.J., Schrader, E.L., Brake, S. and Kaback, D.S., 1987. Behavior of molybdenum during weathering of the Ceresco Ridge porphyry molybdenite deposit, Climax, Colorado and a comparison with the Hollister deposit, North Carolina. *Applied Geochemistry*, 2(4): 399–415.
- Li, H., Wang, Z.N. and Li, F.G., 1995. Ideal models of superimposed primary halos in hydrothermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 55(1–3): 329–336.
- Li, Y., Zhang, D., Dai, L., Wan, G. and Hou, B., 2016. Characteristics of structurally superimposed geochemical haloes at the polymetallic Xiasai silver-lead-zinc ore deposit in Sichuan Province, SW China. *Journal of Geochemical Exploration*, 169: 100–122.



Dispersion and distribution of trace and ore elements in the polymetallic vein-type Chah-Mesi ore deposit, north of Shahre-Babak

Sara Dargahi*, Maryam Sarvarizadeh and Mohsen Arvin

Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Submitted: Mar. 22, 2018

Accepted: Nov. 10, 2019

Keywords: *Correlation coefficient, Zonality, Vein-type ore deposits, Polymetal, Chah-Mesi, Urumieh-Dokhtar magmatic arc*

Introduction

The Chah-Mesi polymetallic vein-type ore deposit, located 40 km north of Shahre-Babak city and 1.5 km southwest of Miduk porphyry copper deposit, is situated in the Dehaj-Sarduieh belt as a part of the Urumieh–Dokhtar magmatic Arc (UDMA) (Figure 1).

The main objectives of this research study are to investigate: (1) characterization of multi-element distribution associated with Cu mineralization, in order to demonstrate prediction of elemental concentration applied to identify high-grade ore bodies, (2) evaluating the interrelationships between copper, molybdenum, iron, lead, zinc, gold and silver.

Materials and methods

Petrography and mineralogy of the Chah-Mesi ore deposit were carried out using thin and polished sections. More than 980 chemical analyses of samples collected from 35 boreholes of the National Iranian Copper Industry Company (NICICO) were implemented to evaluate the statistical as well as spatial distribution and dispersion of multi-element halos. Geochemical data processing was performed by applying Excel (2010), SPSS (19), Datamine (Studio3.22.84.0) and Surfer10 (2011) software packages.

Results

The Chah-Mesi ore deposit consists of four main and some minor polymetallic (Cu-Pb-Zn-Ag) quartz-sulfide veins, with NE-SW and N-S

trending and 65-80 degree dipping, which intersected the Eocene volcanic and pyroclastic sequences (Figure 2). It seems that mineralization has mainly occurred along these quartz-sulfide veins overlaid by Quaternary alluvium. Based on rock outcrops, the prominent mineralization has been controlled by structural features including faults and fractures that provided proper conditions for reaction of hydrothermal fluids with the host rocks.

In the Chah-Mesi ore deposit, silicified veins containing poly-metallic mineralization have predominantly occurred along the main faults and shear zones. The intensity of argillic alteration dramatically decreases outward from the mineralized quartz veins (Figure 3). Propylitic alteration which is composed of calcite and chlorite minerals has extended in the peripheral zones and does not represent a clear relationship with Cu mineralization.

The main host rocks in the Chah-Mesi ore deposit consist of basalt to basaltic andesite, with porphyry to glomeroporphyry textures, and to a lesser extent of pyroclastic rocks (Figure 4). The ore bodies are mainly composed of pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena. The ore minerals are accompanied with chalcocite, malachite, covellite, azurite and iron hydroxides that have been formed during supergene and weathering processes (Figure 5). According to field surveys, structural controls have played an important role in the mineralization of the Chah-Mesi ore deposit.

*Corresponding author Email: s.dargahi@uk.ac.ir

environment.

Geochemistry of the agates

Major and trace elements can be incorporated into the agates by substitution of Si by Al, Fe, Na, and Ca and as inclusions or fluid inclusions. The substitution of these elements are limited due to the small number of ions that have similar ionic radii and valence and can substitute for Si^{4+} in the crystal structure. The Seh Qaleh agates have 95.78 to 98.9 wt.% SiO_2 with minor amounts of Al_2O_3 (0.01-0.34 wt.%), Fe_2O_3 (0.01-1.07 wt.%), Na_2O (0.11-0.15 wt.%), and CaO (0.01-0.4 wt.%), supplied from alteration of the volcanic host rocks.

The high concentrations of U in some of the agates of the study area (especially ~ 38 ppm in the red one) are surprising and propose the operation of specific processes for mobilization, transport and deposition. These processes caused concentrations of U in quartz and chalcedony that can exceed the concentration of U in the Seh - Qaleh volcanic rocks (Table 1).

Zielinski (1979) observed a parallel accumulation of Si and U and investigated the mobility of U during the alteration of volcanic rocks. Based on the theory that the transport of chemical compounds is mainly realized by diffusion processes in aqueous fluids (e.g. Si as monomeric silicic acid $\text{Si}(\text{OH})_4$), Porter and Weber (1971) inferred for the uranyl ion a complex with monomeric silica $\text{UO}_2\text{SiO}(\text{OH})^{3+}$. In addition, the presence of calcite, as associated mineral with silica polymorphs and the concentration of Na, K and Ca elements in agates, indicate that volatile

chloride compounds might play a role in the alteration of volcanic rocks as well as the mobilization and transport of SiO_2 and other chemical compounds (Götze et al. 2012).

Acknowledgements

Thanks to the Shahrood University of Technology for supporting this project under grants provided by the research council.

References

- Aghanabati, S.A., 2004. Iran Geology. Geological Survey of Iran, Tehran, 400 pp.
- Götze, J., 2011. Agate-fascination between legend and science. In: J. Zenz (Editor), Agates III. Bode Verlag GmbH, Lauenstein, Germany, pp. 19–133.
- Götze, J., Schrön, W., Möckel, R. and Heide, K., 2012. The role of fluids in the formation of agate. *Chemie der Erde*, 72(3): 283–286.
- Porter, R.A. and Weber Jr, W.J., 1971. The interaction of silicic acid with iron (III) and uranyl ions in dilute aqueous solution. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry*, 33(8): 2443–2449.
- Porter, R.A. and Weber Jr, W.J., 1971. The interaction of silicic acid with iron (III) and uranyl ions in dilute aqueous solution. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry*, 33(8): 2443–2449.
- Zielinski, R.A., 1979. Uranium mobility during interaction of rhyolitic obsidian, perlite and felsite with alkaline carbonate solution. *Chemical Geology*, 27(1–2): 47–63.



Geochemistry and Raman spectroscopic studies of Seh Qaleh agates, NW Birjand (Central Iran)

Mehdi Rezaei-Kahkhaei*, Hadiseh Aghaeighojeh and Farajollah Fardoost

Department Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Submitted: Feb. 26, 2019

Accepted: July 13, 2019

Keywords: *Uranium, Geochemistry, Raman spectroscopy, Agate, Seh Qaleh, South Khorasan, Central Iran*

Introduction

The Seh Qaleh agates, located at 120 km NW Birjand, are parts of Central Iranian (Lut block) (Aghanabati, 2004) with geographic coordinates of 58° 00' to 58° 30' longitudes and 33° 00' to 34° 00' latitudes. The host rocks of the agates are Eocene-Oligocene tuff, andesite and basalt. Silica mineralization in the area has occurred inside the volcanic units in the form of filling cavity and fractures. Here, the agates have very attractive textures such as concentric, flow and dogtooth textures that are accompanied with jasper, amethyst, opal, calcite and gypsum.

Although Seh Qaleh agates are attractive and delightful, with high economical values, there is no scientific research about them. Therefore, their petrography, geochemistry and Raman spectroscopic characteristics are reported in the present paper for the first time.

Materials and methods

More than 400 samples of agates have been collected for this research study and five of these samples were in yellow, white, green, red and black colors. Moreover, four of these rocks were selected for major and trace elements analysis by XRF and ICP-MS. The samples were powdered in Tehran University by a tungsten carbide mill and analyzed in the Zarazma Company (Mashhad). XRD analyses and Raman spectroscopic studies on the agate of the Seh Qaleh area were done in Damghan and Shahrood University of Technology, respectively.

Petrography and Raman spectroscopy

The combination of different analytical techniques such as polarizing microscope, XRD and Raman spectroscopy provided information about the distribution of silica phases in the Seh Qaleh agates. Polarizing microscopy was used here to distinguish between the chalcedony and quartzine fibrous varieties. Moganite has similar optical properties with chalcedony, whose presence in agate is difficult to reveal. Thus, Raman studies were used to investigate these structural disparities. Raman spectroscopic studies showed that moganite and chalcedony can be distinguished based on their different spectral characteristics (Fig. 4, B, C). The use of a focused laser beam (diameter 1 μm) enabled us to analyze the variations in phase composition in the μm -range.

The measurement of Seh Qaleh agates by Raman spectroscopy provided an overview of the quantitative distribution of moganite in the studied samples, in which the fibrous chalcedonies contain more moganite in comparison with nodule chalcedonies (Fig. 4, B, C). The presence and spatial distribution of different silica phases in the Seh Qaleh agates is a result of the primary crystallization processes such as temperature and chemistry conditions (Götze, 2011). Moreover, the presence of moganite and calcite in the Seh Qaleh, confirmed by petrography and XRD studies suggest that the agates had formed in an arid, alkaline

*Corresponding author Email: rezaei@shahroodut.ac.ir

anomalies. Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns for these granitoids demonstrate LREE enrichment (high LREE/HREE ratio) and weak negative anomalies in Eu. These granitoids were formed in an active continental margin to post collisional tectonic setting.

Mineralization at the Golestan Abad occurs as lenses and vein-veinlets of iron oxide-apatite mainly within the quartz monzodiorite- pyroxene quartz monzodiorite intrusions. Stockwork ores occur in the footwall of the main veins. Mineralized lenses and veins have up to 300m length and 20m width. Hydrothermal alterations around the mineralized veins include silicification, calcic (actinolitization), argillic and propylitic. From a mineralogical point of view, this deposit is composed of magnetite, apatite, actinolite, pyrite and chalcopyrite as primary minerals, while hematite, covellite, goethite and gypsum were formed during supergene alteration. Mineralization textures in the Golestan Abad deposit include vein-veinlet, banded, massive, brecciated, disseminated, stockwork, replacement, relict and open space filling. Based on mineralogical and textural studies, 3 stages of apatite formation were distinguished which include: 1- coarse-grained idiomorphic apatite crystals within the magnetite matrix, 2- fine-grained apatite crystals as matrix of brecciated magnetites, and 3- coarse-grained idiomorphic apatite crystals within the actinolite-apatite veins which have been cut in the previous stages. Apatite crystals of the 3 mentioned stages have high concentrations of REE that include 0.98, 0.92 and 0.95%, respectively. Condrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns for 3 apatite generations demonstrate LREE enrichment with high LREE/HREE ratio and distinctive negative Eu anomalies.

Discussion

Similar REE patterns of apatite crystals and mineralized samples with host quartz monzodiorite-pyroxene quartz monzodiorite samples demonstrate a genetic link between iron oxide-apatite mineralization and granitoids. Furthermore, REE patterns of the Golestan Abad deposit are similar to other iron oxide-apatite deposits of the Taram-Hashtjin metallogenic belt

(Nabatian and Ghaderi, 2014; Mokhtari et al., 2017), and those of Central Iranian iron ores (Mokhtari et al., 2013). Finally, the REE patterns of the Golestan Abad deposit are similar with the REE patterns of the Kiruna-type iron ores (Frietsch and Perdahl, 1995). Totally, based on mineralogical assemblages, hydrothermal alteration, mineralization textures and geochemical characteristics, the Golestan Abad iron oxide- apatite deposit can be classified as the Kiruna-type iron ores.

Acknowledgment

This research was made possible by a grant from the office of vice-chancellor for research and technology, University of Zanjan. We acknowledge their support. The respectable reviewers and editor of the Journal of Economic Geology are also thanked for their constructive comments.

References

- Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews*, 9(6): 489–510.
- Hitzman, M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when and why? In: Porter, T.M., (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*. Vol. 1. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 9–25
- Mokhtari, M.A.A., Hossein Zadeh, Gh. and Emami, M.H., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122(3): 795–807.
- Mokhtari, M.A.A., Sadeghi, M. and Nabatian, Gh., 2017. Geochemistry and potential resource of rare earth element in the IOA deposits of Tarom area, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 92: 529–541.
- Nabatian, Gh. and Ghaderi, M., 2014. Mineralogy and geochemistry of the rare earth elements in iron oxide-apatite deposits of the Zanjan region. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*. 24(93): 157–170. (in Persian with English abstract)



Geology, mineralogy, structure and texture, geochemistry and genesis of the Golestan Abad iron oxide- apatite deposit (East of Zanjan)

Shiva Kordian¹, Mir Ali Asghar Mokhtari^{1*}, Hossein Kouhestani¹ and Somayeh Veisheh²

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2) Laboratories in Geological Research Center of Geological Survey of Iran, Karaj, Iran

Submitted: Mar. 09, 2019

Accepted: Sept. 22, 2019

Keywords: Magnetite-apatite mineralization, Kirouna-type, Rare earth elements, Tarom zone, Golestan Abad, Zanjan

Introduction

Iron oxide-apatite deposits (IOA) are considered to be Kiruna-type iron ores which have been formed during Proterozoic to Tertiary eras in different parts of the world. They usually have a connection with calc-alkaline volcanic rocks (Hitzman, 2000). Apatite occurs as a major constituent of these deposits which is accompanied with magnetite and some actinolite. One of the most important features of these deposits (Frietsch and Perdahl, 1995) is higher concentration of REEs.

There are some iron oxide-apatite deposits in the Tarom-Hashtjin magmatic-metallogenic belt, northwestern Iran. The Golestan Abad iron oxide-apatite deposit is one of the IOA deposits at the Tarom-Hashtjin belt which is located about 30 km east of Zanjan. The Golestan Abad deposit was studied during the exploration studies, but its geological characteristics, mineralogy, texture, geochemistry and genesis have not been studied yet.

Materials and methods

This research study can be divided into two parts that include field and laboratory studies. Field studies include recognition of different lithological units and mineralization zones along with sampling for laboratory studies. During field studies, 60 samples were selected for

petrographical, mineralogical and analytical studies. Moreover, 12 thin sections and 15 thin-polished sections were used for petrographical and mineralogical studies. For geochemical studies, 6 samples from intrusive host rocks and 7 samples from mineralized zones were analyzed by XRF and ICP-MS methods at the Zarazma laboratory, Tehran.

Results

The Golestan Abad area is composed of Eocene volcano-sedimentary rocks of the Karaj Formation which have been intruded by quartz monzodiorite, pyroxene quartz monzodiorite and porphyritic quartz diorite intrusions. Based on petrographic studies, the pyroxene quartz monzodiorites have porphyritic and felsophyric textures and are composed of plagioclase, quartz, clinopyroxene, K-feldspar and hornblende phenocrysts set in a quartz-feldspatic groundmass. Quartz monzodiorites show porphyritic and felsophyric textures and composed of plagioclase, hornblende, quartz, K-feldspar and biotite. The quartz monzodiorite and pyroxene quartz monzodiorites have high-K calc-alkaline affinity and may be classified as metaluminous I-type granitoids. Primitive mantle-normalized (McDonough and Sun, 1995) trace elements diagrams for these granitoids indicate LILE enrichment along with negative HFSE and distinctive positive Pb

*Corresponding author Email: amokhtari@znu.ac.ir

The spider-diagrams show negative anomalies in HFSE (especially Ti and Nb) and positive anomalies in LILE (especially in Ba and Rb). Negative anomalies of HFSE such as Ti, Nb, P and Ta can be related to the subduction of the Arabian plate under Central Iran and reflect the chemistry of the origin and crystallization-melting processes during evolution of the rocks. Moreover, it can be concluded that these elements remained in the source during partial melting, which is characteristics of I-type arc-related magmas. The behavior of LILE can be attributed to the behavior of fluid phases that were involved during the subduction. The REE diagrams show enrichment of LREE relative to HREE which can also be attributed to the subduction of the Arabian plate under Central Iran. Shafiei et al. (2009) and Asadi, 2018 proposed post-collision environment for the PCDs of the UDMB, especially in the Kerman part.

By studying on the Dehaj-Sarduieh belt, Dargahi et al. (2010) concluded that the time of collision of the Arabian plate and the Central Iran continental plate was Late Eocene, and the Sarcheshmeh porphyry stock emplaced in post-orogenic environment like other stock porphyries of the UDMB. The samples of the Sarcheshmeh PCD plot in the mature arc area based on Rb vs

Y+Nb diagram and it can be envisaged that they are related to the post-collision magmatic arc.

References

- Asadi, S., 2018. Triggers for the generation of post-collisional porphyry Cu systems in the Kerman magmatic copper belt, Iran: New constraints from elemental and isotopic (Sr-Nd-Hf-O) data. *Gondwana Research*, 64(12): 97–121.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1–4): 190–204.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283.
- Shahabpour, J. and Kramers, J.D., 1987. Lead isotope data from the Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Mineralium Deposita*, 22(4): 278–281.
- Waterman, G.C. and Hamilton R., 1975. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology* 70(3): 568–576.



Petrology and tectonic settings of the Sarcheshmeh porphyry copper deposit with emphasis on granodiorite and quartz eye porphyry

Mohammad Maanijou^{1*}, Mohammad Mostaghimi¹, Mehdi Abdollahi Riseh² and Ali Asghar Sepahi¹

1) Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, 65174-33391, Iran

2) Sarcheshmeh Copper Mine Complex, National Iranian Copper Industries Company, Rafsanjan, Iran.

Submitted: May 26, 2019

Accepted: Jan. 01, 2020

Keywords: *Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Granodiorite, Quartz eye porphyry, Subduction, post-collision area*

Introduction

The Sarcheshmeh porphyry copper deposit (PCD) and other porphyry deposits occur in the the most important metallogenic belt in Iran, i.e. the Urumieh-Dokhtar magmatic belt (UDMB). The main phase of intrusion generation in various episodes of mineralization in the Sarcheshmeh area is a stock of granodiorite to tonalite (Shahabpour and Kramers, 1987) that is called the Sarcheshmeh porphyry. This stock intruded volcano-sedimentary rocks and alteration has centered on it. The oldest rock units of the area are Eocene volcanic rocks (Waterman and Hamilton, 1975), which are mainly andesites accompanying marine sedimentary rocks that is consistent with a submarine volcano-sedimentary basin environment. Granodiorite and quartz eye porphyry crop out in the northern part of the Sarcheshmeh PCD. The main objective of this study is to investigate their petrology and geotectonic environment.

Materials and Methods

Forty samples from drill cores and surface samples from granodiorite and quartz eye porphyry were collected. Twelve samples were chosen with the lowest degree of alteration (less than 5% of representative samples and low LOI) from amongst them for lithogeochemical analyses by ICP-OES and ICP-MS. Lithogeochemical analysis of the main elements was carried out using ICP-OES (Inductively Coupled Plasma-

Atomic Emission Spectroscopy) by lithiumborate fusion, and elemental analysis of trace and rare earth elements was performed by ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) using sodium peroxide fusion in the SGS Company, Toronto, Canada.

Results and Discussion

Based on the $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 values on Cox et al. (1979) and Middlemost (1985) diagram, also $\text{R}_1\text{-R}_2$ diagram of De la Roche et al. (1980), the samples were plotted in the field of granodiorite and quartz diorite. On Harker diagrams, the contents of FeO_t , CaO , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO , and TiO_2 versus SiO_2 show a decreasing pattern. Decreasing amounts of MgO and TiO_2 can be related to early crystallization of ferromagnesian minerals and of CaO , Al_2O_3 , and P_2O_5 to plagioclase and apatite crystallization, respectively. The chemical relationship and continuous pattern of the samples indicate that they probably resulted from fractionation of a unique magma. On the basis of the AFM diagram, they have calc-alkaline affinities. These observations and the presence of magnetite and other opaque minerals indicate high $f\text{O}_2$ crystallization throughout fractionation stages. The samples of the study area were plotted in the calc-alkalic and alkali-calcic fields on a Frost et al. (2001) diagram and indicate that they are mainly magnesia consistent with oxidized I-type magmas.

*Corresponding author Email: mohammad@basu.ac.ir

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Journal of Economic Geology

Vol. 12, No. 3, Autumn 2020, Serial No. 26

Welcome to the online submission and editorial system for Journal of Economic Geology. Journal of Economic Geology is devoted to all aspects of research related to Economic Geology, Petrology, Geochemical Exploration, Geophysical Exploration and Environmental Geology. The Journal will be devoted primarily to research papers but short communications relating to new developments of broad interest, book reviews and technical reports of meetings will also be included.

EDITOR: Dr. Mohammad Hassan Karimpour

EDITORIAL BOARD:

Dr. Mohammad Hassan Karimpour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)
Dr. Charles R. Estern (Prof., University of Colorado, U.S.A.)
Dr. Mohammad Hossein Adabi (Prof., Shahid Beheshti University)
Dr. Ebrahim Rastad (Associate Prof., Tarbiat Modares University)
Dr. Gholam Reza Lashkaripour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)
Dr. Abbas Moradian (Associate Prof., Shahid Bahonar University)
Dr. Seyed Reza Moussavi Harami (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)
Dr. Seyed Ahmad Mazaheri (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)
Dr. Majid Ghaderi (Prof., Tarbiat Modares University)

EDITING CONSULTANT

Dr. A. Peiravi

CONSULTANT

Dr. A. Malekzadeh Shafaroudi

Publisher, Ferdowsi University of Mashhad

Published by: Ferdowsi University of Mashhad Press

Address: Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

P.O. BOX: 91779-48974

Tel: +98-051-38804050

Fax: +98-051-38807352

E-mail: econg@um.ac.ir

Web Site: <https://econg.um.ac.ir>



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 12, No. 3, Autumn 2020, Serial No. 26

CONTENTS

Petrology and tectonic settings of the Sarcheshmeh porphyry copper deposit with emphasis on granodiorite and quartz eye porphyry	269
Mohammad Maanijou, Mohammad Mostaghimi, Mehdi Abdollahi Riseh and Ali Asghar Sepahi	
Geology, mineralogy, structure and texture, geochemistry and genesis of the Golestan Abad iron oxide- apatite deposit (East of Zanjan)	299
Shiva Kordian, Mir Ali Asghar Mokhtari, Hossein Kouhestani and Somayeh Veischi	
Geochemistry and Raman spectroscopic studies of Seh Qaleh agates, NW Birjand (Central Iran)	327
Mehdi Rezaei-Kahkhaei, Hadiseh Aghaeighojeh and Farajollah Fardoost	
Dispersion and distribution of trace and ore elements in the polymetallic vein- type Chah-Mesi ore deposit, north of Shahre-Babak	341
Sara Dargahi, Maryam Sarvarizadeh and Mohsen Arvin	
Saheb Granitoid Batholith, North of Kurdistan: An Evidence of Cretaceous- Paleocene Magmatism in the Sanandaj-Sirjan Zone	359
Farid Abdollahi, Ghasem Nabatian, Jian Wei Li, Maryam Honarmand and Mohammad Ebrahimi	
The study of fluid inclusions and genesis of mineralization in the northwest of Gonabad, the Southern Khorasan Razavi province	377
Sedigheh Zirjanizadeh, Mohammad Hassan Karimpour, Somayeh Samiee and Azam Entezari Hersini	
Geology, alteration, mineralization, Geochemistry, fluid inclusion, petrology, petrogenesis and U-Pb zircon dating of diorite dykes in the Robaie copper area (South of Damghan)	399
Mehdi Mahdavi Akerdi, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi, Mohammad Hassan Karimpour and Behnam Rahimi	
The role of pH, organic matter and weathering intensity on geochemical and mineralogical characteristics of Ni-bearing laterites in the Bavanat region, Fars province	433
Mohammad Ali Rajabzadeh and Masoumeh Hedayati	