



مقاله پژوهشی

زمین‌شیمی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی و اسکارن آهن علم‌کندی (باختر ماه‌نشان، استان زنجان)

فرزانه نوری، میر علی اصغر مختاری*، جواد ایزدیار و حسین کوهستانی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۱/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۰۸

چکیده

کانسار آهن علم‌کندی در ۳۵ کیلومتری باختر ماه‌نشان واقع شده و بخشی از زیرپهنه تکاب-تخت‌سلیمان در مجاورت با کمان ماگمایی ارومیه-دختر است. در این منطقه، واحدهای سنگی شامل تناوب آمفیبولیت، آمفیبول شست و بیوتیت شست با میان‌لایه‌هایی از مرمر مربوط به پالئوزوئیک توسط توده گرانیتوئیدی علم‌کندی به سن الیگوسن بالایی مورد هجوم قرار گرفته و هاله دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی آهن در آنها تشکیل شده است. توده گرانیتوئیدی شامل گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت پورفیری بوده و دارای ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا و متعلق به گرانیتوئیدهای متاآلومینوس نوع I است. این توده مربوط به محیط حاشیه فعال قاره‌ای است. هاله دگرگونی مجاورتی متشکل از زیرپهنه‌های گارنت اسکارن، پیروکسن اسکارن، اپیدوت-پیروکسن اسکارن، سرپانتین اسکارن و اسکارن کانه‌دار است. مگنتیت کانی اصلی کانسار با کانی‌های پیریت و کالکوپیریت همراهی می‌شود. شواهد بافتی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نشان‌دهنده تشکیل هم‌زمان الیون، گارنت و کلینوپیروکسن در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و $fO_2 = 10^{-18} - 10^{-22}$ است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، گرانیتوئید، اسکارن آهن، تکاب-تخت‌سلیمان، علم‌کندی، ماه‌نشان، زنجان

مقدمه

استخراج می‌شوند (Meinert et al., 2005). یکی از منابع شناخته‌شده آهن در استان زنجان، اسکارن‌های آهن هستند. این نوع ذخایر آهن محصول نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی به‌داخل توالی‌های سنگی کربناته بوده و معمولاً ذخایر نسبتاً بزرگ گاه تا چند صد هزار تن را به وجود آورده‌اند. از کانسارهای شاخص اسکارن آهن در استان زنجان می‌توان به کانسارهای آهن ارجین

ذخایر اسکارنی یکی از مهم‌ترین انواع کانه‌زایی‌ها در پوسته زمین هستند که در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی تشکیل شده‌اند (Einaudi et al., 1981; Meinert et al., 2005). بزرگ‌ترین ذخایر اسکارنی، اسکارن‌های آهن است که به‌منظور بهره‌برداری آهن و نیز مقادیر فرعی مس، کبالت، نیکل و طلا

نفوذ آنها به داخل واحدهای سنگی کربناته قدیمی‌تر، احتمال وجود کانی‌سازی‌های مشابه در مناطق مجاور و دیگر نقاط استان وجود دارد. نتایج این پژوهش می‌تواند در شناسایی این کانه‌زایی‌ها و شرایط تشکیل آنها مفید واقع شود.

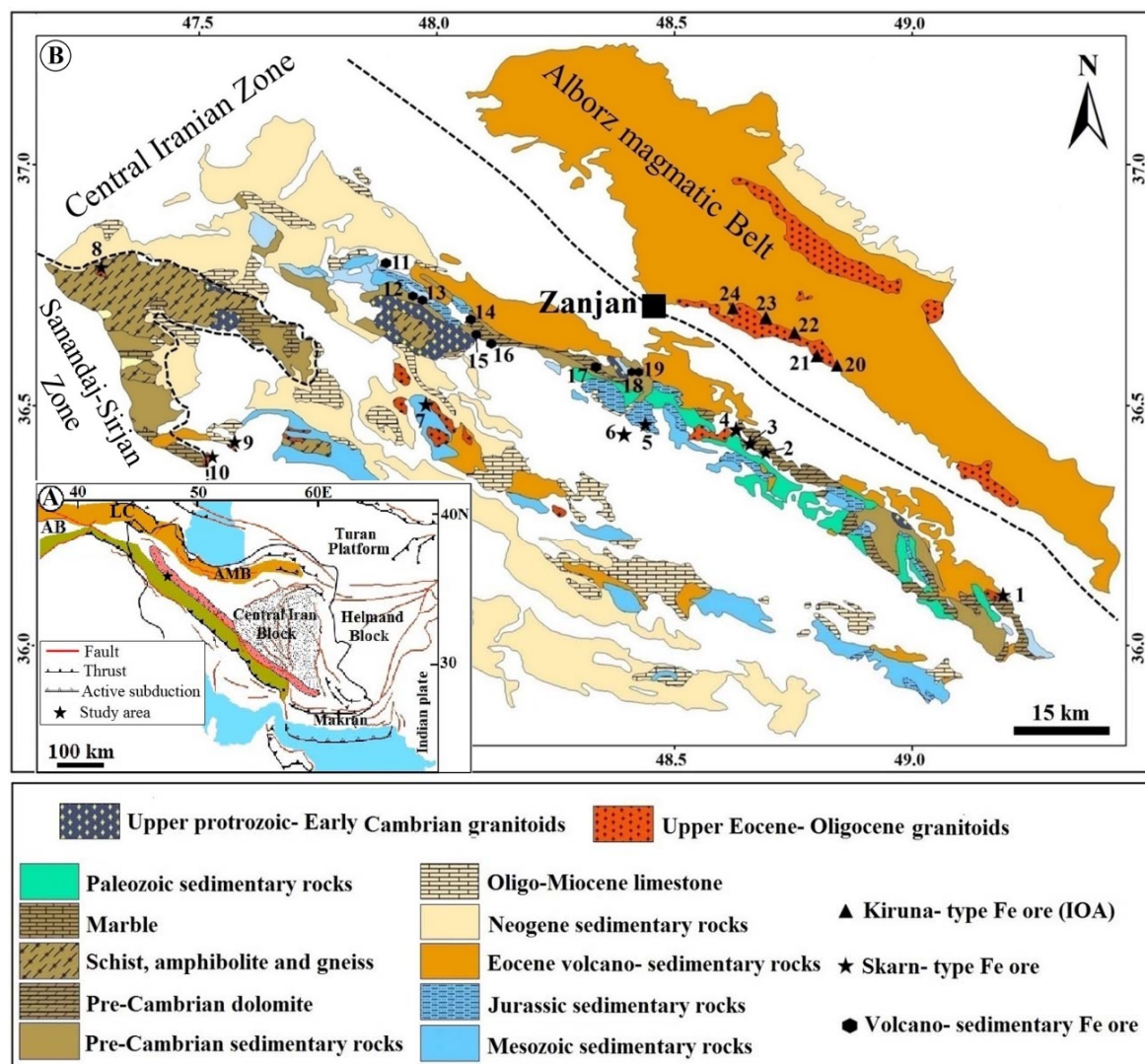
زمین‌شناسی

در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی - چینه‌نگاری ایران، منطقه علم‌کندی بخشی از پهنه سسندج - سیرجان (Alavi, 1994) را در بخش‌های شمالی آن و در زیرپهنه تکاب - تخت‌سلیمان و در مجاورت با کمان ماگمایی ارومیه - دختر تشکیل می‌دهد (شکل ۱). این منطقه در گوشه جنوب‌خاوری ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی تخت‌سلیمان (Babakhani and Ghalamgash, 1996) قرار دارد. بر اساس نقشه مزبور، منطقه مورد بررسی اغلب متشکل از مجموعه سنگ‌های دگرگونه پالئوزوئیک و واحدهای آتشفشانی - رسوبی سنوزوئیک است. توده گرانیتوئیدی مورد بررسی با عنوان گرانیتوئید علم‌کندی نیز در نقشه مزبور به مزوزوئیک منتسب شده است. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ تهیه‌شده از منطقه (شکل ۲)، واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد بررسی شامل تناوب آمفیبولیت، آمفیبول شست و بیوتیت شست با میان‌لایه‌هایی از مرمر (واحد Mt^{am}) و مرمرهای روشن رنگ متوسط‌لایه (واحد mb) مربوط به پالئوزوئیک و واحدهای آتشفشانی - رسوبی مربوط به الیگوسن (واحدهای O^v و O^{vt}) هستند. در بخش‌های مرکزی تا شمال‌خاوری منطقه مورد بررسی، توده گرانیتوئیدی علم‌کندی به داخل توالی دگرگونه پالئوزوئیک نفوذ کرده و موجب تشکیل هاله‌های دگرگونی مجاورتی در منطقه شده است که با کانه‌زایی آهن همراه است (شکل ۲).

بخش عمده منطقه مورد بررسی متشکل از توالی آمفیبولیت، آمفیبول شست و بیوتیت شست با میان‌لایه‌های مرمر (واحد Mt^{am}) است (شکل ۳). بخش‌های آمفیبولیتی و آمفیبول شستی در این واحد غالب بوده و روند برگ‌وارگی آنها شمال‌باختر - جنوب‌خاور است. در نتیجه تزریق توده گرانودیوریتی

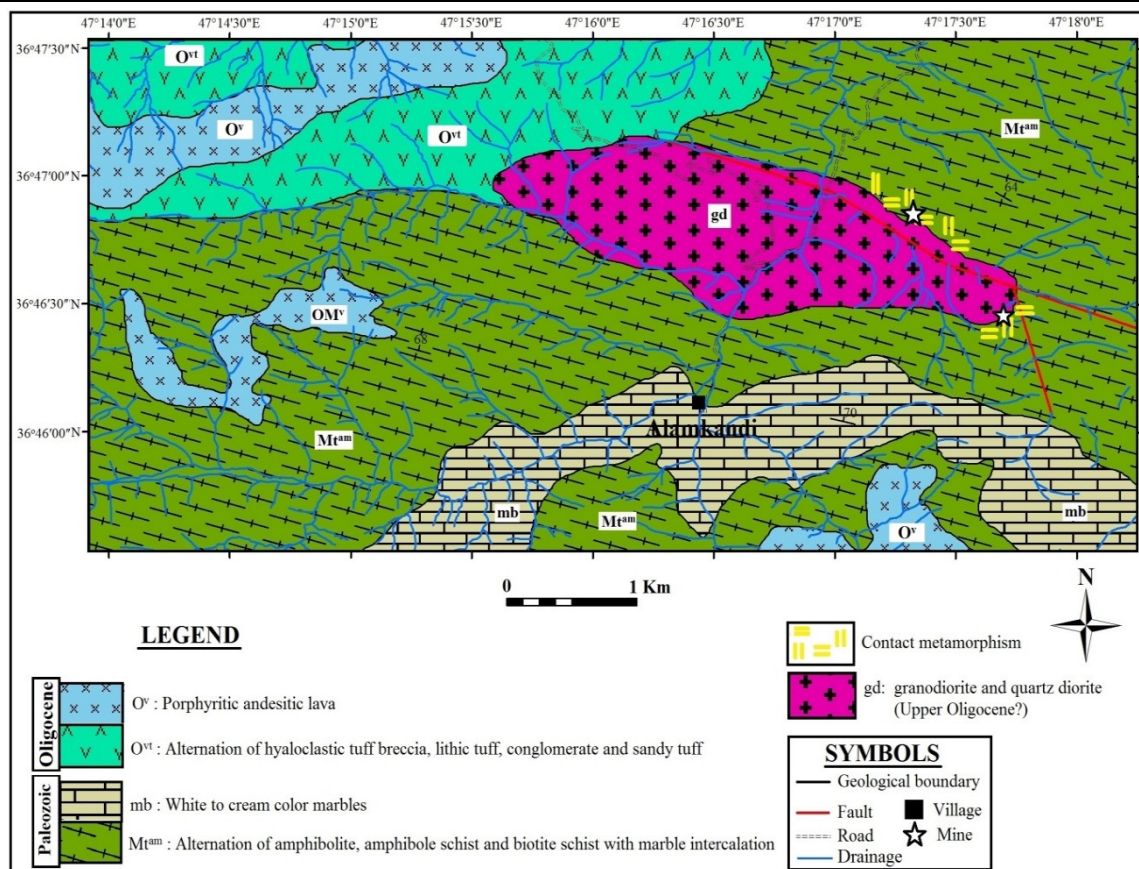
(Andarz, 2006; Besharati et al., 2010)، گوزل‌دره (Moghaddasi et al., 2019)، باشکند (Shahbazi et al., 2015)، قوزلو (Mokhtari et al., 2019; Shafaiepour et al., 2020)، قواق (Mohammad Beigi, 2017)، خاکریز (Fakhr Shafaie, 2016) و اینچه‌رهبری (Hamidvand, 2016) اشاره کرد (شکل ۱). کانسار آهن شهرک در مجاورت مرز باختری استان زنجان و در داخل استان کردستان، با ذخیره حدود ۱۰۸ میلیون تن (Hosseini et al., 2017) نیز از نوع اسکارنی گزارش شده است (Sheikhi, 2005; Maanijou and Khodaie, 2018; and Salemi, 2014). کانسار آهن علم‌کندی یکی از کانسارهای آهن اسکارنی موجود در استان زنجان است که در فاصله حدود ۳۵ کیلومتری باختر ماه‌نشان و ۱۰۵ کیلومتری شمال‌باختر زنجان واقع شده است (شکل ۱). برخی از کانسارهای آهن اسکارنی یادشده، در سال‌های اخیر در قالب پایان‌نامه‌های دانشگاهی و گاه طرح‌های پژوهشی (مانند معانی‌جو و سالمی، شهبازی و همکاران، نباتیان و همکاران، مختاری و همکاران و شفائی‌پور و همکاران (Maanijou and Salemi, 2014; Shahbazi et al., 2015; Nabatian et al., 2017; Mokhtari et al., 2019; Shafaiepour et al., 2020)) مورد بررسی قرار گرفته و اطلاعات ارزشمندی در رابطه با زمین‌شناسی و کانی‌سازی آنها موجود است. با وجود این پژوهش‌ها، تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی کانسار آهن اسکارنی علم‌کندی و توده گرانیتوئیدی همراه آن انجام نشده و تنها مطالعه انجام‌شده شامل بررسی‌های اکتشافی صورت گرفته بر روی کانه‌زایی است. نتیجه این بررسی‌ها به معرفی ذخیره قطعی ۱۵۰۰۰۰ تن با عیار Fe_t حدود ۵۲ درصد منجر شده است (Rafiee, 2007). بر این اساس، پترولوژی و زمین‌شیمی توده گرانیتوئیدی علم‌کندی و هاله دگرگونی مجاورتی آن به همراه ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی کانسنگ آهن و شرایط ترمودینامیکی تشکیل هاله اسکارنی، برای این پژوهش مدنظر قرار گرفت. با توجه به گسترش توده‌های گرانیتوئیدی مشابه با گرانیتوئید مورد بررسی در بخش‌های مختلف استان زنجان و

علم‌کندی به داخل این سنگ‌ها، آثار دگرسانی و دگرگونی در مرمر، هاله اسکارنی و کانه‌زایی آهن تشکیل شده است (شکل ۳).



شکل ۱. A: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ایران و مناطق مجاور. با تغییرات از رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003). موقعیت منطقه علم‌کندی با علامت ستاره مشکی بر روی آن مشخص شده است. (LC- Lesser Caucasus; AB- Anatolian Block; AMB- Alborzmagmatic belt) و B: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده بخش عمده استان زنجان که موقعیت انواع ذخایر آهن بر روی آن مشخص شده است، با کمی تغییرات از مختاری و همکاران (Mokhtari et al., 2019). ۱- کوهجین، ۲- ارجین، ۳- باشکند، ۴- گوزل‌دره، ۵- خاکریز، ۶- اینچه‌رهری، ۷- قوزلو، ۸- علم‌کندی، ۹- قواق، ۱۰- شهرک، ۱۱- قاضی‌کندی، ۱۲- تورپاخلو، ۱۳- میرجان، ۱۴- گلجیک، ۱۵- کاوند، ۱۶- حسین‌آباد، ۱۷- چورزق، ۱۸- ریحان، ۱۹- ازدهاتو، ۲۰- سرخه‌دیزج، ۲۱- مروارید، ۲۲- ذاکر، ۲۳- گلستان‌آباد، ۲۴- زرنان

Fig. 1. A: Simplified structural map of Iran and adjacent regions and location of study area (modified after Ramezani and Tucker, 2003). Location of the study area is shown by a black star, and B: Simplified geological map of main part of the Zanzan province showing the location of different types of Fe deposits (modified after Mokhtari et al., 2019). 1- Kauhjin; 2- Arjin; 3- Bashkand; 4- Qozal Darreh; 5- Khakriz; 6- Inche Rahbari; 7- Qozlou; 8- Alamkandi; 9- Qovag; 10- Shahrak; 11- Qazikandi; 12- Torpakhlou; 13- Mirjan; 14- Goljic; 15- Kavand; 16- Hossein Abad; 17- Chavarzaq; 18- Reyhan; 19- Azhdehatou; 20- Sorkheh Dizaj; 21- Morvarid; 22- Zaker; 23- Golestan Abad; 24- Zarnan



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از کانه‌زایی آهن علم‌کندی

Fig. 2. Geological map of the Alamkandi Fe mineralization

بخش‌های شمال‌باختری منطقه مورد بررسی قابل مشاهده است (شکل ۲). ترکیب سنگی این واحد از نوع آندزیتی بوده و به عنوان محصول فعالیت آتشفشانی در زیر آب مشخص شده‌اند (Babakhani and Ghalamgash, 1996). شواهد صحرایی بیانگر آن است که توده گرانیتوئیدی به‌داخل این واحد سنگی تزریق شده است که در نتیجه این فرایند، پهنه دگرسانی آرژیلیکی در مرز تماس مشاهده می‌شود. واحد O^v متشکل از گدازه‌های پورفیری با ترکیب آندزیتی به رنگ خاکستری، قهوه‌ای و بنفش بوده و آخرین فعالیت آتشفشانی مربوط به الیگوسن در منطقه مورد بررسی است. این واحد در گوشه شمال‌باختری، باختر و مرز جنوب‌خاوری منطقه مورد بررسی قابل مشاهده است (شکل ۲). این سنگ‌ها دارای ساخت منشوری

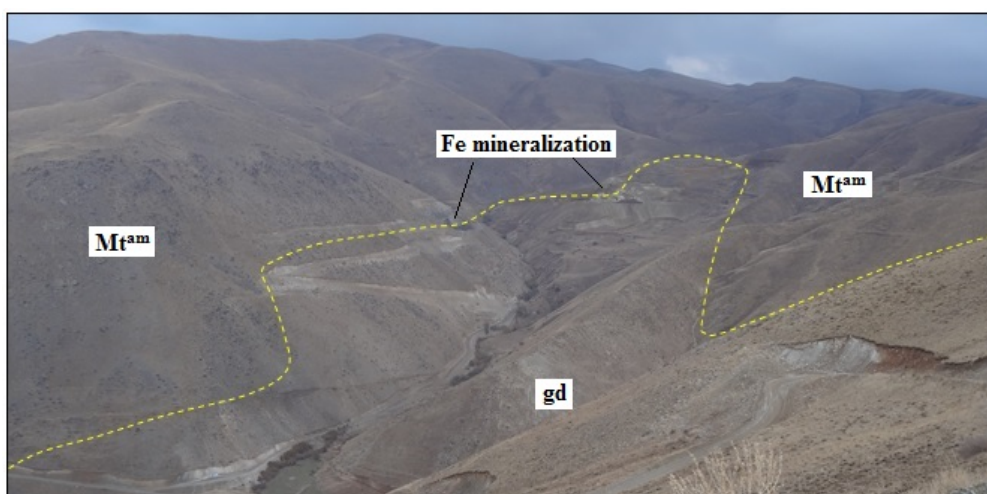
واحد مرمر (mb) با یک روند تقریبی خاوری-باختری و در توالی با واحد Mt^{am} در بخش‌های جنوبی منطقه رخمون دارد (شکل‌های ۲ و ۴-A). این واحد سنگی، میزبان کانه‌زایی سرب-روی علم‌کندی در جنوب منطقه مورد بررسی است. همچنین می‌توان لایه‌های مرمر را به صورت میان‌لایه در داخل واحد Mt^{am} مشاهده کرد (شکل ۴-A) که در محل کانسار آهن علم‌کندی، در نتیجه نفوذ توده گرانودیوریتی، متحمل دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم شده و کانه‌زایی آهن در داخل آنها تشکیل شده است.

سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی الیگوسن (واحد O^{vt}) متشکل از توالی توف‌پرش هیالوکلاستیک، لیتیک توف، کنگلومرا و توف ماسه‌ای ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ سبز-خاکستری بوده و در

مجاورتی و کانسار آهن علم‌کندی در مرز تماس این توده با سنگ‌های اطراف منجر شده است (شکل‌های ۳ و ۴-B). کانه‌زایی آهن در دو جبهه شمال‌خاوری و جنوب‌خاوری توده تشکیل شده است (شکل ۳). توده‌های گرانیتوئیدی مشابه موجود در شمال این منطقه، به الیگوسن بالایی (۲۴-۲۶ میلیون سال) منتسب شده‌اند (Bakhshizad and Ghorbani, 2015).

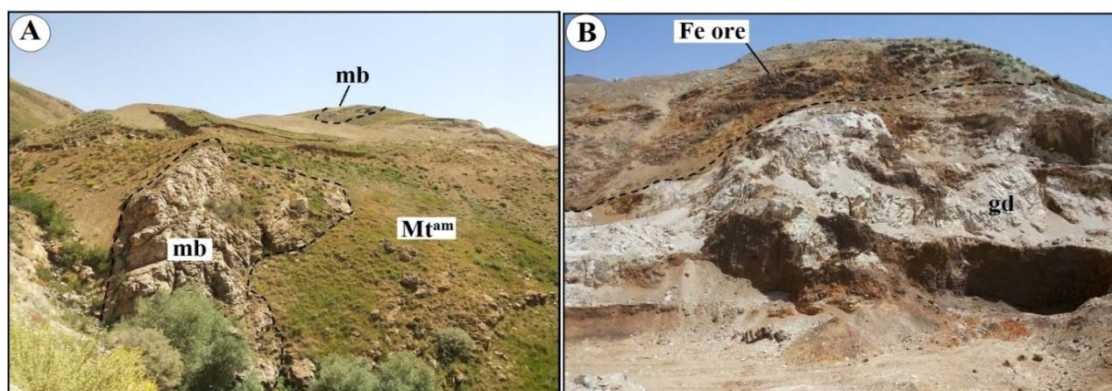
در قسمت‌های پایین و ساخت‌پُرسی در بخش‌های بالایی هستند (Babakhani and Ghalamgash, 1996).

در بخش‌های مرکزی منطقه مورد بررسی، توده گرانیتوئیدی علم‌کندی به صورت عدسی‌شکل با روند تقریبی خاوری-باختری رخمون دارد (شکل ۲). این توده دارای ترکیب گرانودیوریتی تا کوارتزیدیوریتی بوده و به داخل توالی دگرگونی پالئوزوئیک نفوذ کرده و به تشکیل هاله دگرگونی



شکل ۳. نمایی از تناوب واحد Mt^{am} با ترکیب آمفیبولیت و آمفیبول شلیست با میان‌لایه‌های مرمر که توسط توده گرانودیوریتی (gd) مورد هجوم قرار گرفته است (دید به سمت خاور). موقعیت کانسار آهن علم‌کندی در مرز تماس گرانودیوریت با سنگ‌های میزبان مشخص شده است.

Fig. 3. A view from the Mt^{am} unit composed of amphibolite and amphibole schist with marble intercalation which is intruded by granodiorite (gd) (view to east). Location of the Alamkandi Fe deposit marked in contact of granodiorite with host rocks.



شکل ۴. A: نمایی از میان‌لایه مرمر (mb) در داخل واحد دگرگونه Mt^{am} در منطقه علم‌کندی (دید به سمت جنوب) و B: نمایی از توده گرانودیوریتی (gd) در مرز تماس با سنگ‌های میزبان و تشکیل کانه‌زایی آهن در منطقه علم‌کندی (دید به سمت جنوب‌باختر)

Fig. 4. A: A view from intercalations of marbles (mb) within the metamorphosed Mt^{am} unit in Alamkandi area (view to the south), and B: A view from the granodiorite intrusion (gd) in contact with host rocks and formation of Fe mineralization in Alamkandi area (view to the southwest)

روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. بررسی‌های صحرایی شامل شناسایی بخش‌های مختلف توده نفوذی و هاله‌های اسکارنی و کانه‌زایی و نمونه‌گیری از آنها برای بررسی‌های آزمایشگاهی است. در این راستا، علاوه بر انجام بررسی‌های صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، ۶۵ نمونه از واحدهای سنگی مختلف برداشت شد. از این بین، تعداد ۱۹ مقطع نازک و ۱۳ مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناختی و کانه‌نگاری تهیه شد. سپس برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، تعداد ۷ نمونه از توده گرانیتوئیدی و ۸ نمونه از بخش‌های مختلف هاله اسکارنی انتخاب و به روش‌های دستگاهی XRF و ICP-MS در شرکت زرآزما تهران مورد تجزیه قرار گرفتند. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین ۳ تا ۵ درصد بوده است. تفسیر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی و هاله اسکارنی با بهره‌گیری از نتایج به دست آمده و با استفاده از نمودارهای زمین‌شیمیایی مرتبط انجام شد.

سنگ‌نگاری

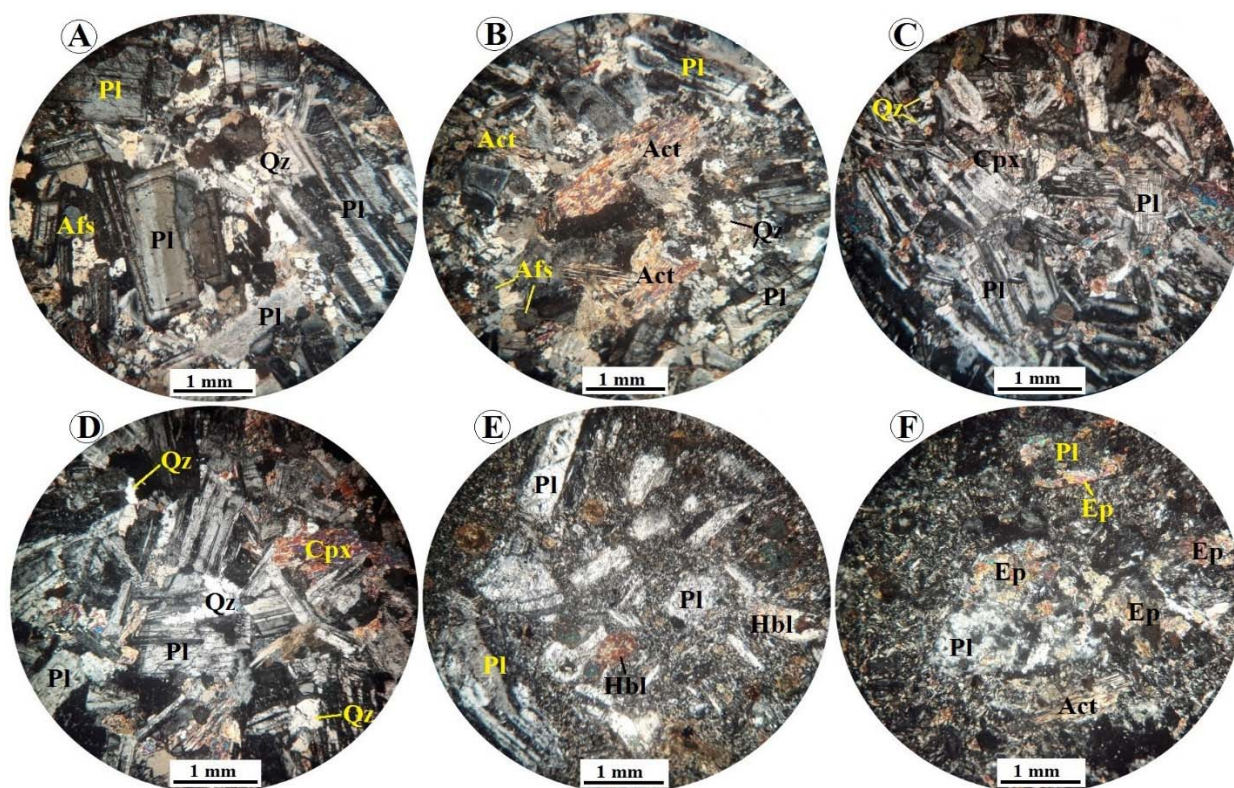
توده نفوذی

بررسی‌های سنگ‌شناختی نمونه‌های برداشت شده از توده گرانیتوئیدی علم‌کنندگی نشان می‌دهد، این سنگ‌ها شامل گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت پورفیری بوده و بخش عمده آن دارای ترکیب کوارتز دیوریت است. در برخی نقاط، دایک‌های با ترکیب آپلیتی، این توده را قطع کرده‌اند. گرانودیوریت‌ها دارای بافت گرانولار بوده و متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت هستند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی حدود ۴۵ درصد حضور داشته و ابعاد آنها به ۳/۵ میلی‌متر می‌رسد. برخی بلورها دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۵-A). بلورهای پلاژیوکلازها با درجه‌های

مختلفی به سریسیت، کلسیت و گاه اپیدوت دگرسان شده‌اند. کوارتز اغلب به صورت بلورهای ریز با فراوانی حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد در متن سنگ حضور دارند. آلکالی فلدسپارها در همراهی با کوارتز و با فراوانی کمتر از ۱۵ درصد حضور دارند. آمفیبول‌ها از نوع اکتینولیت (شکل ۵-B) و اغلب محصول دگرسانی آمفیبول‌های اولیه (هورنبلند) بوده و گاه از دگرسانی کلینوپروکسن نیز حاصل شده‌اند که بقایای کلینوپروکسن در داخل اکتینولیت‌ها قابل مشاهده هستند. اکتینولیت‌ها فراوانی حدود ۱۵ درصد دارند. بیوتیت به صورت بلورهای ورقه‌ای با فراوانی حدود ۲ درصد در متن سنگ پراکنده است. کلینوپروکسن، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر به‌عنوان کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کوارتز دیوریت‌ها دارای بافت‌های پورفیروئیدی تا سری‌ایتی و گرانولار بوده و متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، آمفیبول و کوارتز به همراه کانی‌های فرعی آلکالی فلدسپار، اسفن و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی ۶۰ تا ۶۵ درصد مشاهده می‌شود (شکل ۵-C). برخی بلورهای دارای منطقه‌بندی هستند. کلینوپروکسن دیگر کانی عمده سنگ است که دارای فراوانی حدود ۱۰ درصد بوده (شکل ۵-D) و به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارند. کلینوپروکسن‌ها با درجه‌های متغیری به اکتینولیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. آمفیبول با فراوانی حدود ۱۵ درصد حضور دارد. این کانی‌ها اغلب از نوع اکتینولیت بوده و محصول دگرسانی کلینوپروکسن هستند. کوارتز به صورت بلورهای کوچک و بی‌شکل با فراوانی حداکثر ۱۰ درصد در بین دیگر کانی‌ها حضور دارد (شکل ۵-D). آلکالی فلدسپار (ارتوز) در برخی نمونه‌ها با فراوانی کمتر از ۵ درصد حضور دارد. دیوریت پورفیری‌ها دارای بافت پورفیری بوده و متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند که در زمینه‌ای از همین کانی‌ها حضور دارند (شکل ۵-E). پلاژیوکلازها اغلب شکل‌دار بوده و برخی بلورها دارای منطقه‌بندی مشخص هستند. دگرسانی به اپیدوت در برخی بلورها قابل مشاهده است (شکل

ارتوز با فراوانی ۴۰ درصد، کوارتز با فراوانی ۳۰ درصد و پلاژیوکلاز با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد هستند. ابعاد کانی‌های مزبور کمتر از یک میلی‌متر است. در برخی نقاط، بلورهای ریز کانی مافیک در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که کاملاً توسط اپیدوت و اکتینولیت جانشین شده‌اند.

(F-۵). آمفیبول‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور داشته و ابعاد آنها به ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. آمفیبول‌ها اغلب از نوع اکتینولیت بوده و از دگرسانی کانی اولیه هورنبلند و گاه پیروکسن حاصل شده‌اند. در برخی بلورها، آثار ماکل نواری و دوتایی در برخی بلورهای آمفیبول مشاهده می‌شود. دایک‌های آپلیتی دارای بافت میکروگرانولار بوده و متشکل از



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از توده‌های گرانیتوئیدی منطقه علم‌کندی. A: بلور پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی همراه با کوارتزهای ریزبلور در بین پلاژیوکلازهای درشت‌بلور در گرانودیوریت‌ها، B: بلورهای درشت اکتینولیت حاصل از دگرسانی آمفیبول‌های اولیه و پیروکسن‌ها در گرانودیوریت‌ها، C و D: بلورهای درشت پلاژیوکلاز به همراه بلورهای کوچک کلینوپیروکسن و کوارتز در بین آنها در کوارتز دیوریت‌ها، E: بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در دیوریت پورفیری و F: دگرسانی پلاژیوکلازها به اپیدوت در دیوریت پورفیری. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Act): اکتینولیت، Afs: آلکالی فلدسپار، Cpx: کلینوپیروکسن، Ep: اپیدوت، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 5. Photomicrographs (transmitted light, XPL) of granitoid intrusion in Alamkandi area. A: Zoned plagioclase along with fine-grained quartz between coarse-grained plagioclases in granodiorites, B: Coarse-grained actinolites resulted from alteration of primary hornblendes and pyroxenes in granodiorites, C and D: Coars-grained plagioclase along with fine-grained pyroxene and quartz in quartz diorites, E: Porphyritic texture composed of plagioclase and hornblende phenocrysts in porphyritic diorite, and F: Alteration of plagioclases to epidote in porphyritic diorite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: Actinolite, Afs: Alkali feldspar, Cpx: clinopyroxene, Ep: Epidote, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Qz: quartz).

هاله دگرگونی مجاورتی

بررسی سنگ‌شناختی نمونه‌های برداشت‌شده از هاله دگرگونی مجاورتی اطراف توده گرانیژی علم‌کندی بیانگر آن است که این سنگ‌ها از نوع اسکارنی بوده و دو پهنه اسکارن درونی و اسکارن بیرونی در آن قابل تشخیص است. پهنه اسکارن بیرونی، پهنه اصلی اسکارنی این منطقه بوده و شامل زیرپهنه‌های گارنت اسکارن، پیروکسن اسکارن، اپیدوت پیروکسن اسکارن، سرپانتین اسکارن و اسکارن کانه‌دار است.

اسکارن درونی دارای بافت گرانولار بوده و با حضور کانی‌های اپیدوت، اکتینولیت و کانی‌های کدر ثانویه (اغلب پیریت) در همراهی با کانی‌های اولیه سنگ نظیر پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی فلدسپار مشخص می‌شوند (شکل ۶-A و B). فراوانی اپیدوت، اکتینولیت و کانی‌های کدر در این سنگ‌ها متغیر بوده و با فاصله گرفتن از مرز تماس توده گرانیژی، به سمت داخل توده، از مقدار آنها کاسته می‌شود. گارنت اسکارن‌ها دارای بافت گرانوبلاستیک بوده و متشکل از کانی‌های گارنت، کلسیت، کوارتز، اپیدوت و کانی کدر هستند. گارنت اغلب به صورت بلورهای ایزوتروپ در این سنگ‌ها حضور دارد (شکل ۶-C و D).

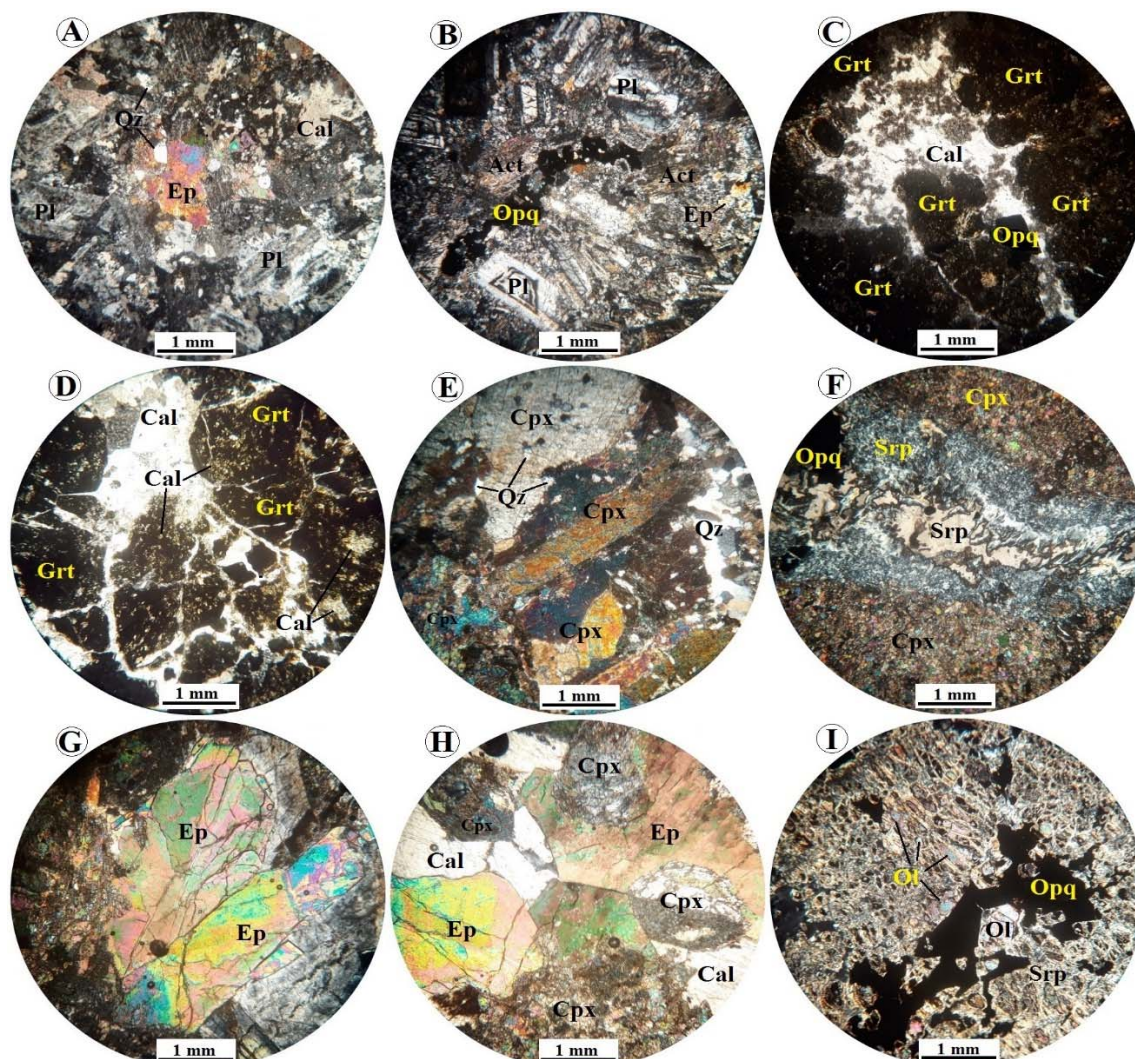
برخی بلورها دارای منطقه‌بندی ظریف در بخش‌های حاشیه‌ای هستند. ابعاد بلورهای درشت گارنت گاه تا ۳ میلی‌متر می‌رسد. گارنت‌ها دگرسانی به کلسیت و اپیدوت را نشان می‌دهند. کلسیت، کوارتز، آلپیت و کانی‌های کدر در فضای بین گارنت‌ها به صورت بلورهای بی‌شکل حضور دارند. پیروکسن هورنفلس‌ها دارای بافت‌های گرانوبلاستیک بوده و کانی‌شناسی آنها شامل کلینوپروکسن، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، سرپانتین و کانی‌های کدر است. در برخی نمونه‌ها، مقدار محدودی گارنت نیز مشاهده می‌شود. پیروکسن‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور داشته و از نوع کلینوپروکسن هستند (شکل ۶-E).

بلورهای درشت کلینوپروکسن حاوی ادخال‌های متعدد کوارتز

هستند (شکل ۶-E).

کلینوپروکسن‌ها با درجه‌های مختلف به اکتینولیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. اپیدوت به شکل بلورهای کوچک در فضای بین پیروکسن‌ها مشاهده می‌شود. در برخی نمونه‌ها، سرپانتین به شکل رگچه‌های تأخیری قابل مشاهده است (شکل ۶-F). کوارتز به صورت بلورهای ریز و درشت هم در فضای بین دیگر کانی‌ها و هم به صورت ادخال در داخل کلینوپروکسن‌ها حضور دارند. کلسیت در فضای بین دیگر کانی‌ها، به صورت رگچه‌ای و همچنین محصول دگرسانی پیروکسن‌ها مشاهده می‌شود. اپیدوت پیروکسن اسکارن‌ها دارای بافت گرانوبلاستیک بوده و اغلب از کلینوپروکسن (۴۰ درصد) و اپیدوت (۳۰ درصد) تشکیل شده‌اند. دیگر کانی‌های این سنگ‌ها شامل گارنت، اکتینولیت و کلسیت است. اپیدوت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار با ابعادی تا ۱/۵ میلی‌متر حضور دارند (شکل ۶-G).

کلینوپروکسن به صورت بلورهای شکل‌دار و گاه دارای ماکل نواری و دوتایی حضور دارد (شکل ۶-H) که با درجه‌های مختلف به کلسیت و اکتینولیت دگرسان شده‌اند. گارنت در برخی نقاط به صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار ایزوتروپ و آنیزوتروپ با فراوانی حدود ۵ درصد مشاهده می‌شود که در درجه‌های مختلف به کلسیت و اپیدوت دگرسانی نشان می‌دهند. اکتینولیت به شکل بلورهای رشته‌ای و همچنین به صورت جانشینی به جای پیروکسن در این سنگ‌ها حضور دارند. کلسیت در فضای بین دیگر کانی‌ها به صورت بلورهای درشت قابل مشاهده است. سرپانتین اسکارن‌ها اغلب متشکل از سرپانتین بوده (بیش از ۹۰ درصد) و بقایایی از الیون به صورت جزیره‌ای در متن سرپانتین پراکنده هستند (شکل ۶-I). در نتیجه دگرسانی الیون، کانی‌های کدر نیز تشکیل شده است که در متن سرپانتین پراکنده هستند. رگچه‌های کانی کدر این سنگ‌ها را قطع کرده (شکل ۶-I) که بررسی‌های کانه‌نگاری آنها را از نوع پیریت و گاه در همراهی با کالکوپیریت نشان داده است.



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از زیرپهنه‌های اسکارنی در منطقه علم‌کندی. A: اپیدوت و کلسیت داخل گرانودیوریت در زیرپهنه اسکارن درونی، B: کانی کدر به حالت رگچه‌ای به همراه اکتینولیت و اپیدوت در زیرپهنه اسکارن درونی، C: گارنت‌های ایزوتروپ با حاشیه باریک آنیزوتروپ در زیرپهنه گارنت اسکارن، D: گارنت‌های دگرسان‌شده به کلسیت و اپیدوت در زیرپهنه گارنت اسکارن، E: بلورهای درشت کلینوپروکسن حاوی ادخال‌های کوارتز در زیرپهنه پروکسن اسکارن، F: رگچه سرپانتین که پروکسن‌های ریزبلور را در زیرپهنه پروکسن اسکارن قطع کرده است، G: بلورهای درشت اپیدوت در زیرپهنه اپیدوت پروکسن اسکارن، H: بلورهای شکل‌دار کلینوپروکسن در همراهی با اپیدوت و کلسیت در زیرپهنه اپیدوت پروکسن اسکارن و I: بلورهای الوین به صورت جزیره‌ای در متن سرپانتین به همراه رگچه کانی کدر در زیرپهنه سرپانتین اسکارن. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Act: اکتینولیت، Cal: کلسیت، Cpx: کلینوپروکسن، Ep: اپیدوت، Grt: گارنت، Opq: کانی کدر، Ol: الوین، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Srp: سرپانتین).

Fig. 6. Photomicrographs (transmitted light, XPL) of skarn sub-zones in the Alamkandi area. A: Epidote and calcite within granodiorite in endoskarn sub-zone, B: Opaque mineral veinlet along with actinolite and epidote in endoskarn sub-zone, C: Isotrope garnets with narrow anisotrope margins in garnet skarn sub-zone, D: Garnets replaced by calcite and epidote in garnet skarn sub-zone, E: Coars-grained clinopyroxenes with quartz inclusions in pyroxene skarn sub-zone, F: Serpentine veinlet cross cutting the fine-grained pyroxenes in pyroxene skarn sub-zone, G: Coars-grained epidote crystals in epidote pyroxene skarn sub-zone, H: Idiomorphic clinopyroxene crystals along with epidote and calcite in epidote pyroxene skarn sub-zone, and I: Olivine crystals as island within serpentine along with opaque mineral veinlet in serpentine skarn sub-zone. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Cal: calcite, Cpx: clinopyroxene, Ep: epidote, Grt: garnet, Opq: opaque mineral, Ol: olivine, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Srp: serpentine).

زمین‌شیمی

چنان‌که قبلاً اشاره شد، تعداد ۷ نمونه از توده گرانیتوئیدی بر اساس حداقل دگرسانی و تعداد ۸ نمونه از زیرپهنه‌های مختلف اسکارنی برای تجزیه سنگ کل به روش‌های دستگاهی XRF (اکسیدهای عناصر اصلی) و ICP-MS (عناصر کمیاب و کمیاب خاکی) در شرکت زراژما تجزیه شد. نتایج تجزیه‌های شیمیایی مزبور در جدول‌های ۱ و ۲ آمده است.

نمودارهای متعددی برای نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی بر اساس ترکیب شیمیایی آنها ارائه شده است که در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1994)، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی علم‌کندی در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گابرویدیوریت قرار می‌گیرند (شکل A-۷). نمونه گرانیتی، عبارت از دایک آپلیتی است. برای تعیین سری ماگمایی توده گرانیتوئیدی علم‌کندی و تفکیک سری

تولیتی از کالک‌آلکان، از نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است. بر طبق این نمودار، تمامی نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل B-۷). در نمودار عناصر کمیاب Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)، همه نمونه‌های مربوط به توده نفوذی در محدوده کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل C-۷). بر اساس نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1943) و نمودار مثلثی Al_2O_3 - Na_2O - K_2O (Villaseca et al., 1998)، تمامی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی در قلمرو متآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل D-۷ و E). برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع I و S از نمودار Na_2O در مقابل K_2O (Chappell and White, 2001) استفاده شد که بر این اساس، همه نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I واقع می‌شوند (شکل F-۷).

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های توده گرانیتوئیدی علم‌کندی. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

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

		AK-1	AK-3	AK-24	AK-25	AK-26	AK-27	AK-28
	DL	qd	qd	di	Ap	qd	qd	gd
SiO_2	0.1	57.87	57.88	55.52	73.65	57.73	59.98	63.20
TiO_2	0.1	0.84	0.86	0.75	0.20	1.01	1.00	0.67
Al_2O_3	0.1	16.50	16.62	16.03	13.47	17.97	17.33	15.10
FeO_t	0.1	5.24	4.96	8.27	0.53	1.40	1.10	1.76
MnO	0.1	0.05	0.05	0.11	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	0.1	3.83	3.81	4.49	1.76	4.55	4.78	4.04
CaO	0.1	7.44	6.22	8.32	1.91	11.49	9.71	7.95
Na_2O	0.1	4.75	5.23	3.11	5.64	3.53	4.14	4.18
K_2O	0.1	0.41	0.42	1.66	0.31	0.22	0.19	0.19
P_2O_5	0.1	0.16	0.15	0.19	0.05	0.20	0.22	0.13
LOI	0.1	2.87	3.74	1.46	2.46	1.41	1.52	2.74
Total	----	99.96	99.94	99.92	100.03	100.01	100.02	100.01

Ap: aplite; gd: granodiorite; qd: quartz diorite; di: diorite

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های توده گرانیتوئیدی علم‌کندی. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

Table 1 (Continued). Geochemical data of major, trace and rare earth elements for the Alamkandi granitoid samples. Major elements are in wt.% and trace and rare earth elements in ppm.

		AK-1	AK-3	AK-24	AK-25	AK-26	AK-27	AK-28
	DL	qd	qd	di	Ap	qd	qd	gd
As	0.1	14.1	15.3	12.5	6.3	17.2	11.5	11.8
Ba	1	339	342	596	31	392	174	242
Ce	0.5	49	36	54	10	45	44	108
Co	1	8	7.1	18.3	1	2.2	1.6	3.6
Cr	1	17	16	24	7	10	7	10
Cs	0.5	26.3	23.6	3.2	0.5	2.7	0.5	1.3
Cu	1	15	5	19	6	6	7	5
Dy	0.02	4.45	3.86	4.5	1.6	4.19	4.39	7.87
Er	0.05	2.52	2.21	2.85	1.02	2.65	2.62	4.83
Eu	0.1	1.09	0.94	1.35	0.12	1.08	1.13	1.76
Gd	0.05	4.28	3.53	4.31	1.2	3.56	4.1	7.97
Hf	0.5	2.23	1.99	0.54	0.5	1.29	0.76	0.81
La	1	21	12	21	3	9	14	42
Lu	0.1	0.27	0.23	0.42	0.11	0.37	0.34	0.65
Nb	1	9.8	9.5	8.8	31.2	8.4	8	11.1
Nd	0.5	20.5	15.1	21.4	3.1	15.1	20.7	54.2
Ni	1	12	17	7	6	4	3	7
Pb	1	27	3	8	2	3	24	3
Pr	0.05	5.08	3.49	5.49	0.74	3.55	4.99	14.36
Rb	1	8	12	72	11	5	1	1
Sc	0.5	20.4	21.9	21.9	1.9	28.3	23.2	16.5
Sm	0.02	4.65	3.72	4.57	0.66	3.61	4.39	9.61
Sr	1	407.4	373.7	301.5	237	426.5	467.8	295.5
Ta	0.1	0.97	0.96	0.98	2.81	1.14	0.83	1.18
Tb	0.1	0.7	0.61	0.7	0.21	0.63	0.69	1.28
Th	0.1	6.16	4.85	7.55	34.32	8.5	8.83	14.6
Tm	0.1	0.32	0.29	0.4	0.15	0.36	0.36	0.64
U	0.1	4.1	1.1	1.8	2.84	1.4	1.5	2
V	1	167	151	140	16	167	148	116
Y	0.5	21	18	22.1	8.5	19.4	20.4	34.8
Yb	0.05	1.9	1.7	2.6	0.8	2.3	2.2	4
Zn	1	33	23	50	8	11	14	10
Zr	5	62	48	14	6	35	20	16

Ap: aplite; gd: granodiorite; qd: quartz diorite; di: diorite

جدول ۲. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های زیرپهنه‌های اسکارنی علم‌کندی. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

Table 2. Geochemical data of major, trace and rare earth elements for the Alamkandi skarn sub-zones. Major elements are in wt.% and trace and rare earth elements in ppm.

	AK-10-1 Mag	AK-10-2 Py	AK-2 Grt Sk	AK-8 Ep-Px Sk	AK-4 Px Sk	AK-21 Srp Sk	AK-30 Px Sk	AK-6 Mb
SiO ₂	----	----	28.72	42.49	59.00	42.44	52.97	0.29
TiO ₂	----	----	0.05	0.44	0.12	0.11	0.62	0.05
Al ₂ O ₃	----	----	1.23	12.62	2.77	1.51	1.74	0.07
FeOt	----	----	20.82	9.24	11.77	4.74	1.97	0.09
MnO	----	----	0.25	0.06	0.39	0.12	0.05	0.05
MgO	----	----	0.20	8.12	7.33	33.03	26.63	0.60
CaO	----	----	33.66	22.70	17.64	4.49	6.35	55.36
Na ₂ O	----	----	0.05	0.08	0.20	0.14	0.05	0.05
K ₂ O	----	----	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
P ₂ O ₅	----	----	0.05	0.23	0.09	0.05	0.05	0.05
SO ₃	----	----	0.70	0.07	0.08	0.86	0.05	0.06
LOI	----	----	14.36	3.43	0.60	12.51	9.54	43.49
Total	----	----	100.19	99.58	100.09	100.1	100.12	100.26
Ag	0.6	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
As	4.8	11.5	100	16.8	12.6	80.8	3.9	4.3
Cd	0.1	0.4	0.6	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1
Ce	3	2	15	56	25	17	31	8
Co	25.6	388.8	16.9	4.1	12.4	12.8	14.8	1
Cr	30	15	8	9	17	12	242	3
Cs	0.5	0.5	0.5	0.05	0.5	0.05	0.5	0.5
Cu	132	266	301	5	9	34	4	4
Dy	0.54	0.6	2.44	5.92	4.25	10.4	11.1	0.65
Er	0.18	0.21	1.65	3.29	2.02	8.35	7.54	0.27
Eu	0.1	0.1	2.72	0.9	1.12	0.19	0.8	0.1
Gd	0.56	0.62	2.70	6.09	5.13	5.91	9.54	0.64
Hf	0.5	0.5	0.5	1.87	0.5	0.57	2.57	0.5

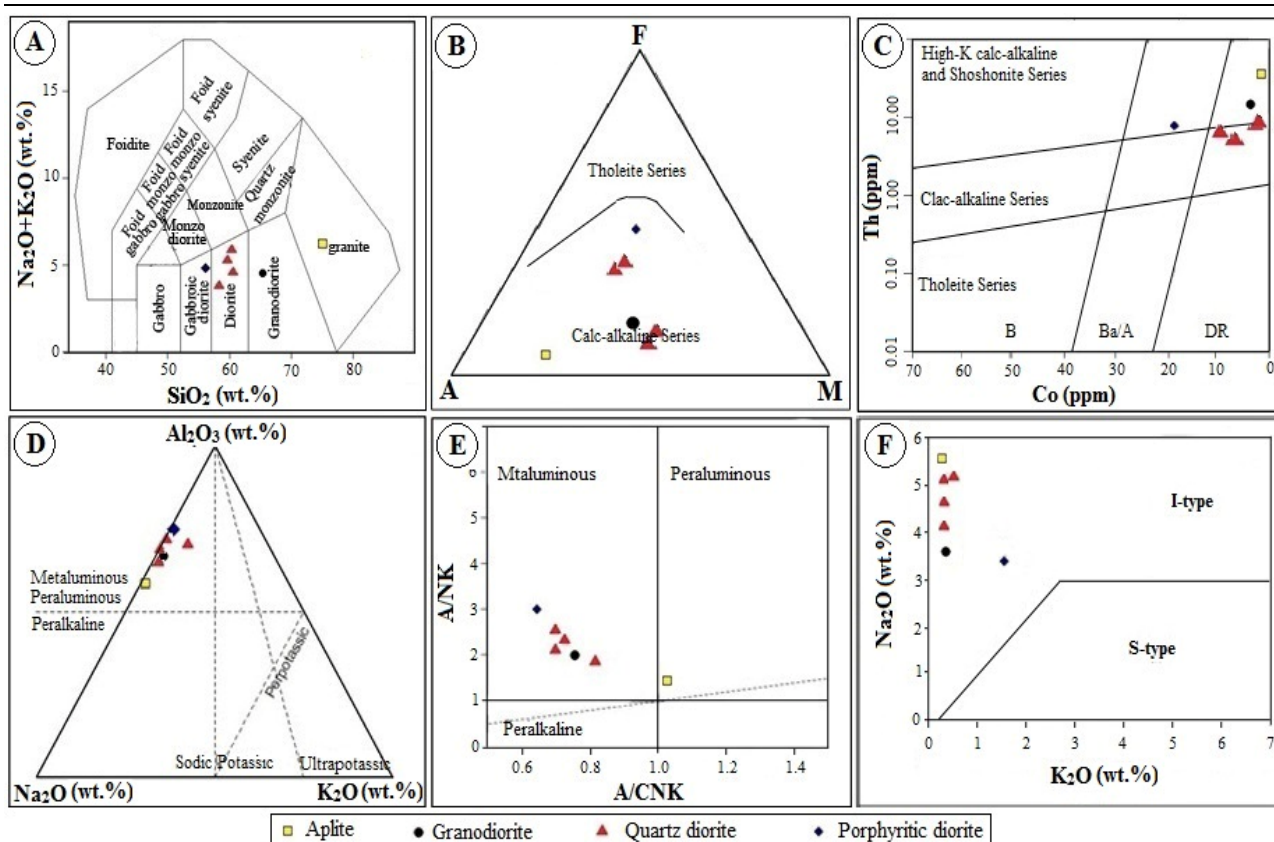
Grt Sk: garnet skarn; Ep-Px Sk: epidote pyroxene skarn, Px Sk: pyroxene skarn, Mb: marble, Mag: magnetite, Py: pyrite

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های زیرپهنه‌های اسکارنی علم‌کندی. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

Table 2 (Continued). Geochemical data of major, trace and rare earth elements for the Alamkandi skarn sub-zones. Major elements are in wt.% and trace and rare earth elements in ppm.

	AK-10-1 Mag	AK-10-2 Py	AK-2 Grt Sk	AK-8 Ep-Px Sk	AK-4 Px Sk	AK-21 Srp Sk	AK-30 Px Sk	AK-6 Mb
La	1	1	6	21	32	4	7	2
Lu	0.1	0.1	0.31	0.33	0.21	1.18	1.23	0.1
Nb	1.7	1	1.5	5.5	2.6	2.1	1	1
Nd	0.8	1.2	16.5	31	31	10.5	36.2	1.4
Ni	15	144	15	30	27	4	27	1
Pb	29	204	3	2	5	12	4	1
Pr	0.11	0.18	2.96	7.24	7.31	2.03	6.17	0.31
Rb	1	1	1	1	1	1	1	1
Sb	1.6	0.7	1.4	12.7	5.1	0.6	2	0.5
Sc	0.8	0.5	1.2	10.4	4.7	2.9	31.8	1.3
Sm	0.12	0.17	3.32	6.85	5.82	4	10.96	0.19
Sn	6.1	2	1.5	7	1.9	5.6	4.1	1
Sr	5.1	9.7	20.2	628.7	84.1	9.8	19.6	95
Ta	0.26	0.27	0.29	0.7	0.4	0.39	0.32	0.27
Tb	0.1	0.1	0.38	0.99	0.77	1.38	1.74	0.1
Th	0.1	0.1	0.1	2.62	2.52	0.95	1.7	0.1
Tm	0.1	0.1	0.26	0.41	0.25	1.2	1.11	0.1
U	0.2	0.1	2	3.9	2.2	3.5	0.3	0.2
V	48	13	52	71	33	16	283	12
Y	1.7	1.8	15.1	30.9	21.3	56.1	49.2	3
Yb	0.1	0.1	1.8	2.3	1.3	7.4	7.1	0.2
Zn	101	426	21	16	56	160	7	3
Zr	18	13	7	65	7	13	50	5

Grt Sk: garnet skarn; Ep-Px Sk: epidote pyroxene skarn, Px Sk: pyroxene skarn, Mb: marble, Mag: magnetite, Py: pyrite



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید علم‌کندی بر روی A: نمودار SiO₂ در مقابل Na₂O+K₂O (Middlemost, 1994)، B: نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)، C: نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)، D: نمودار مثلثی Al₂O₃-Na₂O-K₂O (Villaseca et al., 1998)، E: نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) و F: نمودار K₂O در مقابل Na₂O (Chappell and White, 2001)

Fig. 7. Location of Alamkandi granitoid samples on the A: SiO₂ vs. Na₂O+K₂O diagram (Middlemost, 1994), B: AFM triangular diagram (Irvine and Baragar, 1971), C: Co vs. Th diagram (Hastie et al., 2007), D: Al₂O₃-Na₂O-K₂O triangular diagram (Villaseca et al., 1998), E: A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1943), and F: K₂O vs. Na₂O diagram (Chappell and White, 2001)

آپلیت‌ها با دیگر نمونه‌های گرانیتوئیدی باشد. آنومالی منفی Rb و K در نمونه‌های گرانودیوریتی و کوارتزدیوریتی (شکل ۸-۸) می‌تواند در ارتباط با جابه‌جایی این عناصر در جبهه اسکارنی باشد. غنی‌شدگی از LILE و LREE در همراهی با آنومالی منفی عناصر HFSE مانند Ta و Nb از ویژگی‌های بارز کمان‌های ماگمایی و ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش است (Rollinson, 1993; Wilson, 1989).

به اعتقاد کاستر و هارمز (Kuster and Harms, 1998)، غنی‌شدگی از LILE و LREE نشان‌دهنده نقش سیالات آزادشده از لیتوسفر فرورانده در غنی‌سازی این عناصر در ماگما

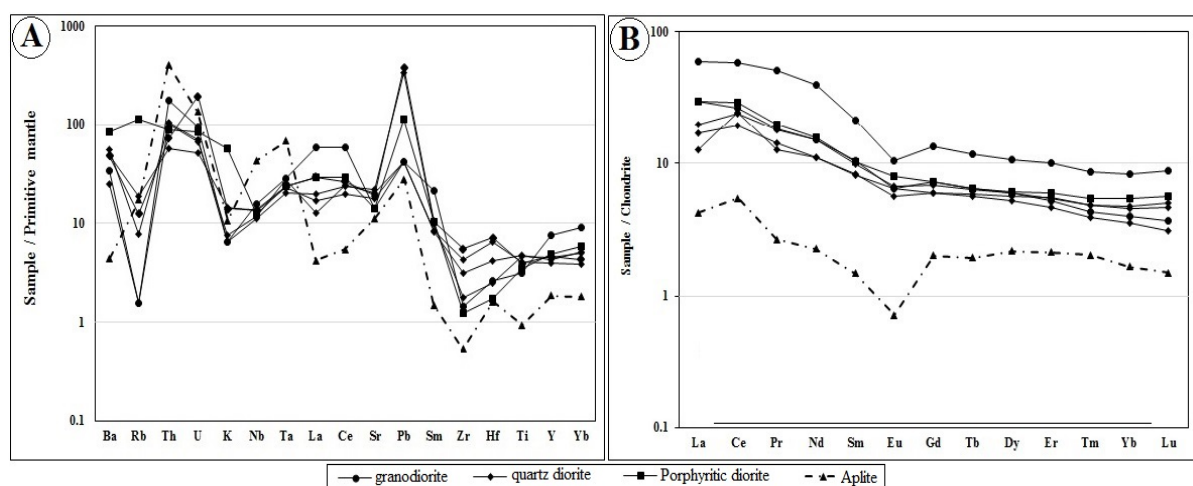
در نمودار عنکبوتی به‌نچارشده به‌گوشه اولیه (McDonough and Sun, 1995)، آنومالی منفی مشخص تا ضعیف در عناصر HFSE (Ti و Zr، Ta، Nb) و غنی‌شدگی عناصر LILE و LREE (Pb و Ce، La، Ba، U، Th) برای نمونه‌های گرانودیوریتی، کوارتزدیوریتی و دیوریتی مشاهده می‌شود (شکل ۸-۸). ویژگی این نمودار، غنی‌شدگی و آنومالی شاخص تر Pb است. نمونه آپلیتی الگوی متفاوتی با دیگر نمونه‌ها (آنومالی مثبت Ta و Nb و تهی‌شدگی در عناصر LREE و آنومالی مثبت بسیار ضعیف Pb) نشان می‌دهد (شکل ۸-۸). این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده عدم ارتباط زایشی بین

عناصر کمیاب خاکی سنگین در ارتباط با حضور گارنت در ناحیه ذوب باشد (Wilson, 1989; Wright and McCurry, 1997). آنومالی منفی ضعیف Eu در نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۸-B) را می‌توان در ارتباط با تفریق پلاژیوکلاز در نظر گرفت. نمونه آپلیتی الگوی به نسبت متمایزی را با غنی‌شدگی مشخص در La و Ce همراه با آنومالی منفی مشخص در Eu نشان می‌دهد (شکل ۸-B). به غیر از La و Ce، می‌توان یک الگوی مسطح با آنومالی منفی Eu را در این سنگ معرفی کرد. الگوی متفاوت عناصر کمیاب خاکی در آپلیت با دیگر نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی می‌تواند بیانگر عدم ارتباط این سنگ‌ها با یکدیگر باشد.

به‌طور کلی می‌توان گفت که ماگمای اولیه گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی (به استثنای آپلیت‌ها) در یک محیط فرورانشی و از یک گوشته متاسوماتیسم‌شده به وجود آمده است. از شواهد آرایش پوسته‌ای یا مشارکت پوسته و مواد پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها می‌توان به آنومالی مثبت Pb (شکل ۸-A) اشاره کرد.

است. علاوه بر این، غنی‌شدگی از LILE می‌تواند نتیجه درجه پایین ذوب‌بخشی از منشأ گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته متاسوماتیسم‌شده، آلودگی به‌وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های موردنظر باشد (Rollinson, 1993). آنومالی مثبت Pb در نمونه‌های مورد بررسی را می‌توان در ارتباط با متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده در نظر گرفت. همراه بودن آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb، نشان‌دهنده ماگماهای کمانی و ماگماهای متأثر از پوسته قاره‌ای است (Hofmann, 1988).

در الگوی عناصر کمیاب خاکی به‌نچارشده به‌کندریت (McDonough and Sun, 1995)، الگوی مشابه در نمونه‌های گرانودیوریتی، کوآرتزیدیوریتی و دیوریتی مورد بررسی مشاهده می‌شود (شکل ۸-B). نمونه‌های مورد بررسی الگویی غنی از عناصر LREE نسبت به HREE را با نسبت متوسط LREE/HREE و آنومالی منفی ضعیف Eu نشان می‌دهند (شکل ۸-B). غنی‌شدگی بالای عناصر کمیاب خاکی سبک می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب‌بخشی و پایین‌بودن



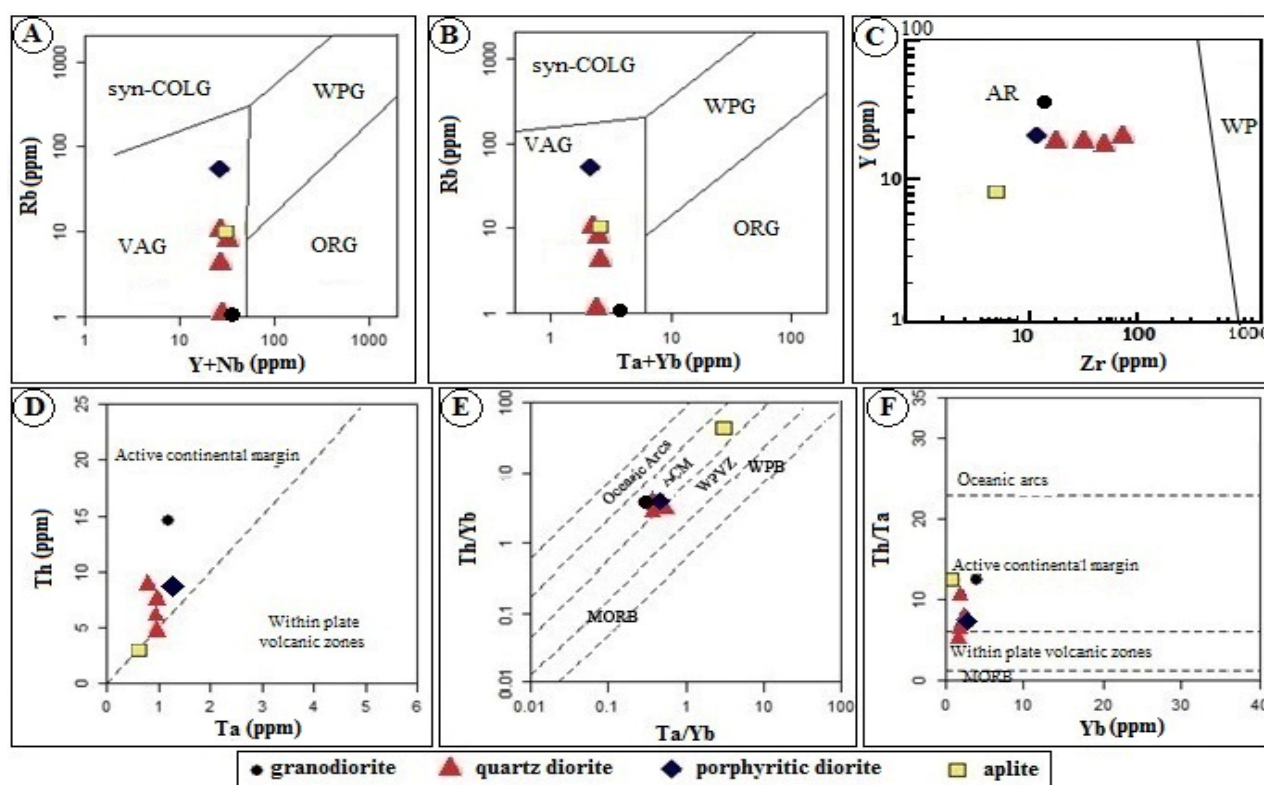
شکل ۸. A: الگوی عناصر کمیاب به‌نچارشده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای توده گرانیتوئیدی علم‌کندی و B: الگوی عناصر کمیاب به‌نچارشده به‌کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای توده گرانیتوئیدی علم‌کندی

Fig. 8. A: Primitive mantle-normalized (McDonough and Sun, 1995) trace element pattern for Alamkandi granitoid, and B: Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE pattern for Alamkandi granitoid

محیط زمین‌ساختی

نمودارهای Rb در مقابل Y+Nb و Rb در مقابل Ta+Yb (Pearce et al., 1984)، برای تمایز محیط‌های مختلف تشکیل گرانیتوئیدها (VAG، WPG، COLG، Syn-COLG و Post-COLG) ارائه شده است. بر اساس این نمودارها، تمامی نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی واقع می‌شوند (شکل ۹- A و B). نمودار Zr در برابر Y (Müller and Groves, 1997) برای تفکیک گرانیتوئیدهای داخل صفحه‌ای از گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان ارائه شده است. ترسیم نمونه‌های مورد بررسی بر روی این نمودار نشان‌دهنده این است که تمامی نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان واقع می‌شوند

(شکل ۹- C). نمودارهای شندل و گورتن (Schandl and Gorton, 2002)، بر اساس زمین‌شیمی عناصر کمیاب و برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین ارائه شده‌اند. بر اساس نمودار Th در مقابل Ta (Schandl and Gorton, 2002) نیز نمونه‌های مورد بررسی مرتبط با محیط کمان ماگمایی هستند (شکل ۹- D). در نمودارهای Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Schandl and Gorton, 2002) نیز نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۹- E و F).

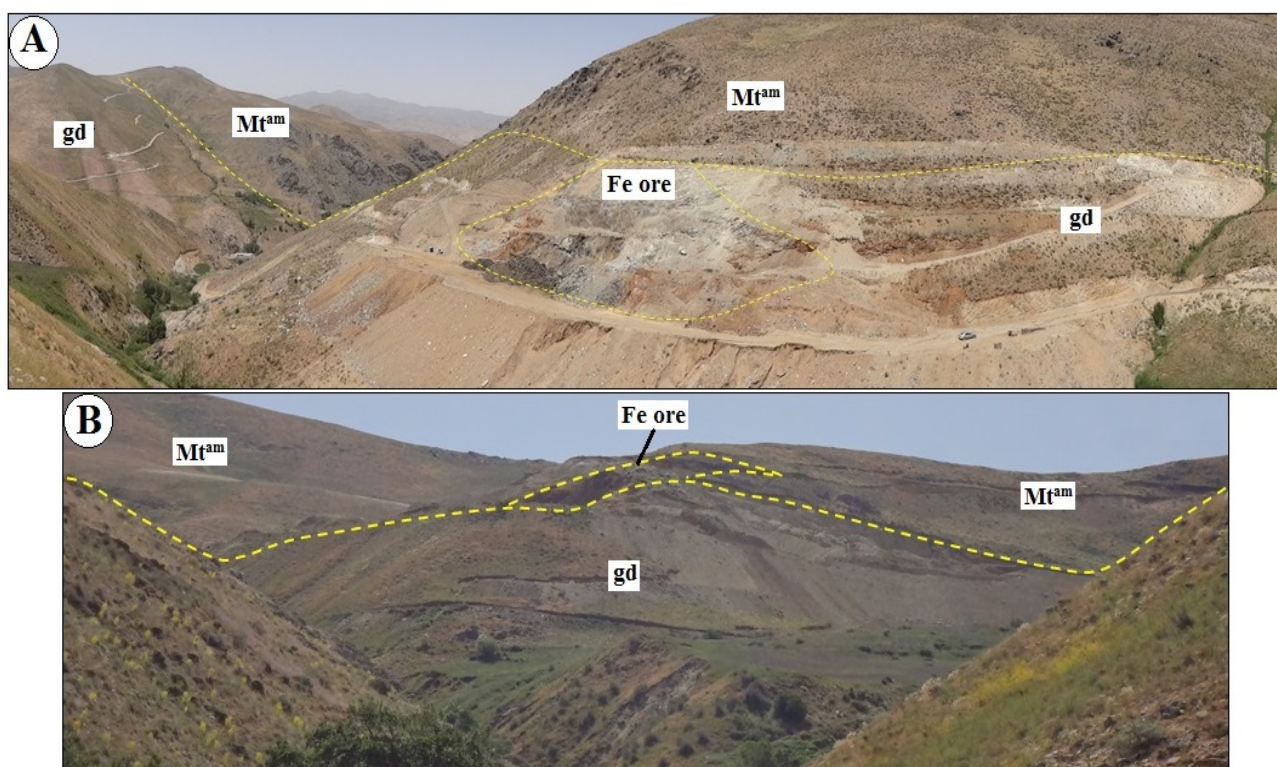


شکل ۹. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید علم‌کندی بر روی A: نمودار Rb در مقابل Y+Nb (Pearce et al., 1984)، B: نمودار Rb در مقابل Ta+Yb (Pearce et al., 1984)، C: نمودار Zr در مقابل Y (Müller and Groves, 1997)، D: نمودار Ta در مقابل Th (Schandl and Gorton, 2002)، E: نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Schandl and Gorton, 2002) و F: نمودار Yb در مقابل Th/Ta (Schandl and Gorton, 2002).

کانی‌سازی

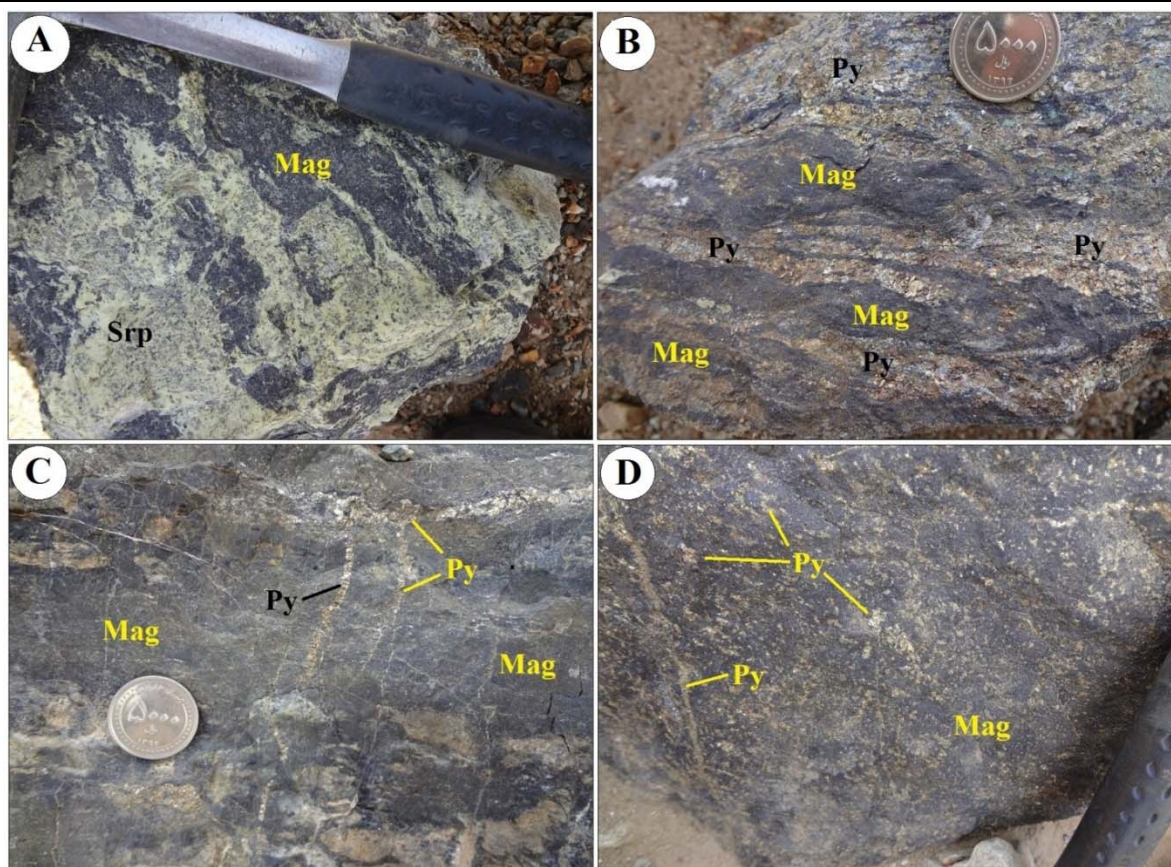
در نتیجه نفوذ توده گرانیتوئیدی علم‌کندی به‌داخل واحدهای کربناته موجود در واحدهای دگرگونی پالئوزوئیک، هاله اسکارنی و کان‌زایی آهن در دو نقطه مجزا تشکیل شده است (شکل ۳). رخنمون اصلی کان‌زایی در حاشیه شمال‌خاوری توده گرانودیوریتی (عدسی شمالی) و رخنمون دوم در حاشیه جنوب‌خاوری توده گرانودیوریتی (عدسی جنوبی) واقع شده است (شکل ۱۰-A و B). ضخامت کان‌زایی آهن در عدسی شمالی، حدود ۵۰ متر بوده و طول آن به حدود ۱۵۰ متر می‌رسد. این عدسی اغلب مگنتیتی با تمرکزهایی از کان‌سازی سولفیدی (اغلب پیریت) به صورت رگه-رگچه‌ای و جانشینی است. عدسی جنوبی دارای ابعاد کوچک‌تر (ضخامت حدود ۲۰ متر و طول حدود ۱۰۰ متر) بوده و از نوع مگنتیتی با درجه

بالایی از دگرسانی برون‌زاد به صورت گوتیتی‌شدن است. بررسی‌های صحرایی بیانگر آن است که در عدسی شمالی، کان‌زایی مگنتیت و کان‌های سولفیدی اغلب در همراهی با سرپانتین و اکتینولیت هستند (شکل ۱۱-A)؛ در حالی که در عدسی جنوبی کان‌زایی مگنتیت با مقادیر کمتری کان‌های سولفیدی همراهی می‌شود و سرپانتین حضور ندارد. همچنین، بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، گارنت تنها در همراهی با کان‌زایی عدسی جنوبی مشاهده می‌شود. کان‌زایی سولفیدی به صورت نواری (شکل ۱۱-B)، رگه-رگچه‌ای (شکل ۱۱-C) و همچنین دانه‌پراکنده (شکل ۱۱-D) در متن مگنتیت مشاهده می‌شود. قطع شدن مگنتیت توسط رگچه‌های پیریت بیانگر تشکیل فاز سولفیدی بعد از مگنتیت است.



شکل ۱۰. تصاویری از رخنمون‌های کان‌زایی آهن در مرز توده گرانودیوریتی (gd) و واحدهای دگرگونی ناحیه‌ای (Mt^{am}) در منطقه علم‌کندی. A: رخنمون شمالی (دید به سمت شمال‌باختر) و B: رخنمون جنوبی (دید به سمت جنوب‌خاور)

Fig. 10. Photos from the Fe mineralization outcrops in contact of granodiorite (gd) and regionally metamorphosed units (Mt^{am}) in the Alamkandi area. A: Northern outcrop (view to the northwest), and B: Southern outcrop (view to the southeast).



شکل ۱۱. نماهای نزدیک از کانه‌زایی در منطقه علم‌کندی. A: مگنتیت در متنی از سرپانتین، B: نوارهای پیریت در تناوب با مگنتیت، C: رگچه‌های پیریت قطع‌کننده مگنتیت توده‌ای و D: پیریت به صورت دانه‌پراکنده در متن مگنتیت و همچنین رگچه پیریت قطع‌کننده مگنتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت، Py: پیریت، Srp: سرپانتین).

Fig. 11. Close views of mineralization in Alamkabdi area. A: magnetite within serpentine matrix, B: Pyrite bands in alternation with magnetite, C: Pyrite veinlets crosscutting massive magnetite, and D: Disseminated pyrite within magnetite along with pyrite veinlet crosscutting magnetite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Mag: magnetite, Py: pyrite, Srp: serpentine).

کانه‌نگاری و ساخت و بافت

بر اساس بررسی‌های کانه‌نگاری، مگنتیت کانه اصلی کانسنگ است که با مقداری پیریت و کالکوپیریت همراهی می‌شود. گارنت، سرپانتین، کلینوپروکسن، اپیدوت، اکتینولیت، کلسیت، کوارتز و الوین به عنوان کانی‌های باطله حضور دارند. هماتیت، گوتیت و کوولیت نیز در نتیجه فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند.

مگنتیت در نمونه دستی به شکل بلورهای ریز تا درشت (گاه بزرگ‌تر از یک سانتی‌متر) دیده می‌شود. مگنتیت اغلب به

صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با بافت دانه‌پراکنده (شکل ۱۲- A)، توده‌ای و گاه شکسته و برشی‌شده (شکل ۱۲- B) مشاهده می‌شوند که در حاشیه‌های بلور و در امتداد شکستگی‌ها، با درجه بسیار ضعیفی به مارتیت (هماتیت) تبدیل شده‌اند. مگنتیت‌ها توسط رگچه‌های پیریت (شکل ۱۲- C) قطع شده‌اند و پیریت و کالکوپیریت در فضای شکستگی‌های مگنتیت (شکل ۱۲- D و E) وجود دارد. وجود ادخال‌هایی از مگنتیت در پیریت (شکل ۱۲- F) نیز نشان‌دهنده ترتیب تبلور مگنتیت قبل از پیریت است. عمده کانه سولفیدی کانسار

می‌شود. در برخی نقاط، بلورهای مگنتیت نیز به صورت دانه‌پراکنده در متن کانی‌های باطله حضور دارند. بافت برشی در نتیجه تنش زمین‌ساختی و شکسته‌شدن کانسنگ مگنتیت و تزریق رگه-رگچه‌های کوارتزی و کلسیتی تأخیری در داخل شکستگی‌ها به دست آمده است. بافت رگه-رگچه‌ای شامل رگه-رگچه‌های پیریت، کلسیت، کوارتز و سرپانتین است. بافت جانیشینی حاصل دگرسانی کانه‌های اولیه نظیر پیریت، کالکوپیریت، الوین، گارنت و کلینوپیروکسن و جایگزینی آنها توسط گوتیت، کوولیت، سرپانتین، کلسیت، اپیدوت و اکینولیت است.

مراحل اسکارن‌زایی

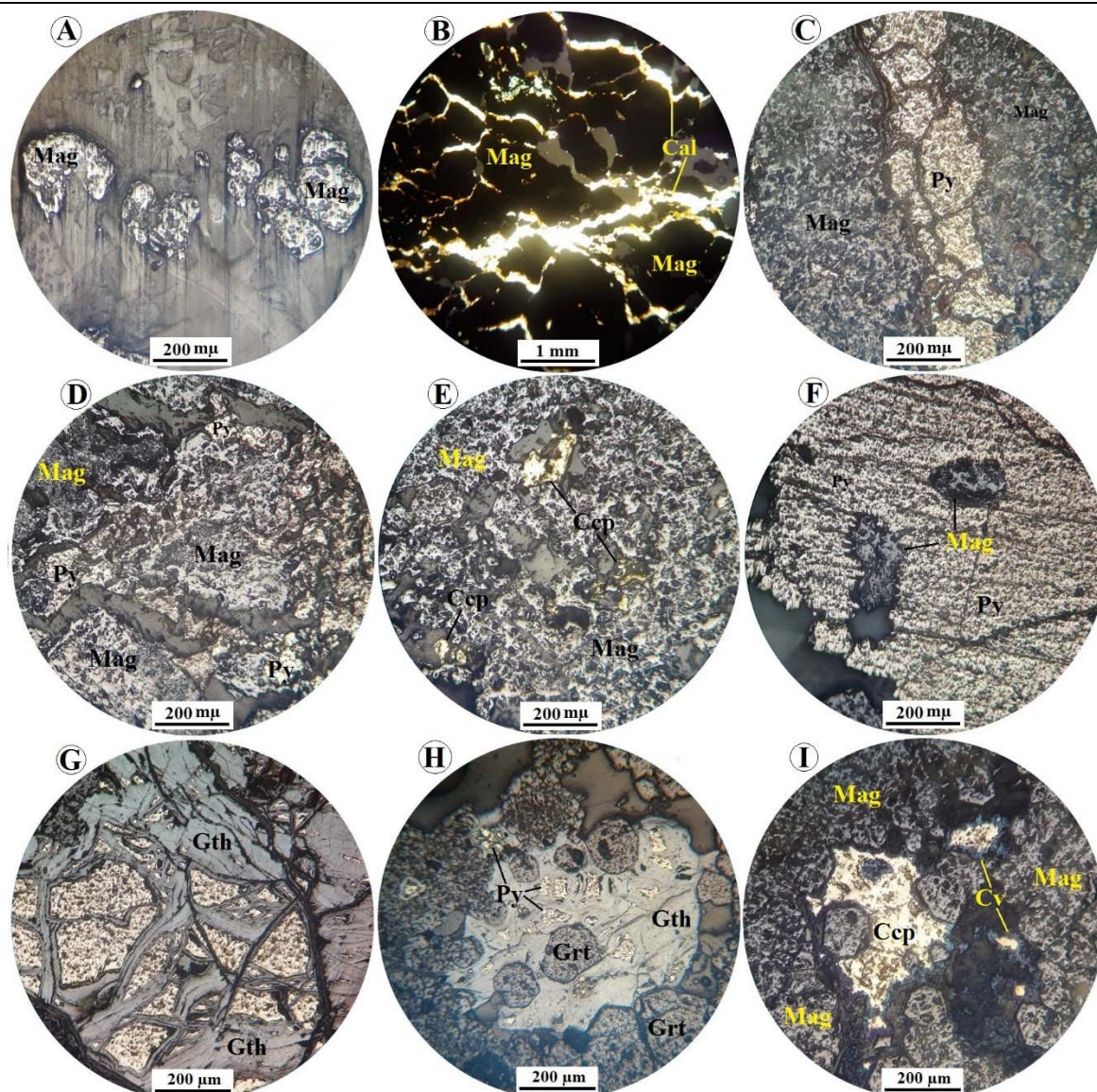
واکنش‌های شیمیایی و مجموعه کانی‌شناسی تشکیل شده در پهنه اسکارنی، به ماهیت پروتولیت، ترکیب شیمیایی توده نفوذی، ترکیب سیالات مهاجم و شرایط دما و فشار بستگی دارد. شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ‌شناسی سنگ مادر کربناتی ناخالص و مجموعه کانی‌شناسی پهنه‌های متاسوماتیک (اسکارنی) نشان می‌دهند که بر اساس تقسیم‌بندی اینودی و همکاران (Einaudi et al., 1981)، اسکارن منطقه مورد بررسی از هر دو نوع اسکارن کلسیک و منیزیمی هستند. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی، می‌توان فرایند اسکارن‌زایی در منطقه مورد بررسی را به سه مرحله اصلی تقسیم کرد:

الف) مرحله دگرگونی ایزوشیمیایی

در منطقه علم‌کندی، نفوذ توده گرانیتوئیدی به‌داخل توالی دگرگونه پالئوزوئیک به دگرگونی مجاورتی واحدهای سنگی منجر شده است که در نتیجه این فرایند، سنگ‌های کربناته به مرمر تبدیل شده‌اند. معمولاً در اثر تزریق توده‌های آذرین به یک منطقه، ابتدا در نتیجه شار حرارتی، دگرگونی ایزوشیمیایی در سنگ‌های درون‌گیر به وجود می‌آید (Meinert, 1992). در پهنه مرمر، سنگ‌های کربناته منطقه بر اثر تبلور دوباره به مرمر با بافت موزایکی تبدیل شده‌اند. در این مرحله، کانی‌های کدر (اکسیدی و یا سولفیدی) تشکیل نشده است.

علم‌کندی، پیریت است که به صورت نواری (شکل B-۱۱)، رگه-رگچه‌ای (شکل C-۱۱) و دانه‌پراکنده (شکل D-۱۱) مشاهده می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی بیانگر آن است که تشکیل پیریت مربوط به دو نسل متفاوت است. پیریت‌های نسل اول اغلب به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند که گاه به گوتیت دگرسان شده‌اند (شکل G-۱۲). شدت دگرسانی گاهی به حدی زیاد است که تنها بقایایی از پیریت به صورت بافت بازماندی باقی‌مانده است (شکل H-۱۲ و G-۱۲). پیریت نسل دوم به حالت رگچه‌ای مجموعه کانی‌شناسی مگنتیت و پیریت نسل اول را قطع کرده است (شکل C-۱۲). ادخال‌هایی از گارنت در داخل پیریت‌های گوتیتی‌شده وجود دارد که نشان‌دهنده تبلور پیریت بعد از گارنت است (شکل H-۱۲). همچنین، در مسیر شکستگی‌های بین گارنت‌ها، پیریت به صورت رگچه‌ای تشکیل شده است. کالکوپیریت در مقایسه با پیریت از فراوانی کمتری برخوردار است و به صورت بلورهای بی‌شکل مشاهده می‌شود (شکل E-۱۲ و I). کالکوپیریت‌ها با بافت دانه‌پراکنده حضور دارند. شواهد میکروسکوپی بیانگر تأخیری بودن کالکوپیریت نسبت به پیریت نسل اول است. در نتیجه فرایندهای برون‌زاد، کالکوپیریت به کوولیت دگرسان شده است (شکل I-۱۲). رگچه‌های کربناتی و کوارتزی به صورت منفرد و اغلب متقاطع و گاه دسته رگچه دیده می‌شوند که کانه‌زایی مگنتیت-سولفید را قطع کرده‌اند. شواهد صحرایی و میکروسکوپی بیانگر آن است که ابتدا رگچه‌های کوارتزی تشکیل شده و سپس رگچه‌های کربناتی، کانی‌های موجود و رگچه‌های کوارتزی را قطع کرده‌اند.

بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام شده نشان می‌دهند که ساخت و بافت مواد معدنی و باطله در کانسار آهن علم‌کندی از نوع توده‌ای، نواری، رگه-رگچه‌ای، دانه‌پراکنده، برشی، جانیشینی و بازماندی دیده می‌شود. بافت‌های توده‌ای، نواری و دانه‌پراکنده از بافت‌های اولیه مگنتیت است. بافت لامینه‌ای شامل تناوبی از پیریت و مگنتیت است. بافت دانه‌پراکنده اغلب در پیریت‌های موجود در متن مگنتیت مشاهده



شکل ۱۲. تصاویر میکروسکوپی از کانه‌ها و بافت‌های موجود در کانسار آهن علم‌کندی. A: بلورهای مگنتیت با بافت دانه‌پراکنده، B: بافت برشی و خردشده در بلورهای مگنتیت و رگچه‌های کلسیتی تأخیری، C: رگچه پیریت قطع‌کننده کانه‌زایی مگنتیت، D: بلورهای بی‌شکل پیریت در فضای بین مگنتیت‌ها، E: بلورهای کوچک کالکوپیریت در فضای بین مگنتیت‌ها، F: ادخال‌های مگنتیت درون پیریت، G: بلورهای پیریت دگرسان‌شده به گوتیت با بافت‌های جانشینی و بازماندی، H: ادخال گارنت در داخل گوتیت حاصل از دگرسانی برون‌زاد پیریت و I: کالکوپیریت دگرسان‌شده به کوولیت در فضای بین بلورهای مگنتیت. تصویر B در نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL و بقیه تصاویر در نور بازتابی تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Ccp: کالکوپیریت، Cv: کوولیت، Grt: گارنت، Gth: گوتیت، Mag: مگنتیت، Py: پیریت).

Fig. 12. Microscopic photos from ore minerals and textures in the Alamkandi Fe deposit. A: Disseminated magnetite, B: Brecciated and fractured magnetite crystals and late calcite veinlets, C: Pyrite veinlet crosscutting magnetite mineralization, D: Anhedral pyrite crystals between magnetites, E: Fine-grained chalcopyrite between magnetites, F: Magnetite inclusions within pyrite, G: Alteration of pyrites to goethite with replacement and relict textures, H: Garnet inclusion within pyrite replaced by goethite, and I: Chalcocite replacement by covellite between magnetites. Figure B in crossed polarized light (XPL) and other figures in reflected light. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Cv: covellite, Grt: Garnet, Gth: goethite, Mag: magnetite, Py: pyrite).

ب) مرحله دگرسانی پیش‌رونده (متاسوماتیک)

بعد از جای‌گیری کامل توده گرانیتی و شروع انجماد، به تدریج سیال‌های موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به عنوان یک فاز سیال از آن جدا می‌شوند (Meinert, 1992). با پیشرفت تبلور، مقدار و حجم سیالات گرمایی آزاد شده از توده نفوذی افزایش می‌یابد. نفوذ و مهاجرت این سیالات به سنگ‌های دربرگیرنده، سبب تحرک و جابه‌جایی عناصر بین دو گرا دیان متفاوت شیمیایی و حرارتی شده است و واکنش‌های مناسب ایجاد می‌کند (Meinert, 1992). دگرسانی متاسوماتیک، با واکنش‌های کربن‌زدایی همراه است. این مرحله معمولاً باعث افزایش تخلخل در سنگ میزبان می‌شود. این شکستگی‌ها همراه با شکستگی‌های حاصل از فشار جای‌گیری توده نفوذی و فشار سیالات حاصل از آن، سبب می‌شود تا در امتداد مرز همبری، معابری برای ورود سیالات به داخل سنگ‌های درون‌گیر که در ابتدای جای‌گزینی توده، دگرگونی حرارتی (ایزوشیمیایی) پیدا کرده‌اند، ایجاد شود. سیالات ماگمایی با دمای بالا (حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد)، سبب متاسوماتیسم پیش‌رونده، به ویژه در نزدیک مرز همبری توده و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب غنی از منیزیم مانند الیوین، گارنت و پیروکسن دی‌پسیدی در بخش اسکارن بیرونی می‌شوند. در این مرحله، حجم قابل‌ملاحظه‌ای از مرم‌ها در اثر وارد شدن Fe ، SiO_2 و Mg از ماگما به داخل مرم‌ها همراه با واکنش‌های کربن‌زدایی در مرم، به اسکارن بیرونی تبدیل شده است.

پ) مرحله دگرسانی پس‌رونده

بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی نشان‌دهنده آن است که مرحله پس‌رونده می‌تواند به دو مرحله مجزا، ولی پیوسته تفکیک شود. **مرحله پس‌رونده پیشین:** در این مرحله، در اثر ورود سیالات گرمایی دمای پایین‌تر و فرایندهای آب‌گیری، کربن‌گیری و سولفیدزایی در امتداد شکستگی‌ها و ریزشکستگی‌های داخل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب که در مرحله دگرگونی پیش‌رونده تشکیل شده‌اند، توسط کانی‌های کالک‌سیلیکات آب‌دار

(سرپانتین، اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت)، سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت)، اکسیدها (مگنتیت) و کربنات (کلسیت) جانشین شده‌اند. در این مرحله، گارنت به مجموعه اپیدوت، کلسیت و کوارتز، الیوین به سرپانتین و پیروکسن به ترمولیت - اکتینولیت و کلسیت دگرسان شده است.

در این مرحله، کانه‌زایی اسکارنی تشکیل شده که طبق بررسی‌ها و شواهد، ابتدا مگنتیت به صورت توده‌ای و دانه‌پراکنده و پس از آن، فاز سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) به صورت دانه‌پراکنده، نواری و رگه - رگچه‌ای تشکیل شده است. کانی‌های رایج دگرسانی در این مرحله سرپانتین، اپیدوت و اکتینولیت هستند که به نظر می‌رسد افزایش محلی اکسیژن نقشی مهم در پیدایش سرپانتین، اکتینولیت و اپیدوت داشته است (Perkins et al., 1986).

حضور گارنت در داخل بلورهای پیریت نشان‌دهنده تشکیل پیریت بعد از گارنت و در مرحله دگرگونی پس‌رونده است. حضور مگنتیت و پیریت به صورت پُرکننده فضای بین بلورهای گارنت و پیروکسن نشان‌دهنده تشکیل گارنت و پیروکسن قبل از تبلور مگنتیت و پیریت است.

مرحله پس‌رونده پسین: مجموعه کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و آب‌دار تشکیل شده در مراحل قبلی، طی این مرحله توسط سیالات نسبتاً دما پایین، دوباره دگرسان می‌شوند و مجموعه کانیایی بسیار ریزدانه متشکل از کانی‌های رسی، کلریت و کوارتز را تشکیل می‌دهند. در این مرحله، دمای سیالات پایین بوده و دگرسانی‌ها اغلب در امتداد شکستگی‌ها رخ داده است.

توالی پاراژنتیک

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

۱) حضور گارنت در داخل بلورهای پیریت نشان‌دهنده تشکیل پیریت بعد از گارنت و در مرحله دگرگونی پس‌رونده است.

نشان‌دهنده تبلور آن بعد از پیریت است.

۶) در نتیجه دگرسانی برون‌زاد، پیریت به گوتیت و کالکوپیریت به کوولیت دگرسان شده است. همچنین، در نتیجه فرایند ماریتی شدن، مگنتیت در مسیر شکستگی‌ها و حاشیه بلور به هماتیت تبدیل شده است.

۷) رگه-رگچه‌های تأخیری کوارتزی و کلسیتی، کانه‌ها و کانی‌های مراحل قبلی را قطع کرده‌اند. بر این اساس، توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌های موجود در کانه‌زایی آهن در شکل ۱۳ نشان داده شده است.

۲) حضور مگنتیت و پیریت به صورت پرکننده فضای بین بلورهای گارنت و پیروکسن، بیانگر تشکیل گارنت و پیروکسن قبل از تبلور مگنتیت است.

۳) گارنت توسط مجموعه کلسیت و اپیدوت، کلینوپیروکسن توسط اکترینولیت و کلسیت و همچنین الوین توسط سرپانتین در مرحله دگرگونی پس‌رونده جانشین شده‌اند.

۴) قطع شدن مگنتیت‌ها توسط رگچه‌های سولفیدی و وجود ادخال‌های مگنتیت داخل پیریت نشان می‌دهد که تشکیل فاز سولفیدی بعد از فاز مگنتیت بوده است.

۵) کالکوپیریت معمولاً در اطراف پیریت تشکیل شده است که

	Isochemical	Metasomatic alteration		Supergene
		Prograde	Retrograde	
Olivine				
Clinopyroxene				
Garnet				
Magnetite				
Pyrite				
Chalcopyrite				
Serpentine				
Epidote				
Actinolite				
Chlorite				
Hematite				
Covelite				
Goethite				
Quartz				
Calcite				

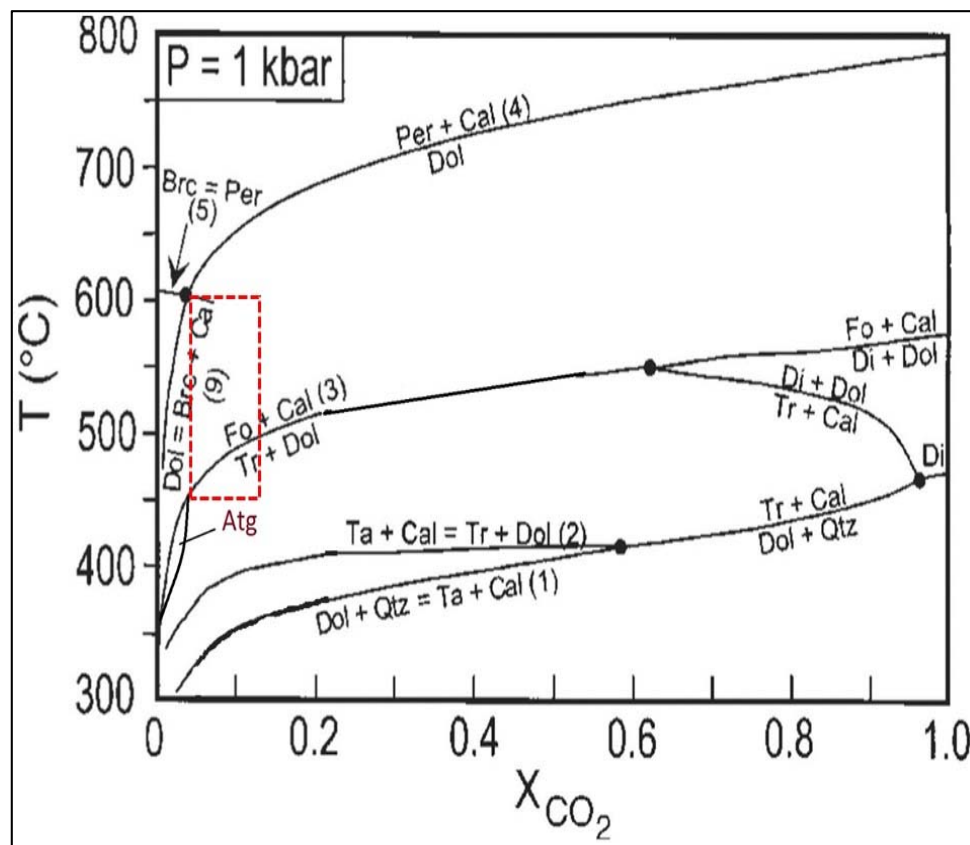
شکل ۱۳. توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار آهن علم‌کندی

Fig. 13. Paragenetic sequence of ore and gangue minerals in the Alamkandi Fe deposit

شرایط فیزیکوشیمیایی فرایندهای اسکارن‌زایی

با توجه به سیستم باز خروج و ورود سیالات، واکنش‌های دگرگونی در اسکارن‌ها بسیار متنوع است. بر اساس همیافت‌های موجود در این سنگ‌ها، می‌توان واکنش‌های احتمالی را پیش‌بینی کرده و بر اساس آنها محدوده تقریبی فشار و دما را با استفاده از شبکه‌های سنگ‌شناسی بررسی کرد. پس از مرحله ایزوشیمیایی، سیالات داغ رها شده از توده گرانودیوریتی به‌داخل شکستگی‌ها و ریزشکستگی‌های موجود در پهنه مرمر تراوش و نفوذ می‌کنند. این سیالات حاوی منیزیم، آهن و

سیلیس با اکتیویته بالا و در شرایط اکسیدان بوده و موجب کربن‌زدایی و تشکیل کان‌های سیلیکاته و کالک‌سیلیکاته بی‌آب (مانند الیون، گارنت و کلینوپیروکسن) شده‌اند. سیالات گرمابی در مرحله دگرگونی پیش‌روند دارای X_{CO_2} پایین در حدود ۰/۱ هستند (Einaudi and Burt, 1982). از طرف دیگر، با توجه به نبود ولاستونیت در اسکارن علم‌کندی و با توجه به شکل ۱۴، حداقل دمای تشکیل فورستريت به حدود ۳۷۵ درجه سانتی‌گراد می‌رسد.



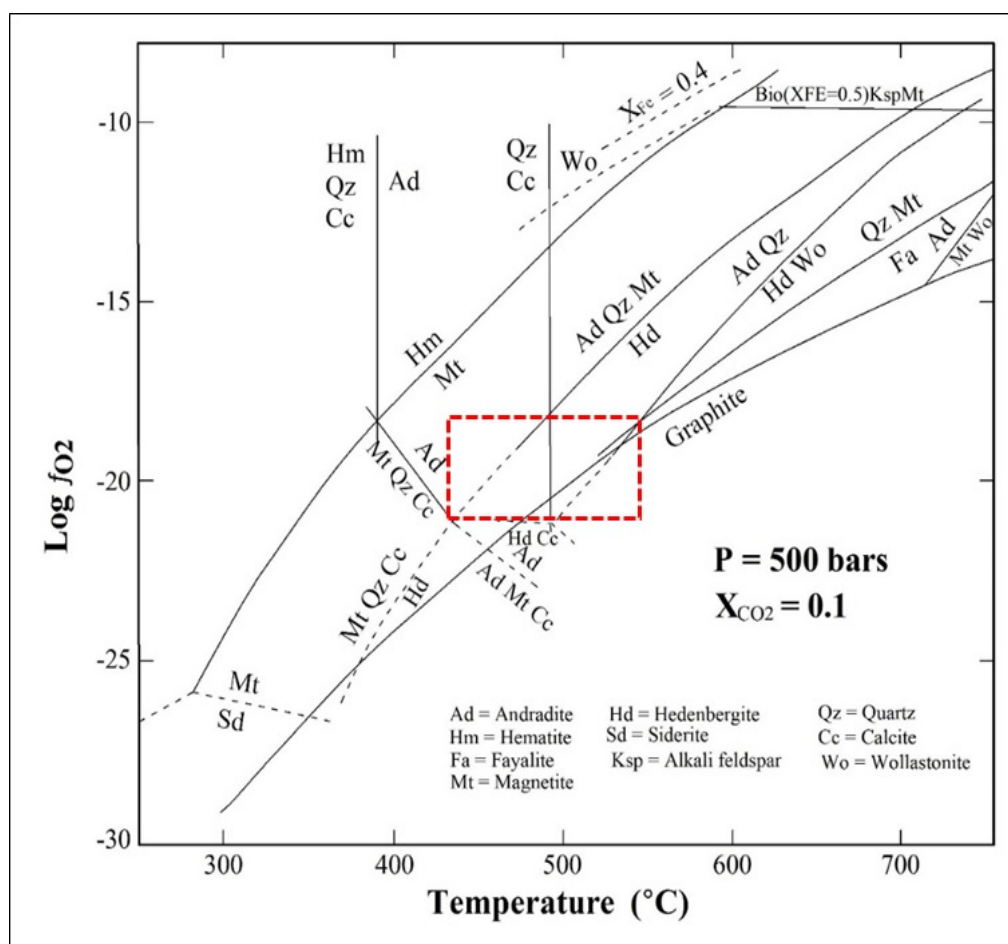
شکل ۱۴. نمودار X_{CO_2} در مقابل درجه حرارت برای سیستم $Ca-Mg-Si-C-O-H$ برای واکنش‌های کربناتی-سیلیکاتی (Bucher and Frey, 1994). علائم اختصاری کان‌ها از بوچر و فری (Bucher and Frey, 1994) اقتباس شده است (Atg: آنتی‌گوریت، Brc: بروسیت، Cal: کلسیت، Di: دیوپسید، Dol: دولومیت، Fo: فورستريت، Per: پریکلاز، Qtz: کوارتز، Tr: ترمولیت، Ta: تالک).

Fig. 14. X_{CO_2} vs. T diagram in $Ca-Mg-Si-C-O-H$ system for carbonatic silicate reactions (Bucher and Frey, 1994). Abbreviations after Bucher and Frey (1994) (Atg: antigorite, Brc: brucite, Cal: calcite, Di: diopside, Dol: dolomite, Fo: forsterite, Per: pericase, Qtz: quartz, Tr: tremolite, Ta: talc).

دمای تبدیل فورستريت به سرپانتين در حدود ۴۵۰ درجه سانتی گراد برآورد می‌شود.

از آنجایی که تمامی کانی‌های موجود در هاله‌های اسکارنی منطقه مورد بررسی در سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H قرار می‌گیرند، از نمودار شکل ۱۵ برای تعیین شرایط فیزیوشیمیایی احتمالی تشکیل اسکارن علم‌کندی استفاده شده است. این نمودار برای فشار ۰/۵ کیلوبار و $X_{CO_2}=0/1$ توسط اینودی (Einaudi, 1982) طراحی شده است.

به اعتقاد بوچر و فری (Bucher and Frey, 1994)، بسته به مقدار کوارتز موجود در دولومیت‌های اولیه، در دمای ۵۷۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد، مرمرها حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای فورستريت خواهند بود. با توجه به شکل ۱۴، بالاترین دمای تشکیل فورستريت در X_{CO_2} حدود ۰/۱ و فشار یک کیلوبار برابر با ۶۰۰ درجه سانتی گراد خواهد بود که در محل تماس با توده نفوذی است. با شروع مرحله دگرگونی پس‌رونده، فورستريت به واسطه واکنش زیر، توسط سرپانتين و مگنتيت جایگزین می‌شود. بر این اساس و با توجه به شکل ۱۴، شروع



شکل ۱۵. نمودار fO_2 در مقابل درجه حرارت در فشار سیال ۵۰۰ bar و $X_{CO_2}=0/1$ برای سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi, 1982). محدوده دمایی تشکیل مجموعه گارنت + کلینوپيروکسن در هاله اسکارنی علم‌کندی بر روی تصویر مشخص شده است.

Fig. 15. fO_2 vs. T diagram in $P_{fluid}=500$ bar and $X_{CO_2}=0.1$ for Ca-Fe-Si-C-O-H system (Einaudi, 1982). Temperature range for garnet + pyroxene formation in the Alamkandi skarn aureole indicated on diagram.

بر اساس این نمودار، آندرادیت در دمای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته اکسیژن 10^{-22} تا 10^{-10} پایدار است. آندرادیت در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد توسط مجموعه ولاستونیت + مگنتیت و در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و با حضور کوارتز توسط مجموعه هیدرژیت + ولاستونیت جایگزین می‌شود. نبود ولاستونیت در همراهی با گارنت‌ها در منطقه مورد بررسی می‌تواند بیانگر این باشد که گارنت در دماهای تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد توسط محلول‌های متاسوماتیسم‌کننده، متبلور شده است. همچنین، جانشینی آندرادیت توسط مجموعه مگنتیت + کلسیت + کوارتز، نشان‌دهنده دمای حداقل حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد برای واکنش یادشده است. فوگاسیته اکسیژن برای تشکیل گارنت در این شرایط بین 10^{-22} تا 10^{-18} است.

بر این اساس و با توجه به شکل ۱۵، می‌توان گفت که گارنت‌ها در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۴۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. چنین سیالی که در تعادل با کانی‌های توده نفوذی بوده است، می‌تواند تا دماهای حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد با مجموعه کالک‌سیلیکاته بی‌آب تشکیل‌شده در مرحله پیش‌رونده در تعادل باشد (شکل ۱۵). در دمای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، سیالات در تعادل با توده نفوذی، دیگر با مجموعه کالک‌سیلیکاته بی‌آب در تعادل نبوده و احتمالاً در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد شروع به دگرسانی کرده‌اند (Einaudi, 1982). هیدرژیت در دماهای بالاتر و fO_2 پایین‌تر (نسبت به آندرادیت) تشکیل می‌شود. با کاهش دما و افزایش fO_2 ، گارنت‌ها به مجموعه اپیدوت + کوارتز + کلسیت و کلینوپروکسن به مجموعه ترمولیت - اکتینولیت + کوارتز + مگنتیت + کلسیت تجزیه می‌شوند. با در نظر گرفتن اینکه XCO_2 در محیط‌های اسکارنی اغلب ۰/۱ یا کمتر است (Einaudi, 1982)، بر اساس نمودار شکل ۱۵، دمای کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد برای دگرسانی پروکسن قابل پیش‌بینی است. در جریان این مرحله، Ca^{2+} به‌طور پیوسته از کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب خارج و به صورت کانی‌های کربناته

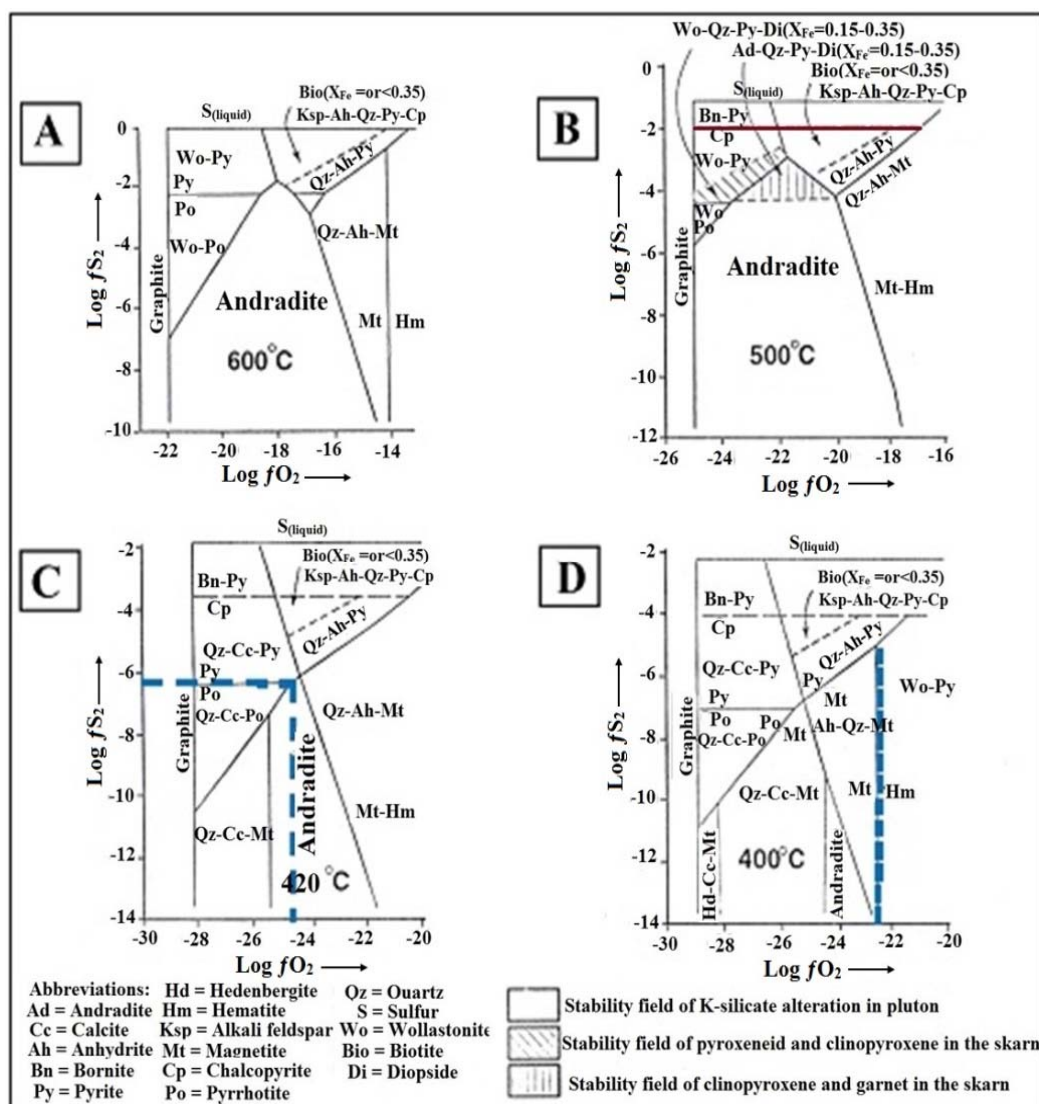
در محل تثبیت می‌شود.

به اعتقاد اینودی (Einaudi, 1982)، در دماهای بیشتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، حتی در حالت سولفیداسیون بالا، آندرادیت پایدار است (شکل ۱۶-A و B)؛ اما در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، سیال در تعادل با توده نفوذی و با حالت سولفیداسیون نسبتاً بالا ($S_2 > 10^{-6}$)، دیگر با آندرادیت در تعادل نبوده و آندرادیت به مجموعه کوارتز + کلسیت + پیریت تجزیه می‌شود (شکل ۱۶-C). با کاهش حالت سولفیداسیون ($S_2 < 10^{-6}$)، چنین سیالی می‌تواند مجموعه کوارتز + کلسیت + مگنتیت را تولید کند (شکل ۱۶-D). از آنجایی که در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن پسرونده پیشین، هر دو کانی مگنتیت و پیریت به همراه کوارتز و کلسیت حضور دارند و تشکیل پیریت نیز بعد از مگنتیت رخ داده است، احتمالاً سیال متاسوماتیسم‌کننده، در این مرحله حداکثر دارای $S_2 = 10^{-6}$ دمای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد بوده است (شکل ۱۶-C). حضور تیغه‌های هماتیت در داخل مگنتیت که یک بافت هم‌رشدی را نشان می‌دهند، می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که fO_2 سیال در شروع دگرسانی پسرونده پیشین، احتمالاً در حدود 10^{-22} بوده است (شکل ۱۶-D). در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن پسرونده پیشین که فقط کانی مگنتیت به همراه سرپانتین حضور دارد و از نظر پاراژنتیکی، پیریت بعد از مگنتیت تشکیل شده است، می‌توان گفت که احتمالاً سیال متاسوماتیسم‌کننده، در این مرحله دارای حداقل فوگاسیته گوگرد برابر $10^{-6.5}$ بوده است.

با توجه به مطالب ارائه‌شده می‌توان نتیجه گرفت که تشکیل هاله اسکارنی در منطقه مورد بررسی، در نتیجه نفوذ توده گرانیتوئیدی به‌داخل سنگ‌های کربناته موجود در توالی دگرگونی پالئوزوئیک منطقه صورت گرفته است. تشکیل اسکارن‌های منطقه مورد بررسی در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد شروع شده و با کاهش دمای توده و تغییر ترکیب سیالات منشأگرفته از توده، در شرایط ایزوباریک بعد از اوج دمایی (قبل از تشکیل ولاستونیت) ادامه پیدا کرده است. الیون فراوان‌ترین کانی هاله اسکارنی بوده که در دمای حدود ۵۵۰

الیون، گارنت و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند.

درجه سانتی گراد به صورت فراگیر تشکیل شده است. با کاهش دمای سیالات گرمابی، سرپانتین، اپیدوت و اکتینولیت از تجزیه



شکل ۱۶. نمودارهای fO_2 در مقابل fS_2 برای میدان پایداری آندرادیت بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد و $XCO_2=0.1$ (Einaudi, 1982) در هاله

اسکارنی علم‌کندی

Fig. 16. fO_2 vs. fS_2 diagrams for andradite stability in $T=400-600^\circ C$ and $XCO_2=0.1$ (Einaudi, 1982) in the Alamkandi skarn aureole

نتیجه‌گیری

دگرگونی پالئوزوئیک تشکیل شده است. توده گرانیتوئیدی علم‌کندی دارای ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا بوده و از نوع متآلومین و I-type است. نتایج به دست آمده

کانسار آهن علم‌کندی در نتیجه نفوذ توده گرانیتوئیدی علم‌کندی به‌داخل سنگ‌های کربناته موجود در توالی

از مشاهدات صحرایی، ساخت و بافت، سنگ میزبان، همیافت و زمین‌شیمی کانسار آهن علم‌کندی بیانگر آن است که رخنمون شمالی این کانه‌زایی از نوع اسکارن منیزیمی و رخنمون جنوبی از نوع اسکارن کلسیک است. اسکارن بیرونی در منطقه علم‌کندی پهنه اصلی را تشکیل داده و خود متشکل از زیرپهنه‌های مختلف است. کانه‌زایی آهن در داخل زیرپهنه اسکارن کانه‌دار متمرکز شده است. اسکارن‌زایی در کانسار علم‌کندی در دو مرحله دگرگونی پیش‌رونده و پس‌رونده رخ داده و تشکیل کانه‌زایی مگنتیت با مرحله دگرگونی پس‌رونده همراه بوده است. بررسی‌های کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانی‌ها بیانگر آن است که مرحله دگرگونی پیش‌رونده در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و 10^{-18} تا 10^{-22} fO_2 رخ داده است. ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی در

این کانسار شباهت زیادی با دیگر کانسارهای اسکارنی آهن در منطقه زنجان نظیر اسکارن آهن خاکریز-باغ‌کندی، قوزلو، قواق، ارجین، گوزل‌دره، باشکند و اینچه‌رهبری دارد. از این‌رو، تعمیم شواهد به دست‌آمده از این پژوهش‌ها به مناطق مشابه در استان زنجان می‌تواند کاربرد فراوانی در شناسایی و اکتشاف کانسارهای اسکارنی آهن 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

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4): 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Andarz, F., 2006. Investigation of mineralogy and controlling factors of iron skarn mineralization of magnesium type in the mineralized region of Arjin, east of Zanjan. (Zanjan province). Unpublished M.Sc. Thesis, Islamic Azad University, Science Research Branch, Tehran, Iran, 156 pp.
- Babakhani, A.R. and Ghalamgash, J., 1996. Geological map of Takht-e-Soleiman, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Bakhshizad, F. and Ghorbani, Gh., 2015. Geochemistry, geochronology and tectonic setting of metamorphic rocks from Zanjan-Takab region. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 25(97): 361-374. (in Persian with English abstract)
- 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) Retrieved September 12, 2010 from <https://www.en.symposia.ir/CISEG01>
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin Heidelberg and New York, Springer-Verlag, 318 pp.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Einaudi, M.T., 1982. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons. In: S.R., Titley (Editor), *Advances in geology of the porphyry copper deposits*,

<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2015.41537>

- south-western North America. University of Arizona Press, Tucson, pp. 185–209. Retrieved April 20, 2020 from http://www.openarchives.org/OAI/2.0/oai_dc.xsd
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 7(4): 745–754. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.745>
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. In: B.J. Skinner (Editor), *Economic Geology. 75th Anniversary*, The Economic Geology Publishing Company, Lancaster, Pennsylvania, pp. 317–391. <https://doi.org/10.5382/AV75.11>
- Fakhr Shafaie, E., 2016. Petrology and geochemistry of Khakriz granitoid (S Zanjan) and its contact metamorphic aureole. Unpublished M.Sc. Thesis. University of Zanjan, Zanjan, Iran, 97 pp. (in Persian with English abstract)
- Hamidvand, M., 2016. Mineralogy, geochemistry and genesis of Incheh Rahbari Fe deposit, south Zanjan. Unpublished M.Sc. Thesis. University of Zanjan, Zanjan, Iran, 127 pp. (in Persian with English abstract)
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X)
- Hosseini, F., Hemati Ahouie, H.R. and Karimi, Gh., 2017. Evaluation of intelligent estimator performance in 3D modelling of Shahrak Fe deposit (Bijar). *Journal of Mineral Resources Engineering*, 2(3): 15–23. (in Persian) Retrieved December 20, 2017 from https://jmre.journals.ikiu.ac.ir/issue_199_227.html
- Irvine, 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. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.026>
- Maanijou, M. and Khodaie, L., 2018. Mineralogy and electron microprobe studies of magnetite in the Sarab-3 iron Ore deposit, southwest of the Shahrak mining region (East Takab). *Journal of Economic Geology*, 10(1): 267–293. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i1.56522>
- Maanijou, M. and Salemi, R., 2014. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit, east of Takab, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 355–374. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v6i2.22650>
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4): 145–162. <https://doi.org/10.12789/gsc.v19i4.3773>
- Meinert, L.D., Dipple, G., and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. In: J.W. Hedenquist, F.H. Thompson, R.J., Goldfarb, and J.P. Richard (Editors), *Economic Geology, 100th Anniversary*, The Economic Geology Publishing Company, Littleton, Colorado, pp. 317–391. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma and igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- 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) <https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.60810>
- Mohammad Beigi, N., 2017. Mineralogy, geochemistry and genesis of Qavaq Fe deposit, SW of Dandi (Zanjan). Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 131 pp. (in Persian with English abstract)

- 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(658): 1–23. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4814-1>
- Müller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer-Verlag, Switzerland, 242 pp. Retrieved April 20, 2020 from <https://www.springer.com/gp/book/9783642640759>
- Nabatian, Gh., Li, X.H., Honarmand, M. and Melgarejo, J.C., 2017. Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U-Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 84(8): 42–66. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.029>
- Pearce, J.A., Haris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–125. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Perkins, E.H., Brown, T.H. and Berman, R.G., 1986. PTX-SYSTEM: Three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers and Geosciences*, 12(6): 749–755. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(86\)90028-2](https://doi.org/10.1016/0098-3004(86)90028-2)
- Rafiee, A., 2008. Exploration report of the Alamkandi Fe deposit. Ministry of Industry, Mine and Trade, Zanjan Province, Zanjan, 132 pp. (in Persian)
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Rollinson, H.G., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. Longman Group UK Limited, London, 352 pp. Retrieved April 20, 2020 from <https://www.routledge.com/Using-Geochemical-Data-Evaluation-Presentation-Interpretation/Rollinson/p/book/9780582067011>
- Schandl, 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. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shafaiepour, 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 extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v12i1.70568>
- Shahbazi, S., Ghaderi, M. and Rashidnejhad 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) <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2015.42471>
- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. *Nature* 120: 872. <https://doi.org/10.1038/120872a0>
- Sheikhi, R., 2005. Economic geology study of Shahrak Fe deposit, east of Takab. Unpublished M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp. (in Persian with English abstract)
- Villaseca, C., Barbero, L. and Rogers, G., 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: Petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43(2): 55–79. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00002-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00002-4)
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M., 1989. Igneous petrology. Springer, Netherlands, 466 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90149-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90149-2)

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

**How to cite this article**

Nouri, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2021. Geochemistry and petrogenesis of the Alamkandi granitoid body and Fe skarn (west of Mahnesan, the Zanzan province). Journal of Economic Geology, 13(3): 507–536. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.86285>



Geochemistry and petrogenesis of the Alamkandi granitoid body and Fe skarn (west of Mahneshan, the Zanjan province)

Farzaneh Nouri, Mir Ali Asghar Mokhtari*, Javad Izadyar and Hossein Kouhestani

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Submitted: Apr. 05, 2020

Accepted: June 28, 2020

Keywords: *Geochemistry, Granitoid, Fe skarn, Takab-Takht-e-Soleyman, Alamkandi, Mahneshan, Zanjan*

Introduction

Fe skarn deposits are the largest skarn deposits which are exploited for Fe as well as by-products of Cu, Co, Ni and Au (Meinert et al., 2005). They are one of the most important Fe deposits in the Zanjan province which have been exploited in recent years. The Alamkandi Fe deposit is one of these Fe skarn deposits which is located at 35 km west of the Mahneshan within the Takab-Takht-e-Soleyman subzone, northern Sanandaj-Sirjan zone. In this area, alternation of amphibolite, amphibole schist and biotite schist with intercalations of marble belonging to Paleozoic and intruded by late Oligocene alamkandi granitoid exist. This intrusion has caused contact metamorphism and formation of Fe mineralization. Some of the Fe skarn deposits in the Zanjan province were studied during the past years (i.e., Nabatian et al., 2017; Mokhtari et al., 2019) and valuable information is present about their geological and mineralization characteristics. However, the Alamkandi granitoid and Fe deposit have not been studied until the present. In this research study, geochemistry and petrogenesis of the Alamkandi granitoid along with mineralogy, textures and geochemistry of Fe deposit and thermodynamic conditions for formation of contact metamorphic rocks have been studied.

Materials and methods

This research can be divided into two parts including field and laboratory studies. Field studies include recognition of different parts of granitoid intrusion and skarn aureole along with sampling for

laboratory studies. During field work, 65 samples were selected for petrographic and analytical studies. 19 thin sections and 13 polished thin sections were used for petrographical and mineralogical studies. For geochemical studies, 15 samples from granitoid and ore skarn sub-zone were analyzed by XRF and ICP-MS methods at the Zarazma laboratory, Tehran, Iran.

Results

Based on petrographic studies, the Alamkandi granitoid is composed of granodiorite, quartz diorite and porphyritic diorite. Granodiorites with hetrogranular texture are composed of plagioclase, quartz, K-feldspar, hornblende and biotite. Quartz diorites indicate porphyroid to seriate and hetrogranular textures and are composed of plagioclase, clinopyroxene, hornblende and quartz. Porphyritic diorites have porphyritic texture with plagioclase and amphiboles phenocrysts. The Alamkandi granitoids demonstrate calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinity and can be classified as metaluminous I-type granitoids. Primitive mantle-normalized (McDonough and Sun, 1995) trace elements patterns for the Alamkandi granitoids indicate LILE and LREE enrichment along with negative HFSE anomalies and positive Pb anomaly. Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns for these rocks demonstrate LREE enrichment (high LREE/HREE ratio). Based on tectonic setting discrimination diagrams, the Alamkandi granitoids were formed in the active continental margin.

Fe mineralization in the Alamkandi area crops out

*Corresponding author Email: amokhtari@znu.ac.ir

in discrete places as massive and lens-shaped bodies. The Northern outcrop body has 150m length and up to 50m width, while the southern outcrop body has 100m length and up to 20m width. Microscopic studies reveal that the skarn zone at the Alamkandi granitoid is composed of garnet skarn, pyroxene skarn, epidote pyroxene skarn, serpentine skarn, and ore skarn sub-zones. Magnetite is the main ore mineral along with some pyrite and chalcopyrite. Garnet, clinopyroxene, olivine, serpentine, epidote, actinolite, calcite and quartz are present as gangue minerals. Based on the field and microscopic studies, the Alamkandi Fe deposit has massive, banded, disseminated, brecciated, vein-veinlets, replacement and relict textures. Based on mineralogical and textural studies, the skarnization processes in the Alamkandi deposit can be divided into 3 stages including: (1) isochemical metamorphic stage, (2) prograde metasomatic stage and (3) retrograde metasomatic stage.

Discussion

Based on skarn mineralogy, the $X\text{CO}_2$ vs. T and T vs. $\log f\text{O}_2$ diagrams were used to determine the possible physio-chemical conditions. According to these diagrams and considering mineralogical and textural evidence, maximum temperature for formation of olivine in $X\text{CO}_2 \approx 0.1$ and $P=1\text{kb}$ was about 450-600°C. Furthermore, garnet and clinopyroxene were formed simultaneously at 430-550°C and $f\text{O}_2$ equal 10^{-18} to 10^{-22} . In temperatures less than 450°C, olivine was replaced by serpentine while in temperatures less than 430°C and increasing $f\text{O}_2$, garnet and clinopyroxene were replaced by epidote + quartz + calcite and actinolite + quartz + calcite, respectively. In temperatures less than 430°C, fluids in equilibrium with granitic intrusion and with relatively high sulfidation ($f\text{S}_2 > 10^{-6}$), were not in equilibrium with andradite. Therefore, andradite was replaced with quartz + calcite + pyrite. With reducing $f\text{S}_2$ ($< 10^{-6}$), andradite was replaced by quartz + calcite + magnetite. During the early retrograde stage, magnetite and pyrite were formed along with quartz and calcite. Mineralogical studies indicate

that pyrite was formed after magnetite. In this regard, it seems that metasomatic fluids probably had $f\text{S}_2 \approx 10^{-6.5}$ and less than 430°C temperature in the beginning of the retrograde stage. Presence of hematite lamella within the magnetite demonstrates that $f\text{O}_2$ was probably about 10^{-22} in the beginning of retrograde stage.

Acknowledgment

This research study was made possible by the grant of the office of vice-chancellor for research and technology, the University of Zanjan. We acknowledge their generous support. The reviewers of the Journal of Economic Geology and the editor are also thanked for their constructive comments.

References

- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Meinert, L.D., Dipple, G., and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. In: J.W. Hedenquist, F.H. Thompson, R.J., Goldfarb, and J.P. Richard (Editors), *Economic Geology*, 100th Anniversary, The Economic Geology Publishing Company, Littleton, Colorado, pp. 317-391. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- 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(658): 1-23. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4814-1>
- Nabatian, Gh., Li, X.H., Honarmand, M. and Melgarejo, J.C., 2017. Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U-Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 84(8): 42-66. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.029>