

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار آهن سیریز، شمال باختر زرنده، استان کرمان

سید جواد مقدسی^۱، جواد یزدی^۲ و طاهره نامدار محمدی^۲

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران
^۲دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۱۱

چکیده

کانسار آهن سیریز در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال باختری شهرستان زرنده (استان کرمان)، در پهنه ایران مرکزی جای گرفته است. کانی‌سازی آهن بیشتر به شکل توده‌های نامنظم، عدسی‌ها و رگه‌هایی در واحدهای آهنی- دولومیتی دگرگون‌شده پالئوزویک (سازند کوهبنان) و درون اسکارن‌های تشکیل شده در همبری توده نفوذی گرانیتوید سیریز یافت می‌شود. کانسار آهن سیریز ترکیب کانی‌شناختی ساده‌ای دارد. مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، هماتیت و هیدروکسیدهای آهن مهم‌ترین کانه‌های موجود در این کانسار هستند. توده نفوذی گرانیتوید سیریز از دید سنگ‌شناختی، شامل واحدهای سنگی مانند کوارتزسینیت، کوارتزمونزونیت، سینیت و سینوگابرو است و ماگمای سازنده آن از نوع کالک‌آلکان است. گرانیتوید سیریز از دید زمین‌شیمیایی در رده گرانیتویدهای نوع A با منشأ گوشته‌ای (زیررده AI) قرار می‌گیرد. با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی، اسکارن سیریز متشکل از گرانیتوید سیریز به عنوان موتور گرمایی و منشأ کانی‌سازی، پهنه اسکارنی، کانسنگ آهن مگنتیتی توده‌ای و رگه‌ای، و سنگ‌آهک‌های دولومیتی دگرگون شده (مرمر) است. با نفوذ توده گرانیتوید سیریز، سنگ‌های میزبان آهنی- دولومیتی سازند کوهبنان دستخوش دگرگونی همبری شده‌اند و مرمرهای بیشتر آهنی با بافت گرانوبلاستیک تشکیل شده‌اند. در این مرحله، مجموعه پاراژنزی در سنگ‌آهک‌های خالص بیشتر شامل گارنت- ولاستونیت- مرمر (کلسیت) است. در حالی که در سنگ‌آهک‌های دولومیتی شامل گارنت- کینوپیروکسن- فلوگوپیت است. کانی‌های سیلیکات کلسیم (- منیزیم) تشکیل شده در این مرحله بیشتر بدون آب هستند و با کانی‌سازی آهن همراه نیستند. با گذشت زمان و سرد شدن توده نفوذی گرانیتوید سیریز، سامانه گرمایی- ماگمایی دمابالا دستخوش تغییر و به تدریج کم‌رمق می‌شود. تشکیل کانی‌های اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت، بیوتیت، مسکویت، کلریت، تالک، کلسیت و کوارتز در پهنه اسکارنی کانسار آهن سیریز می‌تواند محصول این مرحله از تکامل توده نفوذی و سامانه گرمایی- ماگمایی باشد. کانی‌سازی آهن بیشتر با مجموعه کانی‌های ناشی از واکنش‌های پسروده مرحله اخیر همراه است که نشانگر نهشت فلزات در ارتباط با کاهش دمای سیال کانه‌ساز و آمیختگی احتمالی آن با سیال‌های جوی است.

کلیدواژه‌ها: کانسار آهن، کانی‌سازی اسکارن، زمین‌شیمی، مگنتیت، گرانیتوید سیریز، زرنده.

*نویسنده مسئول: سید جواد مقدسی

E-mail: sjmoghad@pnu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

(شامل عناصر خاکی کمیاب) تجزیه شدند. همچنین ۱۴ نمونه کانسنگ آهن برای اکسیدهای اصلی و دیگر عناصر جزئی و ۲ نمونه کانسنگ نیز برای عناصر خاکی کمیاب تجزیه شدند. سنجش عناصر اصلی به روش فلئورسانس پرتو ایکس (XRF) در آزمایشگاه شرکت زرآزما و سنجش عناصر جزئی و خاکی کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی با پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه West lab استرالیا انجام شد. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

کانسار آهن سیریز در فاصله ۱۵۰ کیلومتری شمال باختری شهر کرمان و ۷۵ کیلومتری شمال باختری شهر زرنده (استان کرمان) واقع شده است. این منطقه در میان طول‌های جغرافیایی ۴۸°۵۵' تا ۴۹°۵۵' و عرض‌های جغرافیایی ۳۱°۰۱' تا ۳۱°۰۲' شمالی و از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری در جنوب خاوری پهنه ایران مرکزی جای گرفته است. پیش از این کانسار یاد شده توسط کارشناسان شرکت سی سو (۱۳۹۰) به منظور ارزیابی پتانسیل معدنی آهن، مطالعه شده است. افزون بر این سلطانی‌نژاد (۱۳۹۰) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به مطالعه سنگ‌های آذرین کواترنر شمال سیریز پرداخته است. در این پژوهش ضمن توصیف مختصر زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری توده گرانیتوید سیریز، به مطالعه کانی‌سازی آهن در منطقه و دگرسانی‌های مرتبط با آن پرداخته می‌شود و با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های کانسنگ آهن و سنگ میزبان، چگونگی تشکیل کانسار معرفی می‌شود. همچنین با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های دگرسان نشده توده نفوذی سیریز، منشأ ماگمای سازنده و نوع گرانیتوید آن بررسی می‌شود.

۲- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در جنوب باختری پهنه ایران مرکزی و در پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان جای گرفته است (شکل ۱). پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) که معادل بلوک پشت بادام (آقنای، ۱۳۸۵) است؛ میان گسل‌های کوهبنان- کلمرد در خاور و پشت بادام- زرنده در باختر قرار دارد. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیریز (سباب) که بخشی از آن در شکل ۲ آمده است؛ سری مراد، متشکل از شیل، ماسه‌سنگ و گریوک به عنوان پی‌سنگ منطقه معرفی شده که کمی دگرگون شده است و به پرکامبرین نسبت داده می‌شود. واحد رسوبی داهو به سن کامبرین زیرین، شامل ماسه‌سنگ و شیل سیلنی است. این واحد گسترش چندانی در منطقه ندارد و در بخش بالایی آن یک افق کوارتزآرنایت سفید رنگ (قاعده سازند کوهبنان) قرار دارد. سازند کوهبنان در باختر منطقه، همجوار با توده نفوذی سیریز است. با توجه به شواهد چینه‌شناختی سن کامبرین میانی- بالایی برای این سازند در نظر گرفته شده است. همبری توده نفوذی سیریز با سنگ‌آهک‌های دولومیتی سازند کوهبنان موجب تشکیل مرمر، متاسوماتیسم و کانی‌سازی اسکارنی آهن در این منطقه شده است. سازند شمشک در منطقه مورد

۲- روش انجام پژوهش

برای بررسی چگونگی کانی‌سازی آهن در منطقه سیریز ابتدا پیمایش‌های صحرایی در منطقه مورد مطالعه انجام و روابط صحرایی حاکم بر پیکره‌های معدنی آهن، واحدهای اسکارنی شده و بخش‌های مختلف توده نفوذی سیریز شناسایی شد. سپس ۱۷۵ نمونه از واحدهای سنگی مختلف کانسار آهن سیریز شامل سنگ میزبان اسکارنی، کانسنگ آهن و سنگ‌های نفوذی گردآوری شد که از میان آنها، ۸۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک، نازک صیقلی و صیقلی انتخاب شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، ۱۵ نمونه از توده نفوذی که دچار کمترین میزان دگرسانی شده بودند انتخاب، و هر ۱۵ نمونه برای اکسیدهای اصلی و ۷ نمونه برای همه عناصر

کوارتزسینیت و سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۴- الف). افزون بر این از رده‌بندی کاتیونی (Dela Roche et al., 1980) برای نام‌گذاری سنگ‌های ناحیه استفاده شده است که نشان می‌دهد واحدهای سنگی منطقه طیفی از سنگ‌های اسیدی شامل کوارتزسینیت- کوارتزمونزونیت تا سنگ‌های حدواسطی مانند سینیت و ترم‌های بازیگ همچون سینوگابرو را دربر می‌گیرد (شکل ۵- ب).

۴-۳. تعیین سری ماگمایی و نوع گرانیتوید

بررسی نمونه‌های توده نفوذی سیریز با استفاده از نمودار SiO_2-AR (Wright, 1969) نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در محدوده کالک آلکان جای می‌گیرند (شکل ۵- پ). در نمودار Na_2O در برابر K_2O (Rogers et al., 1985) بیشتر نمونه‌های گرانیتوید سیریز در محدوده سری کالک آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۵- ت). در نمودار نسبت مولی A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943) بیشتر نمونه‌های توده نفوذی سیریز در محدوده متاآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۵- ث).

برای تعیین نوع گرانیتویدهای منطقه سیریز از نمودارهای پیشنهادی (Whalen et al., 1987) استفاده شد. در این نمودارها گرانیتویدهای نوع I و S از گرانیتویدهای نوع A با توجه به مقدار $Ga/Al * 10000$ نسبت به دیگر عناصر اصلی و جزئی تفکیک می‌شوند. همه نمونه‌های گرانیتوید سیریز، به جز یک نمونه، در محدوده گرانیتویدهای نوع A جانمایی می‌شوند (شکل‌های ۵- ج و چ).

گرانیتویدهای نوع A در خاستگاه‌های زمین‌ساختی مختلف مانند پسابرخوردی، سپرها، کافت‌ها، مناطق کششی حاشیه‌های فعال، حاشیه‌های غیرفعال، پشته‌های واگرایی اقیانوسی و جزایر اقیانوسی حضور دارند (Bonin, 2007). گرانیتویدهای نوع A با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی به دو زیر رده A1 و A2 تفکیک می‌شوند (Eby, 1992). زیر رده A1 دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی هستند و از تفریق ماگماهای منتج شده از منابعی مانند ماگمای بازالتی جزایر اقیانوسی حاصل می‌شوند که در خاستگاه‌های ناکوهزایی چون کافت‌های قاره‌ای یا طی فعالیت ماگمایی درون قاره‌ای جایگیری شده‌اند که معمولاً در ارتباط با فعالیت نقاط داغ هستند. گرانیتویدهای زیر رده A2 دارای نسبت‌های عنصری متغیری هستند و از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های کمان‌های جزیره‌ای تغییر می‌کنند. این نوع گرانیتویدها در گسترده پهنای از محیط‌های زمین‌ساختی یافت می‌شوند و شامل انواع پسابرخوردی و پساکوهزایی (گرانیتویدهایی که در انتهای یک دوره طولانی از جریان گرمایی بالا و فعالیت ماگمایی گرانیتی تشکیل می‌شوند) هستند. گرانیتویدهای نوع A در موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف ایران یافت می‌شوند و در پهنه‌های ماگمایی ارومیه- دختر، ایران مرکزی و خاور ایران و کمربند دگرگونی سنج- سیرجان گزارش شده‌اند (منصوری اصفهانی، ۱۳۷۹؛ امینی و همکاران، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹؛ مؤید و حسین‌زاده، ۱۳۹۰؛ شبانیان بروجنی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱؛ آهنگوب و همکاران، ۱۳۹۲؛ Khanalizadeh et al., 2006; Davoudian et al., 2009; Mansouri Esfahani, 2010; Dargahi et al., 2010). بررسی نسبت‌های عنصری (Eby, 1992) در گرانیتوید سیریز نشان می‌دهد که این گرانیتوید به زیر رده A1 وابسته است و از دید زمین‌شیمیایی وابستگی بیشتری به کافت‌های درون قاره‌ای دارد (شکل ۵- ح). مجموعه نفوذی سیریز در پهنه زمین‌ساختی کاشمر- کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) که معادل بلوک پشت بادام (آفانیاتی، ۱۳۸۵) است؛ میان گسل‌های کوهبنان- کلمرد در خاور و پشت بادام- زرنند در باختر قرار دارد. به باور کریم‌پور و همکاران (۱۳۸۴) کافت‌های درون قاره‌ای به احتمال زیاد در ناحیه زرنند- بافی- ساغند تشکیل شده‌اند.

۴-۴. دگرسانی

دگرسانی‌های سریسیتی، آرژیلیک و پروپلیتیک مهم‌ترین دگرسانی‌های توده نفوذی گرانیتویدی سیریز هستند. در برخی موارد سنگ‌های نفوذی منطقه به شدت

مطالعه شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی تا آرکوزی، همراه با میان‌لایه‌های شیلی و زغال‌دار است. با توجه به شواهد سنگ‌چینه‌ای سن تریاس پایانی- ژوراسیک زیرین را به این واحد نسبت می‌دهند. نهشته‌های کواترنری بیشتر به شکل پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌های کنگلومرایی روی نهشته‌های کهن تر قرار گرفته‌اند و در سرتاسر منطقه دیده می‌شوند (Zia, 2004).

۴-۴. گرانیتوید سیریز

توده نفوذی گرانیتوید سیریز شامل دو گروه واحد سنگی است: الف) واحدهای سنگی اسیدی (کوارتزسینیت- کوارتزمونزونیت؛ ب) واحدهای سنگی حدواسط- بازیگ (سینیت و سینوگابرو). واحدهای اسیدی بیشتر در باختر منطقه به گستردگی ۱۲ کیلومتر مربع پروژند دارند و همبری آنها با سنگ‌آهک‌های دولومیتی پالئوزویک (سازند کوهبنان) موجب تشکیل مرم و کانی‌سازی اسکارنی آهن در منطقه شده است. همچنین ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های ژوراسیک مجاور توده نفوذی دچار دگرگونی مجاورتی شده‌اند که علت آن را نفوذ گرانیتوید سیریز به درون آنها دانسته‌اند (Zia, 2004) و بر همین اساس سن این گرانیتوید را می‌توان به پس از ژوراسیک نسبت داد. واحدهای حدواسط تا بازیگی در مرکز منطقه در گستره‌ای محدود پروژند دارند و واحدهای اسیدی را قطع می‌کنند. ساخت فائزیتیک، آغشتگی قابل توجه به اکسیدهای آهن و فرسایش شدید، از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های سازنده این واحد در مشاهدات صحرایی هستند.

۴-۱. سنگ‌نگاری

– **واحد کوارتزسینیت- کوارتزمونزونیت:** این واحد بیشتر توده نفوذی سیریز را تشکیل می‌دهد. بافت رایج آن گرانولار غیرهم‌بعد است؛ ولی کانی‌های سازنده آنها بافت‌های دیگری را نیز به نمایش می‌گذارند که از آن جمله می‌توان به بافت‌های گرانوفیری (شکل ۴- الف)، میکروگرافیکی (شکل ۴- ب)، کنسرتال و پویی کیلیتیک (شکل ۴- پ)، اشاره کرد. کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های این واحد شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و به مقدار کمتر بیوتیت هستند.

کوارتز، بیشتر به‌صورت دانه‌های بی‌شکل، در اندازه‌های متوسط تا ریزبلور، با خاموشی موجی و حاشیه مضرس دیده می‌شود. ارتوکلاز از مهم‌ترین کانی‌های سازنده این سنگ‌هاست و بیشتر به‌صورت بی‌شکل، در اندازه‌های متوسط تا درشت، با ماکل کارلسباد دیده می‌شود. گاه این بلورها به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بیشتر به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل مکرر ظریف ظاهر می‌شوند (شکل ۴- ت). آمفیبول به‌صورت پراکنده و به مقدار کم دیده می‌شود. این کانی بیشتر دگرسان شده و همراه با اسفن، آپاتیت و مگنتیت تجمع می‌یابد. آپاتیت، اسفن، زیرکن و بیوتیت از کانی‌های فرعی دیده شده در واحد کوارتزسینیت- کوارتزمونزونیت هستند و کانی‌های کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن، کانی‌های ثانویه یا دگرسانی موجود در این واحد هستند. – **واحد سینیت- سینوگابرو:** بافت رایج این واحد نیز همچون واحد اسیدی، گرانولار غیرهم‌بعد است. دیگر بافت‌های دیده شده در این واحد بافت‌های کنسرتال و پویی کیلیتیک هستند. ارتوکلاز و آمفیبول کانی‌های اصلی سنگ‌های واحد بازیگ منطقه هستند. واحد سینیت- سینوگابرو از دید بافتی و کانی‌شناختی، تا اندازه‌ای شبیه به سنگ‌های اسیدی ناحیه است.

مطالعه سنگ‌نگاری نمونه‌های توده نفوذی سیریز و وجود بافت غربالی و خوردگی حاشیه پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که احتمالاً فرایندهایی مانند هضم و آمیختگی ماگمایی تأثیر زیادی در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها داشته‌اند و کانی‌های سنگ‌ساز مطالعه شده روند عادی تبلور را طی نکرده‌اند.

۴-۲. ژئوشیمی

از نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده نفوذی سیریز (جدول‌های ۱ و ۲) برای نام‌گذاری مجموعه نفوذی مورد مطالعه استفاده شد. بر پایه نمودار TAS (Middlemost, 1994) نمونه‌های برداشت‌شده در محدوده کوارتزمونزونیت،

کانسنگ آهن مگنتیتی توده‌ای و رگه‌ای و سنگ آهک‌های دولومیتی دگرگون شده (مرمر) است. با نفوذ توده گرانیتوئید سیریز سنگ‌های میزبان آهکی - دولومیتی پالئوزویک دستخوش دگرگونی همبری می‌شوند و مرمرهای بیشتر آهکی با بافت گرانولاستیک تشکیل می‌شود. در این مرحله، مجموعه پاراژنزی در سنگ آهک‌های خالص بیشتر شامل گارنت - ولاستونیت - مرمر (کلسیت) و در سنگ آهک‌های دولومیتی شامل گارنت - کلینوپروکسن - فلوگوپیت است. کانی‌های سیلیکات کلسیم (- منیزیم) تشکیل شده در این مرحله عمدتاً بدون آب بوده و با کانی‌سازی آهن همراه نیستند. این مرحله از فرایند اسکارنی شدن شامل دگرگونی پیش‌رونده از نوع هم‌شیمیایی و در پی آن متاسوماتیسم و جانشینی در سنگ‌های آهکی - دولومیتی است. با گذشت زمان و سرد شدن توده نفوذی گرانیتوئید سیریز، سامانه گرمایی - ماگمایی دما بالا نیز دستخوش تغییر و به تدریج کم‌رعمق می‌شود. تشکیل کانی‌های اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت، بیوتیت، مسکوویت، کلریت، تالک، کلسیت و کوارتز در پهنه اسکارنی کانسار آهن سیریز می‌تواند محصول این مرحله از تکامل توده نفوذی و سامانه گرمایی - ماگمایی باشد. این مرحله از فرایند اسکارنی شدن شامل مجموعه‌ای از واکنش‌های پسرورنده است که با چیرگی چرخش آب‌های جوی و از بین رفتن فازهای تشکیل شده در مرحله پیش مشخص می‌شود (Einaudi et al., 1981). کانی‌سازی آهن سیریز که بیشتر شامل پاراژن مگنتیت - پیریت - کالکوپیریت است؛ بیشتر به شکل توده‌های نامنظم، عدسی و رگه‌ای یافت می‌شود و با مجموعه کانی‌های ناشی از واکنش‌های پسرورنده همراه است.

۶- کانی‌سازی آهن

کانی‌سازی آهن در منطقه سیریز بیشتر به شکل توده‌های نامنظم، عدسی‌ها و رگه‌هایی در واحدهای آهکی - دولومیتی دگرگون شده پالئوزویک (سازند کوهبان) است و درون اسکارن‌های تشکیل شده در همبری توده نفوذی گرانیتوئید سیریز یافت می‌شود (شکل ۶). سنگ میزبان کانی‌سازی آهن بیشتر از نوع اسکارن و یا سنگ آهک دگرگون‌شده است که در اثر نفوذ توده گرانیتوئید سیریز تشکیل شده است.

رخداد آهن سیریز ترکیب کانی‌شناختی ساده‌ای دارد. مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، هماتیت و هیدروکسیدهای آهن مهم‌ترین کانه‌های موجود در این رخداد هستند. کانی‌های کالکوسیت، کولیت و گالز نیز به مقدار بسیار جزئی دیده می‌شوند. کلسیت و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های باطله یافت شده در کانسنگ آهن سیریز و همراه با بلورهای خوش‌وجه تا بدوجه مگنتیت هستند (شکل‌های ۸-الف و ب).

مگنتیت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانه سازنده کانسار است و رخنمون‌های بسیاری از آن در بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۶). این کانه به صورت بلورهای خوش‌وجه تا بی‌وجه یافت می‌شود (شکل ۸) و بافت‌های گوناگونی دارد که بافت توده‌ای و متراکم از مهم‌ترین آنهاست. بافت‌های دانه‌ای و کاتا کلاستیک نیز در برخی از بلورهای این کانه به چشم می‌خورند. تغییرات محلی فوگاسیته اکسیدز در کانسنگ آهن موجب دگرسانی بلورهای مگنتیت به هماتیت و تشکیل مارتیت شده است (شکل ۸-ج).

پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در کانسنگ آهن منطقه سیریز است که به صورت تجمعات افشان، دانه‌ای و بیشتر خوش‌وجه تا بدوجه به همراه مگنتیت یافت می‌شود. کانی پیریت در سطوح بالایی کانسار اکسیده و بیشتر به گوئیت و گاه نیز به هماتیت و لیمونیت تبدیل شده است (شکل ۸-ت). کالکوپیریت نیز به مقدار کم همراه با مگنتیت و پیریت دیده می‌شود. بلورهای آن بیشتر بی‌وجه و در مراحل انتهایی کانی‌سازی آهن تشکیل شده است. تشکیل کانی کولیت در حاشیه بلورهای کالکوپیریت، می‌تواند نشان از عملکرد فرایند پروتزاد (سوپرزاد) در منطقه مورد مطالعه داشته باشد (شکل ۸-ث).

هماتیت بیشتر در ترازهای بالایی پیکره معدنی سیریز یافت می‌شود؛ یعنی در

دگرسان شده‌اند؛ به گونه‌ای که بافت اولیه آنها از میان رفته است و قابل شناسایی نیست. پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلبایی بیشتر با شدت‌های مختلف به سریسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت و کربنات‌ها تبدیل شده‌اند. دگرسانی کانی‌های بیوتیت و آمفیبول بیشتر با تشکیل کلریت و کانی‌های دیگر مانند سریسیت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و اکسید آهن همراه است. دگرسانی چیره در سنگ‌های نفوذی منطقه به‌ویژه در سنگ‌های سینت - سینوگابرو، اپیدوتی شدن است. از آنجا که اپیدوتی شدن با افزایش کلسیم و آهن سه‌ظرفیتی در واحدهای سنگی همراه است؛ نشان از فعالیت بالای این دو عنصر دارد. اپیدوت در نتیجه کلریتی شدن آمفیبول و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها که معرف دگرسانی‌های دما پایین است؛ به وجود می‌آید (Shelly, 1993). همراهی کانی‌های اپیدوت و کلریت در برخی از نمونه‌ها، نشان از رخداد دگرسانی پروپلیتیک در منطقه دارد. دگرسانی پروپلیتیک به شکل‌های فراگیر، رگه‌ای، رگچه‌ای و پرشدگی فضای باز دیده می‌شود.

۵- کانی‌شناسی پهنه اسکارن

اسکارن‌زایی در منطقه سیریز در همبری واحدهای آهکی - دولومیتی کامبرین (سازند کوهبان) با توده نفوذی گرانیتوئیدی سیریز یافت می‌شود. با توجه به شواهد صحرایی و نقشه‌های زمین‌شناسی سطحی (شکل‌های ۲ و ۳)، پهنه اسکارنی در سنگ‌های آهکی - دولومیتی مجاور توده گرانیتوئیدی سیریز گسترش یافته است که در منطقه مورد مطالعه بیشتر شامل کوارتزسینیت تا کوارتزمونزونیت است. همجواری واحد اسکارنی و توده نفوذی، و تشکیل کانی‌های دما بالای گارنت، دیوپسید و ولاستونیت در پهنه اسکارنی مجاورت توده نفوذی نشان‌دهنده نقش توده نفوذی به عنوان موتور گرمایی اسکارن‌زایی در منطقه است. با کاهش دما در فاصله دورتر، پهنه اپیدوت اسکارن - مرمر تشکیل شده است. بررسی رخنمون‌های توده نفوذی روی زمین و همچنین مقاطع نازک میکروسکوپی نشان می‌دهد که دست کم ۸۰ درصد رخنمون‌های گرانیتوئید سیریز ترکیب کوارتزسینیتی (تا کوارتزمونزونیتی) دارند و این واحد بیشتر در مجاورت پهنه اسکارن که در آن کانی‌سازی رخ داده است؛ دیده می‌شود. نفوذ توده گرانیتوئید سیریز موجب تزریق محلول‌های گرمایی آهن دار به درون سنگ‌های آهکی - دولومیتی نفوذپذیر کامبرین شده و ضمن واکنش با آنها و تشکیل کانی‌های مختلف سیلیکاتی کلسیم و منیزیم دار، موجب کانی‌سازی آهن شده است (شکل ۶).

کانی‌شناسی پهنه اسکارنی به نسبت پیچیده و گوناگون است. کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب تشکیل شده در پهنه اسکارنی شامل گارنت، کلینوپروکسن و ولاستونیت (شکل‌های ۷-الف و ب) و کانی‌های سیلیکات کلسیم و منیزیم آب‌دار شامل ترمولیت - اکتینولیت، اپیدوت، بیوتیت، کلریت، فلوگوپیت و مسکوویت (شکل‌های ۷-پ تا ث) هستند. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی دقیقی روی واحد اسکارنی منطقه مورد مطالعه انجام و کانی‌شناسی آن با دقت بررسی شد. با توجه به تغییرات بسیار زیاد در ترکیب کانی‌شناختی واحد اسکارنی و با توجه به مقیاس نقشه تهیه شده از منطقه کانی‌سازی (شکل ۵) واحد اسکارنی به دو پهنه زیر تفکیک شد: ۱) پهنه گارنت - کلینوپروکسن - ولاستونیت اسکارن و ۲) پهنه اپیدوت اسکارن - مرمر.

دگرسانی کانی‌های اسکارنی و توده گرانیتوئید سیریز نیز موجب تشکیل طیف گسترده‌ای از کانی‌های دگرسانی مانند سریسیت، کلریت، تالک، کانی‌های رسی، کوارتز، هماتیت و گوئیت (شکل ۷-ج) شده است. تبلور دوباره سنگ آهک و تشکیل کانی‌های کربناتی مانند کلسیت، دولومیت و آنکریت (شکل ۷-چ و ح) و کانی‌سازی سولفیدی مانند پیریت، کالکوپیریت و کولیت به همراه کانی‌سازی آهن به شکل مگنتیت از مهم‌ترین نتایج رخداد اسکارن‌زایی در منطقه مورد مطالعه است (شکل ۸).

با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی، اسکارن سیریز متشکل از گرانیتوئید سیریز به عنوان موتور گرمایی و منشأ کانی‌سازی، پهنه اسکارنی،

در کانسنگ آهن سیریز از کمتر از ۰/۰۱ تا ۰/۲۸ درصد متغیر است. مقدار TiO_2 در ذخایر آهن ماگمایی به نسبت بالاست (۰/۳ درصد در EL Laco شیلی و ۰/۶ درصد در کاپرونی سوند)؛ ولی در کانسارهای گرمایی آهن مانند کاراجاس برزیل در حدود ۰/۰۱ تا ۰/۱ درصد متغیر است. کانسار آهن سیریز از این دید به کانسارهای گرمایی آهن شبیه است.

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های توده نفوذی و کانسنگ آهن سیریز (جدول ۲) با استفاده از داده‌های کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شد (شکل ۱۰). بررسی الگوی بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های گرانیتوید سیریز نشان می‌دهد که عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) دارند. بالا بودن نسبت LREE/HREE در سنگ‌های نفوذی منطقه می‌تواند نشانه‌ای از وجود گوشته غنی شده و یا آلیاژ پسته‌ای باشد (Barragan et al., 1998). حضور آپاتیت و هورنبلند موجب بی‌هنجاری مثبت یورپیم (Eu) در ماگما می‌شود. حال آنکه تبلور پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم دار موجب بی‌هنجاری منفی این عنصر در ماگما می‌شود. در الگوهای عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های گرانیتوید مورد مطالعه، بی‌هنجاری Eu بسیار ناچیزی دیده می‌شود که شاید علت آن را بتوان تبلور همزمان کانی‌های یاد شده دانست (Rollinson, 1993). فراوانی آمفیبول در سنگ‌های حدواسط - بازیک موجب ظهور بی‌هنجاری مثبت Eu می‌شود (Henderson, 1984).

میانگین فراوانی مجموع عناصر کمیاب خاکی (ΣREE) در دو نمونه کانسنگ آهن سیریز ۲۳/۶۵ ppm است که بسیار کمتر از میانگین مجموع این عناصر در کانسارهای ماگمایی و گرمایی است. همچنین عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) دارند. پایین بودن مقدار REE در کانسنگ آهن سیریز را می‌توان به پایین بودن غلظت عناصر خاکی کمیاب در سیال کانه‌ساز اولیه نسبت داد. مقایسه الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب کانسنگ آهن سیریز با واحدهای کوارتز مونزونیت - کوارتزسینیت و سینیت - سینوگابرو در منطقه سیریز نشان می‌دهد که الگوی نمونه‌های کانسنگ آهن همانندی بیشتری با واحد کوارتز مونزونیت - کوارتزسینیت دارد (به‌ویژه بی‌هنجاری Eu) که می‌تواند دلیلی بر منشأ ماگمایی سیال‌های کانه‌ساز از واحد کوارتز مونزونیت - کوارتزسینیت باشد. از سوی دیگر شباهت کلی الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب کانسنگ آهن سیریز با واحد سینوگابروی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده واحد سینوگابروی نیز می‌توانسته در کانی‌سازی آهن نقش داشته باشد.

۸- نتیجه‌گیری

کانسار آهن سیریز بیشتر به شکل توده‌های نامنظم، عدسی‌ها و رگه‌هایی در واحدهای آهکی - دولومیتی دگرگون شده پالئوزویک (سازند کوهبنان) و درون اسکارن‌های تشکیل شده در همبری توده نفوذی گرانیتوید سیریز یافت می‌شود. کانسنگ آهن ترکیب کانی‌شناختی ساده‌ای دارد و مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، هماتیت و هیدروکسیدهای آهن مهم‌ترین کانه‌های موجود در آن هستند. کلسیت و کوارتز هم مهم‌ترین کانی‌های باطله یافت شده در کانسنگ آهن سیریز هستند که با بلورهای خوش‌وجه تا بدوجه مگنتیت همراه هستند. کانی‌شناسی پهنه اسکارنی به نسبت پیچیده و گوناگون است. کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب تشکیل شده در پهنه اسکارنی شامل گارنت، کلینوپیروکسن و ولاستونیت و کانی‌های سیلیکات کلسیم و منیزیم آب‌دار شامل ترمولیت - اکتینولیت، اپیدوت، بیوتیت، کلریت، فلوگوپیت و مسکویت هستند. تبلور دوباره سنگ آهک و تشکیل کانی‌های کربناتی مانند کلسیت، دولومیت و آنکرایت، و کانی‌سازی سولفیدی مانند پیریت، کالکوپیریت و کوولیت به همراه کانی‌سازی آهن به شکل مگنتیت از مهم‌ترین نتایج رخداد اسکارن‌زایی در منطقه مورد مطالعه است.

اسکارن‌زایی در منطقه سیریز در همبری واحدهای آهکی - دولومیتی کامبرین (سازند کوهبنان) با توده نفوذی گرانیتوید سیریز یافت می‌شود. نفوذ توده

بخش‌هایی که پیکره معدنی رخنمون داشته یا نزدیک به سطح زمین بوده و در نتیجه مگنتیت در معرض هوازدگی قرار گرفته است. مقدار هماتیت در ترازهای ژرف‌تر پیکره معدنی بسیار کم است و آثار آن در برخی از نمونه‌ها در اثر فرایند مارتیتی شدن دیده می‌شود (شکل ۸-ج). این فرایند پس از سرد شدن توده نفوذی و همزمان با هجوم سیال‌های دما پایین با فوگاسیته بالای اکسیژن روی می‌دهد و در طی آن بلورهای مگنتیت از حاشیه و یا در امتداد سطوح رخ به هماتیت تبدیل می‌شوند (Ramdohr, 1980).

کانی‌گوتیت به صورت تجمعات پراکنده و عموماً بلورهای بی‌وجه در منطقه یافت می‌شود. رخداد گوتیت به صورت آغشتگی‌های سطحی نارنجی تا سرخ رنگ، در سینه‌کارها و دیگر مناطق کانی‌سازی آهن دیده می‌شود. رخداد گوتیت می‌تواند نشان‌دهنده افزایش فوگاسیته اکسیژن نسبت به گوگرد باشد که در نتیجه آن، کانی‌های سولفیدی مانند پیریت ناپایدار و به فازهای آب‌دار دما پایین ثانویه‌ای همچون گوتیت تبدیل می‌شوند (شکل ۸-ت).

شکل ۹ توالی پاراژنزی کانی‌های سازنده کانسنگ و سنگ میزبان اسکارنی کانسار آهن سیریز را بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد.

۷- زمین‌شیمی کانسنگ آهن سیریز

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمیاب نمونه‌های کانسنگ آهن سیریز در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. مقدار Fe_2O_3 در نمونه‌های کانسنگ آهن سیریز از ۷۲/۱۰ تا ۹۲/۸۳ درصد متغیر است که نشان از عیار بالای آهن در این کانسار دارد. همچنین مقدار MnO میان ۰/۰۵ تا ۰/۳۰ درصد متغیر است. منگنز معمولاً به صورت یون Mn^{2+} حضور دارد و انتظار می‌رود بتواند جانشین Ca^{2+} یا Fe^{2+} شود. منگنز بسیار الکترون‌گاتر از کلسیم است و به همین دلیل کمتر جایگزین این عنصر می‌شود. اندازه بزرگ‌تر یون منگنز سبب می‌شود تا در کانی‌های آهن‌دار پذیرفته شود (Mason and Moore, 1982). نبود کانی‌های مستقل منگنز در نمونه‌های کانسنگ مطالعه شده از کانسار سیریز نشان می‌دهد که منگنز (Mn^{2+}) احتمالاً در ساختار کانی مگنتیت به جای Fe^{2+} جانشین شده است.

فراوانی Cr در ذخایر آهن نیز می‌تواند از شاخص‌های تفکیک انواع ذخایر آهن باشد. مقدار Cr در ذخایر آهن ماگمایی کمتر از ۲۰ ppm، در ذخایر آهن رسوبی نوع راپتایان حدود ۲۵ ppm است و در کانسارهای آهن گرمایی به حدود ۲۰۰ ppm می‌رسد (Nyström and Henriquez, 1994; Barker, 1995). مقدار کروم در نمونه‌های کانسنگ آهن سیریز از ۱ تا ۲۱ ppm متغیر و میانگین آن در حدود ۷/۷۱ ppm است که نشان‌دهنده وابستگی این کانسار به انواع ذخایر آهن ماگمایی است. با این حال برخی از پژوهشگران (Bookstrom, 1977) بر این باورند که مقدار کروم در کانسنگ‌های آهن گرمایی بسیار متغیر است. برای نمونه مقدار Cr در کانسنگ مگنتیت - آپاتیت ال‌رومرال شیلی که منشأ گرمایی دارد؛ میان ۱۰ تا ۳۰۰ ppm متغیر است (Bookstrom, 1977). همچنین مقدار V در کانسنگ آهن سیریز میان ۶۶ تا ۲۷۴ ppm متغیر است که کمتر از مقدار این عنصر در کانسارهای اورتوماگمایی آهن است (Frietsch, 1978). شعاع یونی V^{3+} بزرگ‌تر از Fe^{3+} ولی الکترون‌گاتریته آن خیلی کمتر و انرژی پایدار میدان بلوری آن بیشتر است. این موضوع موجب فراوانی عنصر وانادیم در مگنتیت‌های تشکیل شده در مراحل اولیه تبلور ماگما می‌شود (Mason and Moore, 1982).

نسبت Cr/V در بیشتر ذخایر آهن ماگمایی و رسوبی کمتر از ۰/۱ است؛ در حالی که این نسبت در ذخایر آهن گرمایی بالاتر از ۱ است (Marschik and Fontbote, 2001). نسبت Cr/V در نمونه‌های کانسنگ آهن سیریز از کمتر از ۰/۰۱ تا حدود ۰/۲۲ متغیر و میانگین آن در حدود ۰/۰۵ است که در محدوده کانسارهای آهن ماگمایی و رسوبی جای می‌گیرد.

مقدار P_2O_5 در نمونه‌های کانسنگ میان ۰/۰۱ تا ۰/۱۴ درصد متغیر است و همین موضوع موجب تشکیل نشدن آپاتیت در این کانسار شده است. همچنین مقدار TiO_2

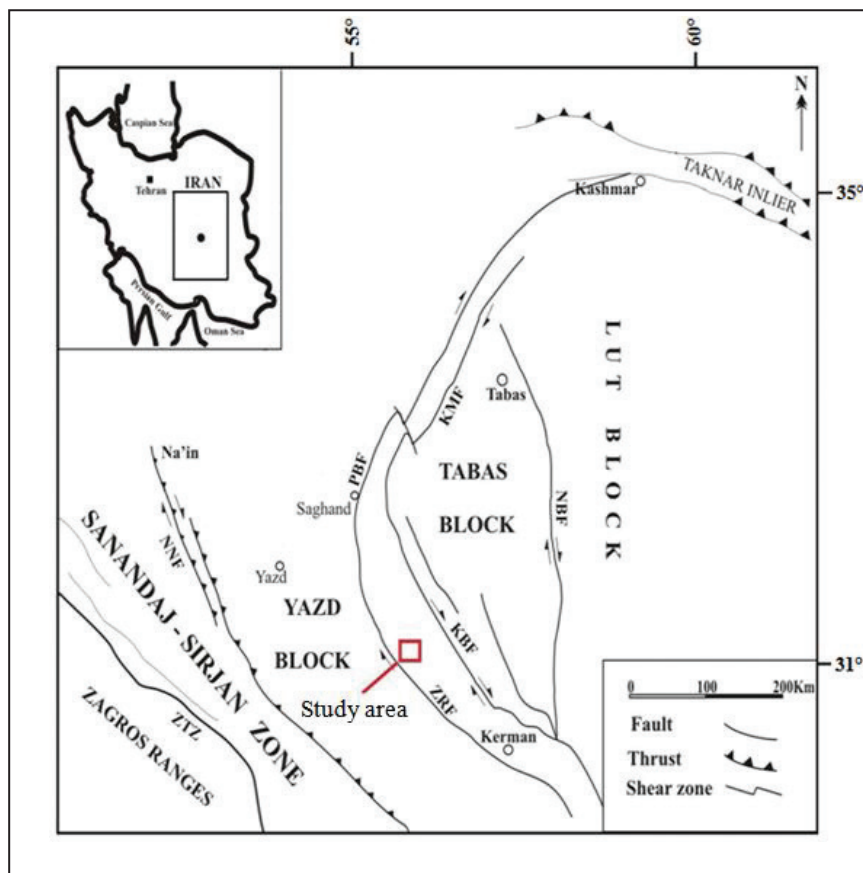
تشکیل می‌شوند. در این مرحله، مجموعه پاراژنری در سنگ آهک‌های خالص بیشتر شامل گارنت-ولاستونیت-مرمر (کلسیت) و در سنگ آهک‌های دولومیتی شامل گارنت-کلیوپیروکسن-فلوگوپیت است. کانی‌های سیلیکات کلسیم (- منیزیم) تشکیل شده در این مرحله بیشتر بدون آب هستند و با کانی‌سازی آهن همراه نیستند. با گذشت زمان و سرد شدن توده نفوذی گرانیتوئید سیریز، سامانه گرمایی-ماگمایی دمابالا نیز دستخوش تغییر و به تدریج کم‌رمق می‌شود. تشکیل کانی‌های اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، بیوتیت، مسکوویت، کلریت، تالک، کلسیت و کوارتز در پهنه اسکارنی کانسار آهن سیریز می‌تواند محصول این مرحله از تکامل توده نفوذی و سامانه گرمایی-ماگمایی باشد. کانی‌سازی آهن بیشتر با مجموعه کانی‌های ناشی از واکنش‌های پسروده مرحله اخیر همراه است که نشان می‌دهد نهشت فلزات در ارتباط با کاهش دمای سیال کانه‌ساز و آمیختگی احتمالی آن با سیال‌های جوی است.

سپاسگزاری

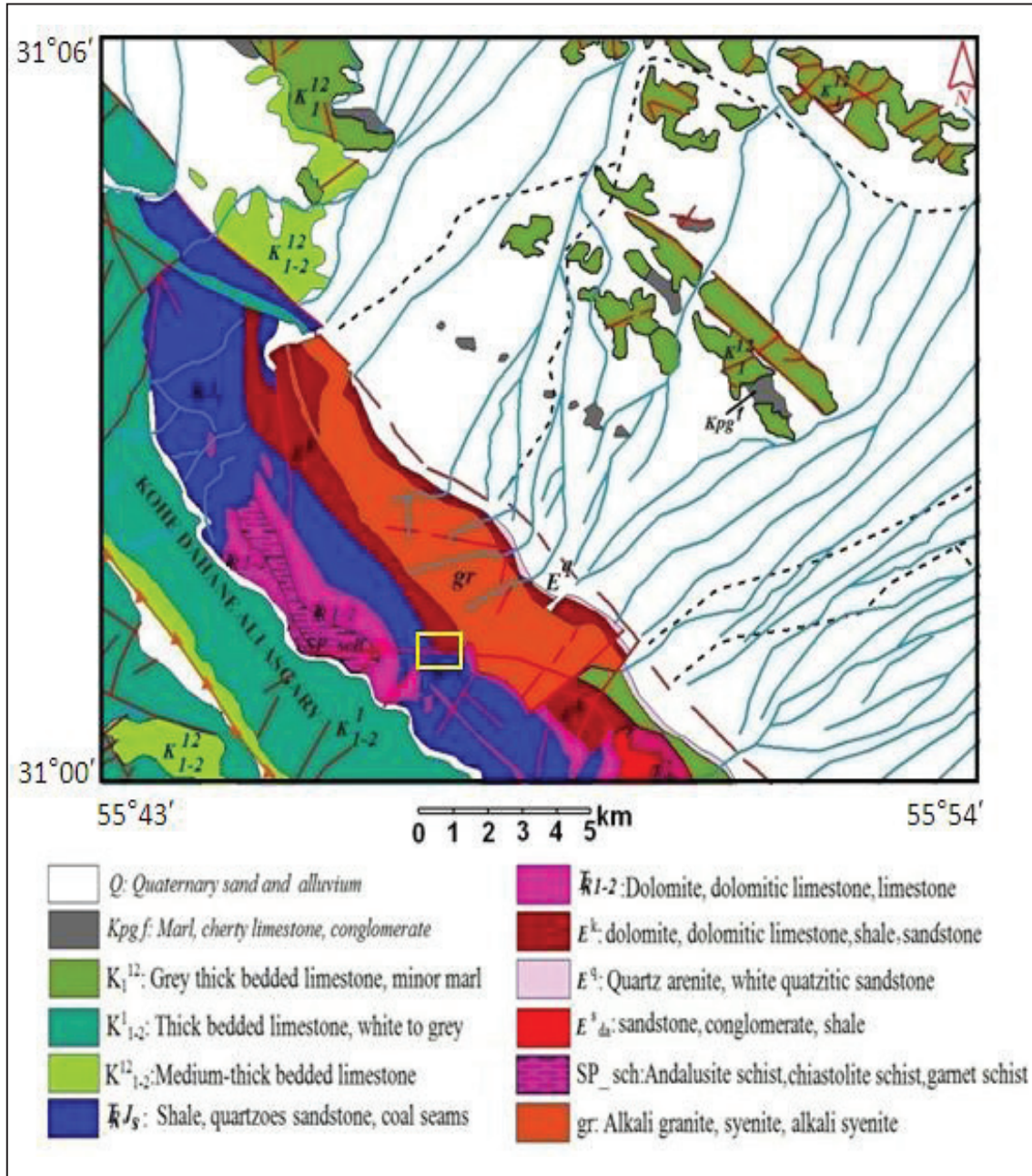
این مقاله حاصل پژوهشی است که با حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است. بنابراین از همه افرادی که در تصویب و اجرای آن نقش داشته‌اند؛ به ویژه از مدیر عامل محترم شرکت سی‌سو جناب آقای مهندس محمدرضا شجاع به خاطر همکاری‌هایشان در آسان کردن امور اجرایی این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

گرانیتوئید سیریز موجب تزریق محلول‌های گرمایی آهن‌دار به درون سنگ‌های آهکی-دولومیتی نفوذپذیر کامبرین، واکنش با آنها و تشکیل کانی‌های مختلف سیلیکات کلسیم و منیزیم‌دار و کانی‌سازی آهن شده است. توده نفوذی گرانیتوئید سیریز از دید سنگ‌شناختی، شامل واحدهای سنگی مانند کوارتزموزنویت، کوارتزسینیت، سینیت و سینوگابرو و ماگمای سازنده آن از نوع کالک آلکالن است. همچنین بیشتر نمونه‌های توده نفوذی سیریز در محدوده متاآلومینوس قرار می‌گیرند. مطالعه سنگ‌نگاری نمونه‌های توده نفوذی سیریز و وجود بافت غربالی و خوردگی حاشیه پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که احتمالاً فرایندهایی مانند هضم و آمیختگی ماگمایی تأثیر زیادی در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها داشته و کانی‌های سنگ‌ساز مطالعه شده روند عادی تبلور را طی نکرده‌اند. همچنین گرانیتوئید سیریز از دید زمین‌شیمیایی در رده گرانیتوئیدهای نوع A با منشأ گوشته‌ای (زیررده A1) قرار می‌گیرد. دگرسانی‌های سریستی، آرژلیک و پروپلیتیک مهم‌ترین دگرسانی‌های دیده شده در توده نفوذی گرانیتوئید سیریز هستند.

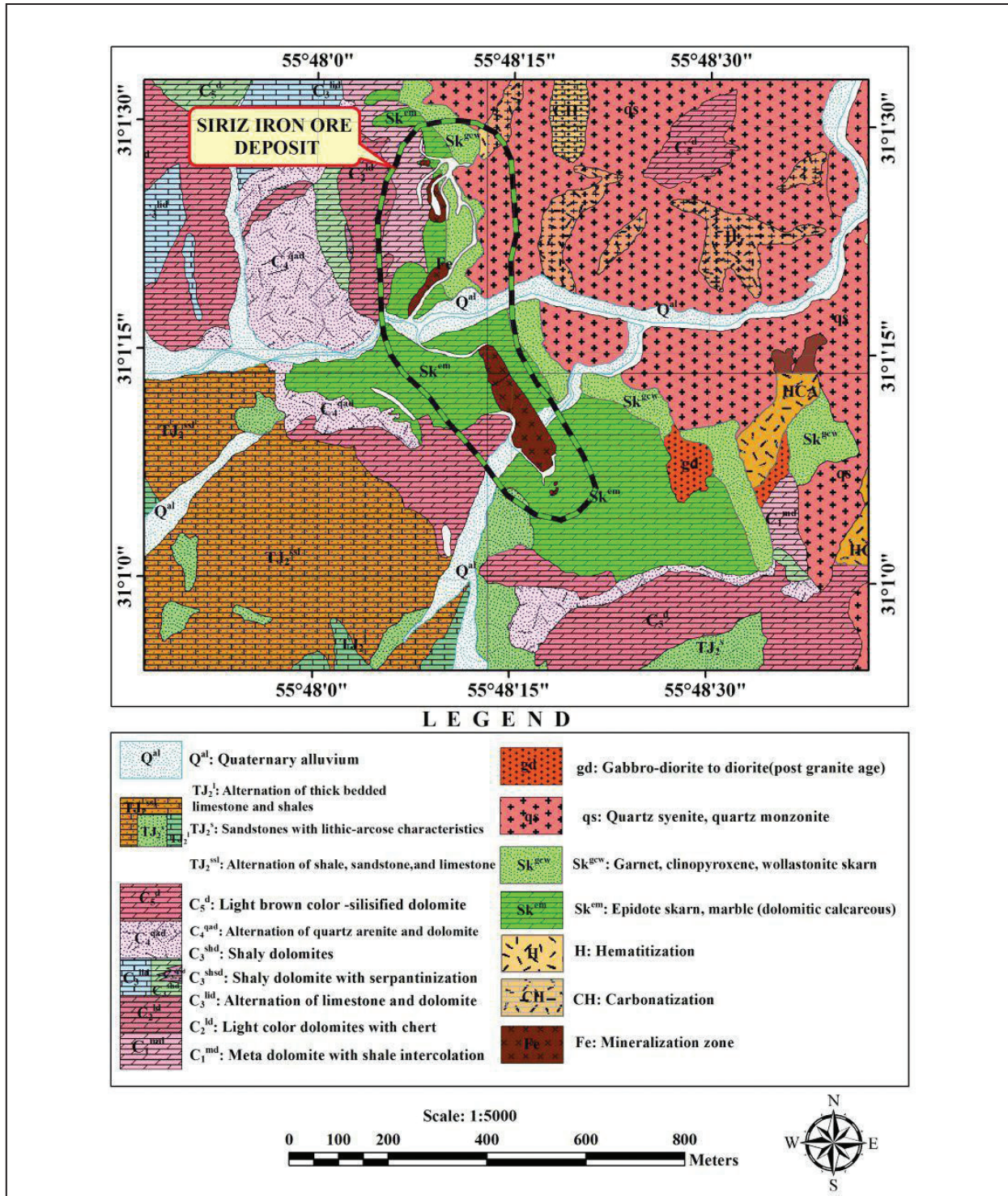
با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی، اسکارن سیریز متشکل از گرانیتوئید سیریز به عنوان موتور گرمایی و منشأ کانی‌سازی، پهنه اسکارنی، کانسنگ آهن مگنتیتی توده‌ای و رگه‌ای، و سنگ آهک‌های دولومیتی دگرگون شده (مرمر) است. با نفوذ توده گرانیتوئید سیریز سنگ‌های میزبان آهکی-دولومیتی سازند کوهبنان دستخوش دگرگونی همبری و مرمرهای بیشتر آهکی با بافت گرانوبلاستیک



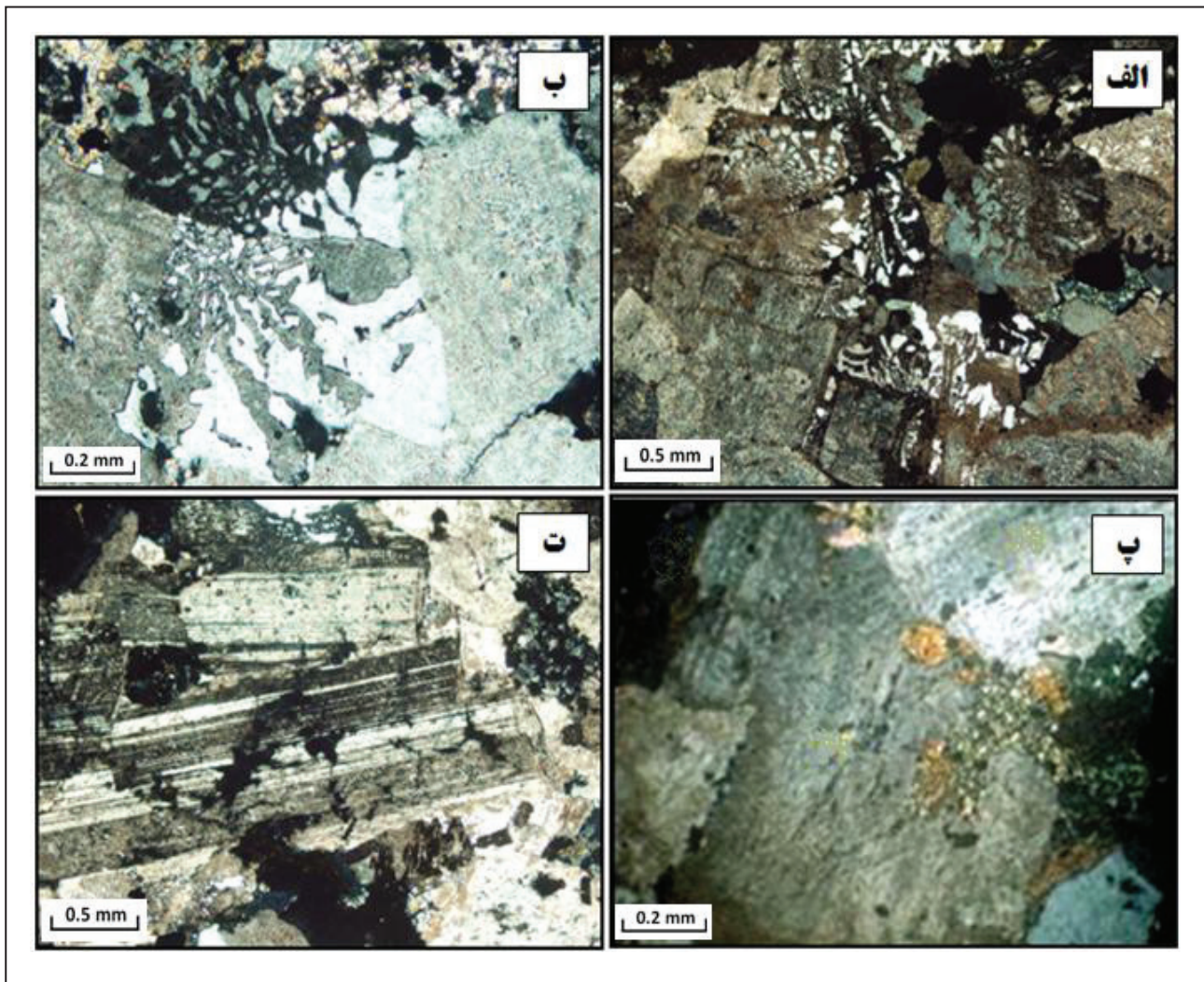
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه ایران مرکزی و ارتباط آن با بلوک‌های زمین‌ساختی و گسل‌های اصلی. گسل نابیند (NBF)، گسل کلمرد (KMF)، گسل زوند (ZRF)، گسل رباط پشت بادام (PBF)، گسل نابین (NNF) و گسل کوهبنان (KBF) (بر گرفته از Ramezani and Tucker, 2003).



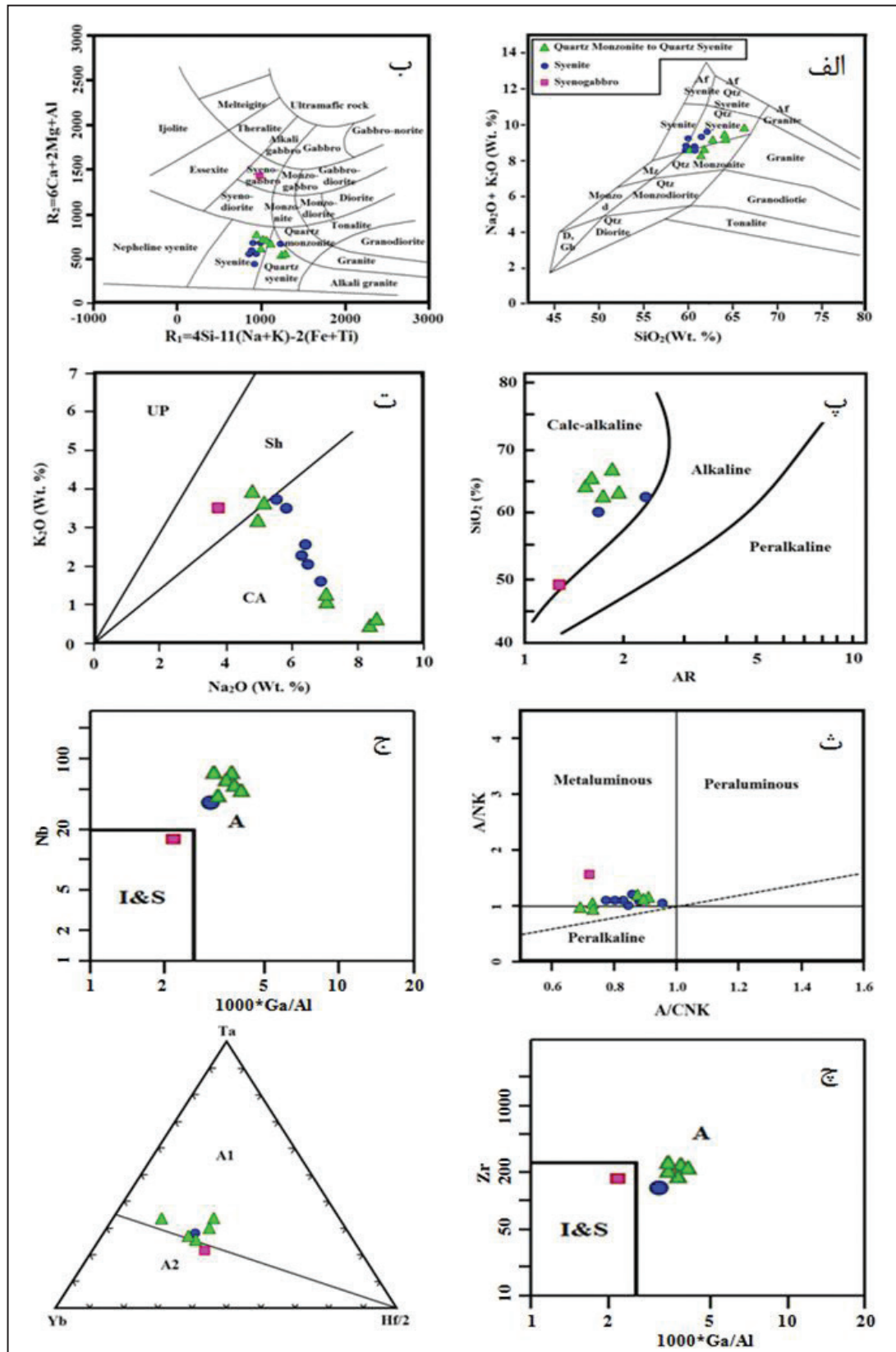
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت کانسار آهن سیریز در آن که توسط مربع مستطیل زرد نمایش داده شده است (بر گرفته از Zia, 2004).



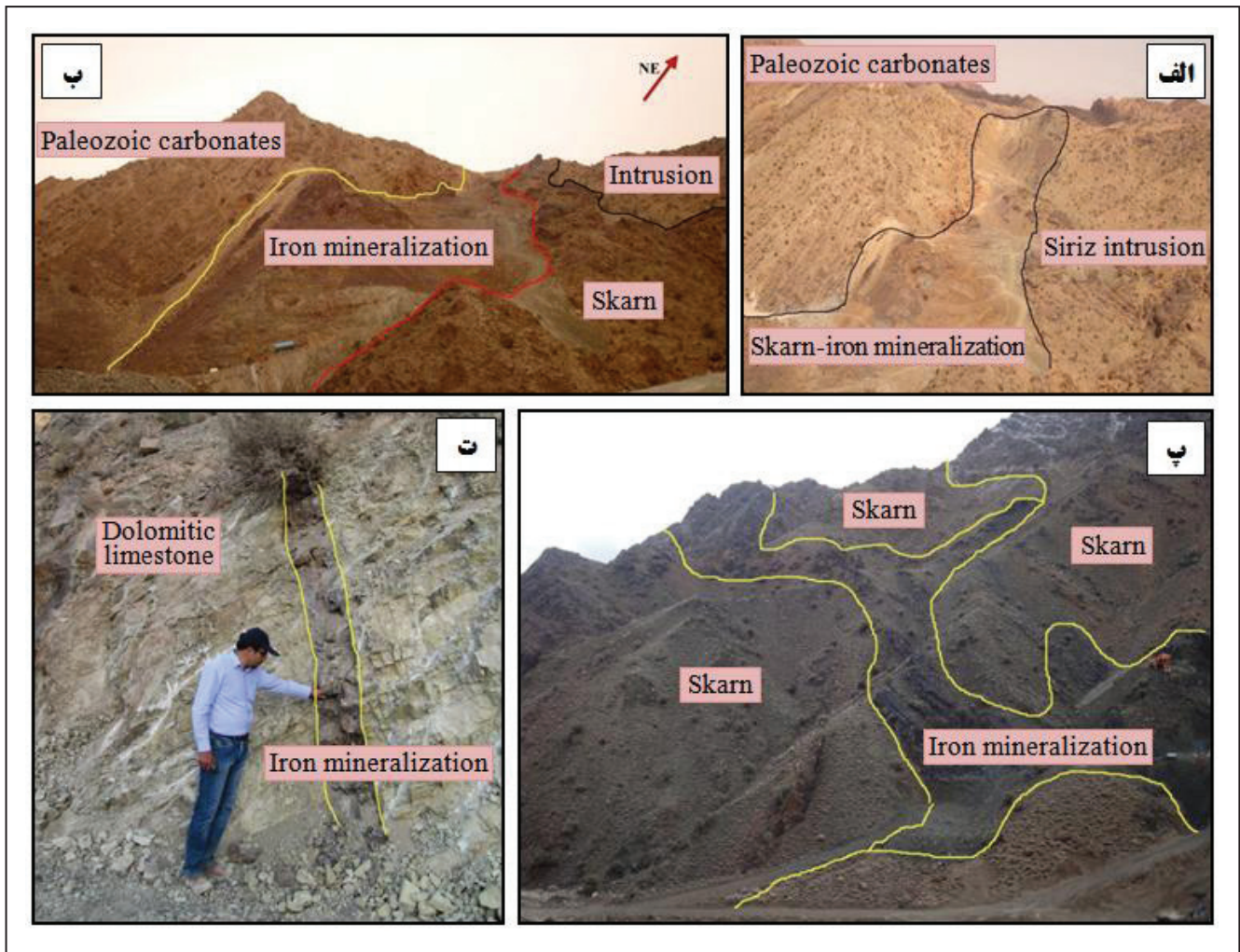
شکل ۳- موقعیت مناطق کانی سازی آهن در کانسار آهن سیریز و واحدهای سنگی و دگرسان رخنمون شده در منطقه مورد مطالعه.



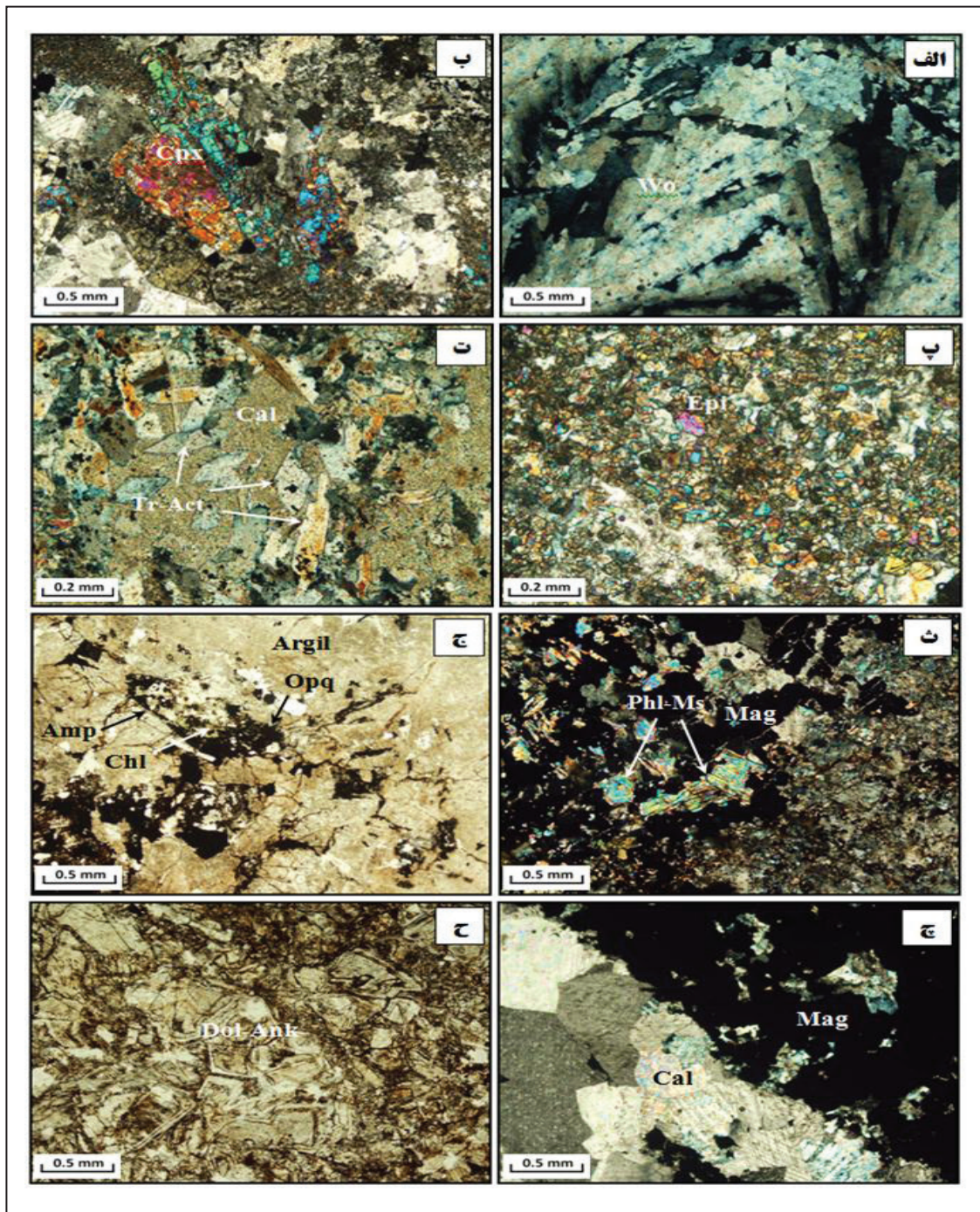
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی کانی‌ها و بافت‌های واحدهای سنگی گرانیتوئید سیریز. الف) بافت گرانوفیر (هم‌رشدی میان کوارتز و فلدسپار قلبایی) در گرانیتوئیدهای سیریز؛ ب) بافت میکروگرافیکی در واحد کوارتز مونزونیت؛ پ) بافت پویی کلیتیگ در واحد کوارتز سینیت؛ ت) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل مکرر در واحد کوارتز مونزونیت. تصاویر در نور عبوری پلاریزه متقاطع تهیه شده‌اند.



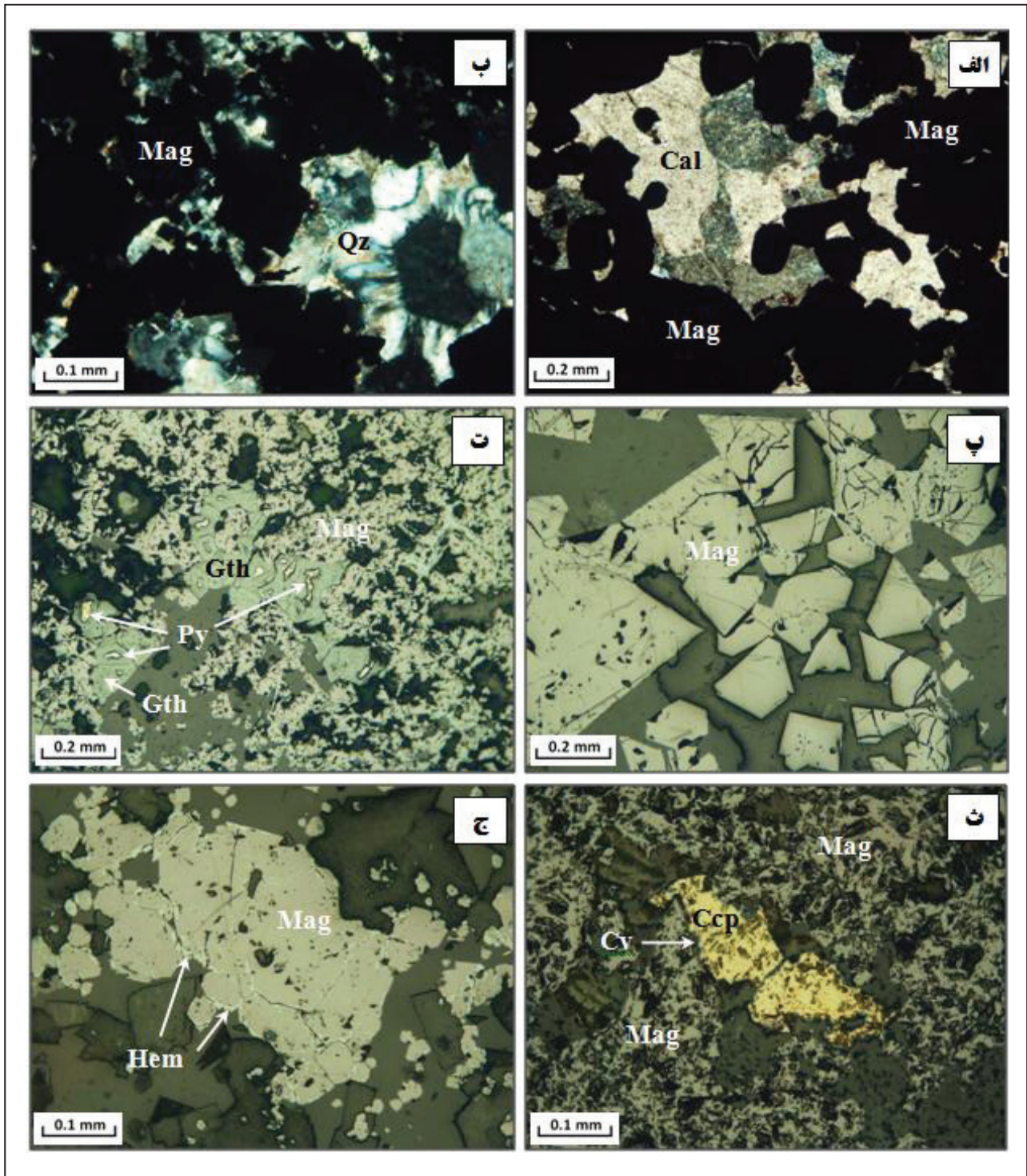
شکل ۵- رده‌بندی و تعیین نوع گرانیتوئید سیریز. الف) نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی منطقه بر پایه روش TAS (Middlemost, 1994)؛ ب) نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی منطقه با استفاده از متغیرهای R1 و R2 که برحسب میلی کاتیون به دست آمده‌اند (Dela Roche et al., 1980)؛ ج) موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید سیریز در نمودار AR-SiO₂ (Wright, 1969)؛ د) موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید سیریز در نمودار Na₂O-K₂O (Rogers et al., 1985)؛ ه) موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید سیریز در نمودار A/NK نسبت مولی A/CNK برابر (Shand, 1943)؛ ج و ز) تعیین نوع گرانیتوئید سیریز با استفاده از نمودارهای پیشنهادی (Whalen et al., 1987)؛ ح) تعیین نوع گرانیتوئید سیریز با استفاده از نمودار پیشنهادی (Eby, 1992). نمونه‌های کوارتز مونزونیت-کوارتزسینیت با مثلث سبز، نمونه‌های سینیت با دایره آبی و نمونه سینوگابرو با مربع صورتی نشان داده شده‌اند. نشانه‌ها در همه شکل‌ها یکسان است.



شکل ۶- نمایی از رخنمون‌های اسکارن در منطقه سیریز. الف) تشکیل اسکارن و کانی‌سازی آهن در همبری گرانیتوئید سیریز و سنگ‌های کربناتی دگرگون شده پالئوزویک؛ ب و پ) کانی‌سازی آهن به شکل توده‌ای نامنظم در سنگ‌های اسکارنی و کربنات‌های دگرگون شده؛ ت) کانی‌سازی رگه‌ای آهن در سنگ‌های کربناتی دگرگون شده.



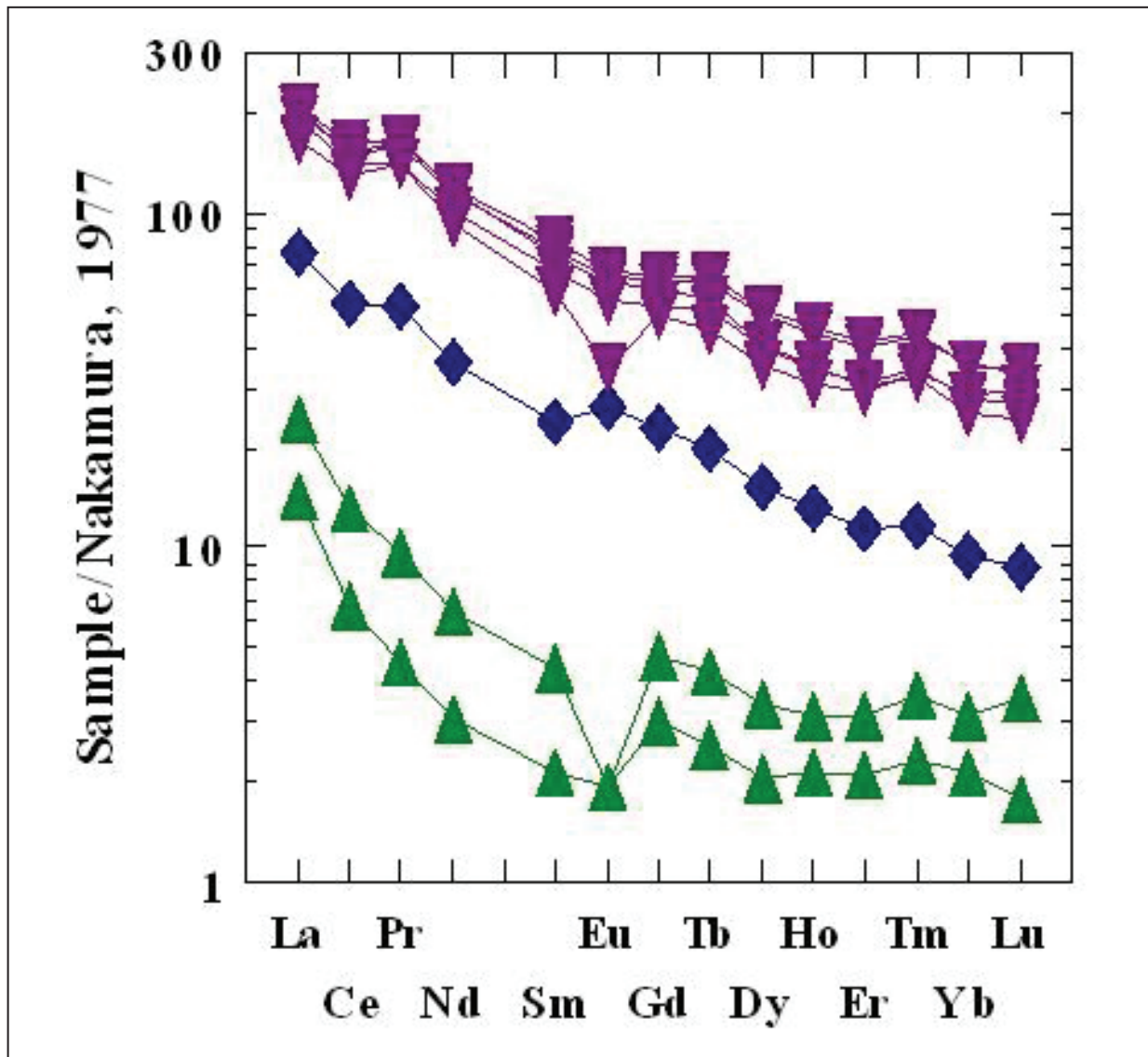
شکل ۷- کانی‌های سازنده پهنه اسکارنی سیریز، الف) ولاستونیت (Wo) با بافت ستونی و رشد شعاعی با بیشینه بیرفرنازنس زرد- نارنجی سری اول و خاموشی تقریباً موازی؛ ب) بلورهای منشوری ستبر کلینوپیروکسن (Cpx) با بیرفرنازنس قوی و زاویه خاموشی بزرگ؛ پ) دگرسانی اپیدوتی قوی (Ep) در سنگ میزبان کانی‌سازی آهن به همراه مقادیر قابل توجه کلسیت؛ ت) تشکیل کانی‌های ترمولیت- اکتینولیت (Tr-Act) در زمینه کلسیت (Cal) ریزدانه؛ ث) تشکیل کانی‌های فلوگوپیت- مسکوویت (Phl-Ms) در پهنه اسکارنی به همراه کانی‌سازی آهن (Mag)؛ ج) دگرسانی آرژیلیک قوی (Argil) در فلدسپارها و تجزیه کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مانند آمفیبول (Amp) به مجموعه کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن) (Opq)، کلریت (Chl) و کلسیت در توده نفوذی سیریز؛ چ) کلسیت بلورین که فراوان‌ترین کانی در سنگ میزبان کانی‌سازی آهن است؛ در مجاورت کانسنگ آهن مگنتیتی؛ ح) تشکیل دولومیت- آنکرت (Dol-Ank) در سنگ آهک‌های دگرگون شده پهنه کانی‌سازی آهن سیریز. تصاویر ج و ح در نور عبوری پلاریزه ساده و دیگر تصاویر که در نور عبوری پلاریزه متقاطع تهیه شده‌اند.



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی کانی‌سازی آهن در منطقه سیریز. الف) بلورهای بدوجه تا بی‌وجه مگنتیت (Mag) به همراه کلسیت (Cal)؛ ب) بلورهای خوش‌وجه تا بی‌وجه مگنتیت به همراه کوآرتز (Qz)؛ پ) کانسنگ پر عیار آهن دارای بلورهای خوش‌وجه تا بدوجه مگنتیت بدون آثار اکسایش؛ ت) کانسنگ آهن دارای مگنتیت ریزدانه به همراه پیریت که به گوتیت (Gth) تبدیل شده است و بقایای آن هنوز دیده می‌شود؛ ث) همراهی کالکوپیریت (Ccp) و مگنتیت در کانسنگ آهن سیریز. کالکوپیریت از حاشیه به کولیت (Cv) دگرسان شده است؛ ج) اکسایش مگنتیت از حاشیه بلورها و تبدیل آن به هماتیت به رنگ سفید متمایل به آبی (Hem). تصاویر الف و ب در نور عبوری پلاریزه متقاطع و تصاویر پ تا ج در نور بازتابی پلاریزه ساده تهیه شده‌اند.

Minerals	Mineralization stages		
	Progressive	Retrograde	Supergene
Pyroxene	██████████		
Garnet	██████████		
Wollastonite	██████████		
Calcite	██████	██████████
Dolomite	██████	██████████	
Epidote		██████████	
Tremolite- Actinolite		██████████	
Biotite		██████████	
Phlogopite		██████████	
Muscovite (sericite)		██████████	
Chlorite		██████████	
Talc		██████████	
Clay minerals		██████████
Quartz	██████████	██████████
Magnetite	██████████	
Pyrite	██████████	
Chalcopyrite	██████████	
Galena		
Chalcocite			██████████
Covelite			██████████
Hematite			██████████
Goethite			██████████

شکل ۹ - توالی پاراژنزی کانی سازی آهن در منطقه سیریز.



شکل ۱۰- الگوی به‌هنجار شده عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های کانسنگ آهن و توده نفوذی سیریز نسبت به کندریت (Nakamura, 1974). نمونه‌های کوارتزموزنونیت- کوارتزسینیت با مثلث سرخ رنگ، نمونه سینوگابرو با لوزی آبی رنگ و نمونه‌های کانسنگ آهن با مثلث سبز رنگ نشان داده شده‌اند.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منتخب توده نفوذی گرانیتوئید و کانسنگ آهن سیریز برای اکسیدهای اصلی به روش فلئورسانس پرتو ایکس (XRF).

Elements (wt%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	L.O.I	Total
Siriz granitoid samples													
SI-042	64.10	1.12	14.45	3.62	0.05	2.57	3.29	8.23	1.23	0.50	---	1.81	99.97
SI-056	60.77	1.33	15.02	7.21	0.06	0.57	2.52	7.38	1.43	0.64	---	2.92	99.85
SI-058	60.45	1.19	14.50	7.18	0.09	2.17	2.78	6.73	1.87	0.59	---	2.34	99.89
SI-073	60.01	1.32	14.88	7.85	0.06	0.84	2.10	5.54	3.71	0.62	---	2.94	99.87
SI-074	60.17	1.34	14.82	9.00	0.16	1.91	2.58	5.13	3.50	0.62	---	1.70	99.93
SI-076	61.53	1.25	14.47	8.29	0.10	1.49	1.82	6.74	2.61	0.55	---	1.07	99.92
SI-078	59.88	1.32	14.74	7.72	0.09	1.21	3.10	6.57	2.25	0.61	---	2.41	99.90
SI-079	59.96	1.25	14.52	7.54	0.07	1.51	2.84	4.17	4.55	0.55	---	2.77	99.73
SI-004	61.40	1.01	13.66	9.63	0.19	1.09	2.18	5.02	3.25	0.46	0.15	1.92	99.96
SI-038	64.19	0.99	13.81	6.19	0.08	1.61	3.25	7.27	1.96	0.41	0.06	1.13	99.95
SI-049	48.78	1.61	14.78	8.02	0.17	9.86	6.11	3.51	3.37	0.25	0.04	3.35	99.85
SI-055	62.83	1.21	14.35	4.25	0.07	1.93	3.08	7.42	1.69	0.59	0.02	3.43	99.87
SI-060	66.14	0.66	14.62	3.48	0.09	0.96	2.55	8.41	1.37	0.05	0.02	2.68	100.03
SI-075	62.12	1.24	14.87	8.49	0.07	0.95	0.97	6.07	3.53	0.57	0.04	1.03	99.95
SI-111	61.75	0.99	13.60	9.49	0.21	1.65	1.81	4.86	3.76	0.34	0.11	1.39	99.96
Siriz iron ore samples													
SI-048	4.00	---	1.11	86.14	0.15	<0.1	6.32	0.75	0.84	0.03	---	0.34	99.68
SI-051	3.51	---	4.48	83.81	0.18	<0.1	3.31	0.25	0.30	0.14	---	3.06	99.04
SI-053	2.50	---	3.01	87.41	0.14	<0.1	3.18	0.20	0.30	0.06	---	2.66	99.46
SI-054	3.27	---	2.57	87.33	0.15	<0.1	3.89	0.11	0.27	0.03	---	2.26	99.88
SI-059	16.69	---	0.71	72.10	0.16	2.80	1.83	0.32	0.45	0.05	---	4.43	99.54
SI-064	3.78	---	0.32	87.68	0.14	<0.1	5.50	0.29	0.42	0.01	---	1.14	99.28
SI-082	4.25	---	2.07	83.02	0.30	0.77	6.45	0.20	0.34	0.07	---	2.34	99.81
SI-086	3.31	<0.1	0.82	92.83	0.10	<0.1	1.58	0.10	0.19	0.01	---	0.33	99.27
SI-087	9.82	<0.1	1.63	80.88	0.05	<0.1	3.95	0.45	0.54	0.01	---	2.23	99.56
SI-100	6.82	<0.1	1.60	83.42	0.15	1.32	2.50	0.24	0.32	0.01	---	2.15	98.53
SI-114	12.36	<0.1	3.86	72.78	0.09	2.36	2.18	1.21	1.92	0.03	---	2.46	99.25
SI-117	13.78	<0.1	0.85	72.89	0.28	<0.1	5.40	0.81	1.02	0.10	---	4.38	99.51
SI-101	11.05	0.13	1.72	73.32	0.19	3.93	2.65	0.11	1.10	0.04	5.41	0.29	99.94
SI-102	4.62	0.28	0.48	85.35	0.17	0.52	3.09	0.05	0.08	0.03	4.56	0.68	99.91
L.O.I. = Loss-on-ignition; *Fe ₂ O ₃ = as Fe total													

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منتخب توده نفوذی گرانیتوئید و کانسنگ آهن سیریز برای عناصر جزئی و خاکی کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی با پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS).

Elements (ppm)	Cu	Pb	Zn	Ag	As	Ba	Rb	Sr	Cr	V	Ni	Co	Zr	Nb
Siriz granitoid samples														
SI-004	13.0	77.4	350	0.88	4.4	562	55.6	273	35	16	5	5.4	236	52.5
SI-038	12.0	14.9	134	0.94	3.8	461	21.1	345	14	19	5	3.7	177	57.2
SI-049	10.9	57.2	175	0.26	5.3	737	77.4	666	269	170	119	11.9	173	16.1
SI-055	10.4	55.1	175	0.79	2.3	262	22.3	153	8	31	6	4.5	195	48.9
SI-060	18.5	16.5	152	1.10	4.0	124	15.6	129	4	10	8	3.6	249	73.2
SI-075	13.2	29.4	152	0.74	5.5	695	69.0	157	<2	23	4	5.3	138	46.2
SI-111	17.8	102	267	0.91	6.8	458	50.1	314	4	11	4	3.7	228	56.2
Siriz iron ore samples														
SI-048	6	220	356	0.59	---	---	---	---	10	274	18	24	---	---
SI-051	4	84	127	0.51	---	---	---	---	21	200	31	18	---	---
SI-053	56	64	118	0.43	---	---	---	---	17	153	31	16	---	---
SI-054	11	84	134	0.43	---	---	---	---	11	225	27	21	---	---
SI-059	2	96	188	0.43	---	---	---	---	3	171	45	13	---	---
SI-064	1	165	305	0.26	---	---	---	---	4	219	44	26	---	---
SI-082	4	94	166	0.56	---	---	---	---	1	273	24	23	---	---
SI-086	13	136	247	0.62	---	---	---	---	2	66	12	21	---	---
SI-087	14	111	153	0.55	---	---	---	---	6	127	16	18	---	---
SI-100	17	114	313	0.49	---	---	---	---	6	192	26	26	---	---
SI-114	67	145	346	0.51	---	---	---	---	18	83	31	43	---	---
SI-117	4	630	584	0.64	---	---	---	---	5	156	12	14	---	---
SI-101	333.1	128	244	0.29	93.4	156	62.8	22.2	2	163	58	35.5	14	3.5
SI-102	156.8	8.3	109	0.21	11.5	25.6	6.3	17.5	<2	187	33	31.5	8	1.0
Elements (ppm)														
	Y	Cs	Hf	Th	Ta	Ga	U							
Siriz granitoid samples														
SI-004	71.2	0.5	9.31	16.8	4.20	28.2	2.59							
SI-038	73.9	0.2	4.21	18.2	4.71	27.3	2.23							
SI-049	24.8	1.8	3.07	2.7	0.99	17.0	1.25							
SI-055	57.0	0.5	8.39	15.0	3.95	25.9	2.83							
SI-060	54.9	0.4	10.2	23.9	5.68	26.2	2.75							
SI-075	56.6	0.5	7.31	15.6	3.68	25.6	2.52							
SI-111	76.5	0.3	8.32	16.2	4.39	28.8	2.45							
Siriz iron ore samples														
SI-101	5.17	0.6	0.5	1.4	0.14	12.2	0.51							
SI-102	7.21	0.2	0.35	2.2	0.02	21.4	0.46							

ادامه جدول ۲

REEs (ppm)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Siriz granitoid samples														
SI-004	67.4	130	17.9	71.8	15.8	4.98	17.4	2.91	16.9	3.06	8.90	1.28	7.65	1.14
SI-038	54.8	121	17.3	71.4	16.0	4.85	16.1	2.94	17.1	3.12	9.00	1.30	7.63	1.13
SI-049	25.4	46.6	5.9	22.7	4.9	2.03	6.3	0.94	5.2	0.92	2.57	0.35	2.10	0.30
SI-055	69.0	141	18.7	73.7	15.2	4.76	16.3	2.57	14.0	2.44	6.83	0.97	5.61	0.82
SI-060	62.8	121	15.7	59.1	11.9	2.64	13.6	2.10	12.1	2.16	6.56	1.00	6.31	1.01
SI-075	54.7	113	15.6	64.0	13.8	4.24	14.7	2.43	13.6	2.40	7.01	1.04	6.17	0.92
SI-111	67.2	132	18.3	74.6	16.7	5.22	17.7	3.07	17.6	3.19	9.28	1.32	7.78	1.18
Siriz iron ore samples														
SI-101	4.7	5.7	0.5	2.0	0.4	0.15	0.8	0.12	0.7	0.15	0.47	0.07	0.47	0.06
SI-102	8.1	11.3	1.1	4.0	0.9	0.15	1.3	0.20	1.2	0.22	0.71	0.11	0.69	0.12

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- آهنکوب، م.، جهانگیری، ا. و موید، م.، ۱۳۹۲- سنگ‌زایی و ژئوشیمی توده گرانیتی نوع A میشو، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۱، شماره ۱، ص. ۳۱ تا ۴۲.
- امینی، ص.، روان‌خواه، ع. و موید، م.، ۱۳۸۷- سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی توده‌های آذرین دیوان داغی- قره گوز شمال مرند (آذربایجان شرقی)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۱۶، شماره ۲، ص. ۲۴۹ تا ۲۶۴.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۹- پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین جنوب بهاباد (باقق، ایران مرکزی): شاهدهی بر کافت‌زایی، فصلنامه پترولوژی، دانشگاه اصفهان، سال اول، شماره ۴، ص. ۴۵ تا ۶۴.
- سلطانی‌نژاد، ع.، ۱۳۹۰- مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آذرین کواترنر شمال سیریز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنند، ۱۶۰ ص.
- شیانیان بروجنی، ن.، داودیان دهکردی، ع. و پناه‌دار، ف.، ۱۳۹۱- ژئوشیمی توده گرانیتی‌ی قره بلطاق، بویین‌میان‌دشت (جنوب شرق الیگودرز)، فصلنامه پترولوژی، دانشگاه اصفهان، سال سوم، شماره ۱۱، ص. ۵۹ تا ۷۶.
- قاسمی، ح. و خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۹۱- گرانیتیوید نوع A تویه دروار، جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۱، ص. ۳ تا ۲۴.
- کریم‌پور، م. ح.، ملک‌زاده، آ. و حیدریان، م. ر.، ۱۳۸۴- اکتشاف ذخایر معدنی ایران، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۳۲ ص.
- منصوری اصفهانی، م.، ۱۳۷۹- پتروژنز توده گرانیتیویدی حسن رباط، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، جلد سیزدهم، شماره ۱، ص. ۳۷ تا ۵۸.
- موید، م. و حسین‌زاده، ق.، ۱۳۹۰- سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی گرانیتیویدهای A-type شرق کوه‌های میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۱۹، شماره ۳، ص. ۵۲۹ تا ۵۴۴.

References

- Barker, D. S., 1995- Crystallization and alteration of quartz monzonite, Iron Spring mining district, Utah; relation to associated iron deposits. *Economic Geology* 90, 2197-2217.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. and Kurz, M., 1998- Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet Scientific Letters* 154, 153-166.
- Bonin, J., 2007- A-type granites and related rocks: Evolution of a concepts and prospects. *Lithos* 97, 1-29.
- Bookstrom, A. A., 1977- The magnetite deposit of El Romeral, Chile. *Economic Geology* 72, 1101-1130.
- 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, 190-204.
- Davoudian, A. R., Hamedani A., Shabaniyan, N. and Mackizadeh, M. A., 2007- Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 184, 117-129.

- Dela Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses, its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology* 29,183-210.
- Eby, G. N., 1992- Chemical subdivision of the A-type granitoides: petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20, 641-644.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981- Skarn Deposits. *Economic Geology* 75, 317-391.
- Frietsch, R., 1978- On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. *Economic Geology* 73, 478-85.
- Henderson, P., 1984- Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 499 pp.
- Khanalizadeh, A., Ghasemi, H., Sadeghian, A. and Abedi, A., 2006- Geochemical investigation on quartz monzonite pluton of Tuye-darvar in eastern Alborz structural zone, Damghan, north-east of Iran. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 70 (18), 316.
- Mansouri Esfahani, M., Khalili, M., Kochhar, N. and Gupta, L. N., 2010- A-type granite of the Hasan Robot area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 207-218.
- Marschik, R. and Fontbote, L., 2001- The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn -Ag) deposits, Chile. *Economic Geology* 96, 1799-1826.
- Mason, B. H. and Moore, C. B., 1982- Principles of Geochemistry. John Wiley, New York, 344 pp.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. *Erath Science Reviews* 37, 215-224.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in arbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica acta* 38, 757-775.
- Nyström, J. O. and Henriquez, F., 1994- Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology* 89, 820-839.
- Ramdhor, P., 1980- The ore minerals and their intergrowth. Pergamon Press, 1267 pp.
- 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, 622-665.
- Rogers, G., Saunders, A. D., Terrell, D. J., Verma, S. P. and Marriner, G. F., 1985- Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature* 315, 389-392.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 384 pp.
- Shabaniyan Boroujeni, N., Khalili, M., Davoudian, A. R. and Mohajjel, M., 2009- Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 185, 233-248.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorite. John Wiley and Sons, New York, 444 pp.
- Shelly, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, 256 pp.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.
- Wright, J. B., 1969- A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine* 106, 370-384.
- Zia, H., 2004- Geological map of the Siriz (Basab) area, 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.

Mineralogy and geochemistry of Siriz iron deposit (northwest of Zarand, Kerman province)

S. J. Moghaddasi^{1*}, J. Yazdi² and T. Namdar Mohammadi²

¹Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

²M.Sc. Student, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 2015 June 30

Accepted: 2016 March 07

Abstract

Siriz iron deposit is located in Central Iran structural zone, 75 km northwest of Zarand, Kerman Province. Iron mineralization occurred mainly as irregular ore bodies, lenses and veins in Paleozoic metamorphosed dolomitic limestone known as Kuhbanan Formation and the skarn units at the contacts of Siriz granitoid pluton. The Siriz iron deposit shows a simple mineralogical composition including magnetite, pyrite, chalcopyrite, hematite and iron hydroxides. The Siriz granitoid pluton is composed of quartz syenite, quartz monzonite, syenite and syenogabbro, with a calc-alkaline origin. Based on geochemical studies and classification, this pluton shows A-type characteristics with A1 subclass, originated from a mantle source. The Siriz skarn mineralization system consists of Siriz granitoid pluton as heat and mineralization source, skarn zone, massive magnetite iron ore lenses and veins, and metamorphosed dolomitic limestone (marble). An advance contact metamorphism between Siriz pluton and the dolomitic limestone of Kuhbanan Formation originated a calcic marble with granoblastic texture with garnet-wollastonite-marble (calcite) assemblage in limestone and garnet-clinopyroxene-phlogopite assemblage in dolomitic limestone. The Ca(-Mg) silicate minerals formed at this stage are mainly anhydrous and are not associated with iron mineralization. The peripheral high temperature magmatic-hydrothermal system changed to lower temperature system during the progressive cooling of the Siriz granitoid pluton. This stage was recognized by formation of epidote, tremolite-actinolite, biotite, muscovite, chlorite, talc, calcite and quartz mineral assemblage in the Siriz iron deposit skarn unit. The association of iron mineralization and the late retrograde mineral assemblages, suggests that the iron mineralization is probably related to the fluid mixing with cooler meteoric water and decline in ore fluid temperature.

Keywords: Iron deposit, Skarn mineralization, Geochemistry, Magnetite, Siriz granitoid, Zarand.

For Persian Version see pages 99 to 116

*Corresponding author: S. J. Moghaddasi; E-mail: sjmoghad@pnu.ac.ir