سال بیست و یکم، شمارهٔ ۲، تابستان ۹۲، از صفحهٔ ۲۰۱ تا ۲۱۴

بررسی زمین‌شناسی اقتصادی - کانی‌زائی آهن در آهک‌های پرمین منطقه‌ی سوغانچی میاندوآب

سمیه مهرخو[1*]، قادر حسین‌زاده[2]، بهزاد حاج‌علیلو[3]

۱- دانشگاه پیام نور ارومیه

۲- دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی

۳- دانشگاه پیام نور تبریز، دانشکده علوم پایه

(دریافت مقاله: ۹۰/۸/۲۴، نسخه نهایی: ۹۱/۱/۲۵)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در روستای سوغانچی در شرق شهرستان میاندوآب-شمال غرب ایران واقع شده است. توده‌ی نفوذی سوغانچی به شکل استوک به سن الیگوسن مطابق با فاز کوهزایی پیرنه در واحدهای آهکی پرمین نفوذ کرده است از نظر سنگ‌نگاری، توده حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، الیوین، هورنبلند و فلدسپار قلیایی و از نوع گابرو-دیوریت، مونزوگابرو تا مونزونیت بوده است. ماگمای این توده سرشت آهکی-قلیایی (با پتاسیم بالا) تا شوشونیتی و ویژگی شبه تابان داشته و از نظر موقعیت زمین-ساختی معادل بازالت‌های قوس قاره‌ای است. نفوذ توده بین واحدهای آهکی پرمین، تبلور مجدد و اسکارنی شدن با درجات مختلف در این زون ایجاد کرده است. اسکارن سوغانچی از نوع کلسیک بوده و در آن کانی‌های آهکی-سیلیکاتی بی‌آب و نیز آب‌دار حاصل از دگرسانی پسرونده و به همراه مقادیری کلسیت و کوارتز حضور دارند. کانی‌زائی مهم منطقه شامل مگنتیت و هماتیت است. بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی نشان داد که مرحله‌ی پیشرونده‌ی اسکارنی شدن بین ۶۵۰-۴۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و مرحله‌ی پسرونده اولیه در دمای کمتر از ۴۵۰-۴۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: *شبه تابان؛ اسکارن کلسیک؛ آهکی-سیلیکاتی؛ دگرنهادی؛ متاسوماتیسم پیشرونده؛ پسرونده؛ قرقچی*

مقدمه

کانسارهای اسکارنی، یکی از منابع اصلی فلزات پایه از جمله مس، آهن، سرب و روی هستند که در برخوردگاه واحدهای کربناتی با توده‌های آذرین حدواسط تا اسیدی تشکیل می-شوند. دگرگونی و سپس دگرنهادی حاصل از گرمای توده‌ی نفوذی و گرمابی‌های حاصل از این توده، سبب ایجاد زمینه‌ی مناسب برای کانی‌سازی سولفیدی و اکسیدی در این سنگ‌ها می‌شود. عیار کانسارهای اسکارنی معمولاً بالا بوده و فلزات فرعی و گران‌بها نیز می‌تواند در این نوع کانسارها حضور داشته باشند.

منطقه‌ی مورد بررسی با وسعتی حدود ۳۶ کیلومتر مربع بین طول‌های '۳۰ °۴۶ تا '۳۵ °۴۶ شرقی و عرض‌های '۵۷ °۳۶ تا '۰۰ °۳۷ شمالی، در شرق شهرستان میاندوآب و شمال شهرستان شاهین‌دژ، در استان آذربایجان‌غربی قرار گرفته است.

با توجه به قرار گرفتن گستره‌ی مورد بررسی در موقعیت استراتژیک اتوبان میاندوآب- شاهین دژ- زنجان و نیز احداث و گسترش کارخانجات متعدد فولاد و سیمان در منطقه، مانند کارخانجات فولاد ملکان، بناب، تبریز، تیکمه‌داش و میانه، کارخانجات سیمان ارومیه و سردار و غیره، در آینده‌ای نه

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۹۳۹۵۹۳۵، پست الکترونیکی: Mehrkho5935@yahoo.com

Archive of SID

www.SID.ir

چندان دور تقاضای فزاینده‌ای به ذخایر آهن نزدیک به بازار مصرف در این منطقه بوجود خواهد آمد که بررسی علمی و اصولی ذخایری از قبیل کانی‌سازی آهن سوغانچی می‌تواند بسیار مفید باشد.

بررسی سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی توده‌ی نفوذی قرقچی و سوغانچی در قالب پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد سنگ‌شناسی (هادی، ۱۳۷۸) و بررسی زمین شناسی اقتصادی منطقه توسط نگارندگان در سال ۱۳۸۹ انجام شده است. در این پژوهش سعی بر آن داریم که چگونگی تشکیل زون‌های اسکارنی، چگونگی واکنش‌های تبدیل کانی‌های آهکی‌سیلیکاتی به یکدیگر، چگونگی کانی‌سازی، منطقه‌بندی ترکیبی و کانی-شناسی در اسکارن سوغانچی و نیز ارتباط این اسکارن‌ها با کانی‌سازی نسبتاً گسترده‌ی آهن در افق‌هایی از واحدهای آهکی پرمین منطقه مورد بررسی قرار گیرد.

روش بررسی

پس از جمع‌آوری و بررسی اطلاعات، گزارش‌ها و نقشه‌های مربوط به منطقه، بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی صورت پذیرفت. از نمونه‌های برداشت شده در طول عملیات صحرائی، تعداد ۵۳ نمونه‌ی سنگی برای تهیه‌ی مقاطع نازک سنگ-شناسی و ۹ نمونه برای تهیه‌ی مقاطع صیقلی انتخاب شدند. کلیه مراحل مربوط به آماده‌سازی نمونه‌های میکروسکوپی در گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور مرکز تبریز و تهیه مقاطع صیقلی در دانشگاه تبریز صورت گرفت. بررسی میکروسکوپی نمونه‌های یادشده با میکروسکوپ پژووهشی عبوری-بازتابی OLYMPUS آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور صورت گرفت.

پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری مقاطع نازک، ۴ نمونه از نمونه‌های دگرسان نشده توده‌ی نفوذی، برای آنالیز به شرکت کانساران بینالود ارسال شدند که نتایج آن در ادامه آمده‌اند (جدول۱). ترسیم انواع نمودارهای سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی با استفاده از نرم‌افزارهای Freehand, Igpet و GCDkit به منظور تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی و... منطقه‌ی مورد بررسی صورت پذیرفته است. لازم به یادآوری است که از نتایج ۱۳ آنالیز XRF از توده‌ی نفوذی سوغانچی [۱] نیز در تعبیر و تفسیرها استفاده شده است (جدول۱).

جدول۱ نتایج آنالیز XRF نمونه‌های توده‌ی نفوذی.

Sample	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	MgO	TiO_2	MnO	P_2O_5
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
۲۹	۶۰٫۹۳	۱۷٫۵	۳٫۲۳	۳٫۱۱	۴٫۷۱۹	۵٫۶۲	۱٫۵۳۲	۰٫۵۴۷	۰٫۰۷۲	۰٫۳۱۵
۷۵	۵۸٫۸۶	۱۶٫۱	۶٫۲۲	۵٫۱۳	۳٫۹۹۹	۳٫۵۷	۳٫۴۳	۰٫۶۲۴	۰٫۱۲۷	۰٫۳۶۳
۷۶	۵۵٫۶۶	۱۶٫۲۷	۶٫۹۵	۵٫۶	۳٫۸۸۴	۴٫۱۶	۳٫۲۵۵	۰٫۷۸۸	۰٫۱۳۲	۰٫۵۱۳
۱۲	۶۸٫۴۳	۱۶٫۳۳	۳٫۲۴	۳٫۲۲	۳٫۹۴۴	۳٫۴۸	۰٫۳۴۸	۰٫۵۶۹	۰٫۰۶۹	۰٫۱۷۷
۷۱	۵۸٫۳۱	۱۶٫۰۶	۶٫۸۴	۶٫۳۳	۳٫۸۱۶	۳٫۴۶	۳٫۶۳۱	۰٫۷۳۱	۰٫۱۳۶	۰٫۳۲۷
۷۰	۵۰٫۵۲	۱۳٫۴۸	۵٫۵۴	۱۲٫۳۳	۲٫۵۱۱	۴٫۰۷	۲٫۹۹۴	۰٫۷۶۶	۰٫۱۰۱	۰٫۱۸۷
۲۲	۵۵٫۹۹	۱۴٫۱۵	۷٫۷۱	۶٫۹	۳٫۲۱	۲٫۹۵	۵٫۵۸۹	۰٫۶۹۴	۰٫۱۴۲	۰٫۲۶۹
۸۰	۶۵٫۷۲	۱۵٫۹۹	۶٫۳۳	۴٫۳۹	۳٫۷۵۷	۴٫۷۹	۳٫۲۳۳	۰٫۷۴۹	۰٫۱۰۹	۰٫۵۳۱
۵۲	۵۷٫۲۹	۱۷٫۱۳	۵٫۲۸	۴٫۳۸	۴٫۰۶	۴٫۹۴	۳٫۲۷۷	۰٫۷۳۲	۰٫۰۸۸	۰٫۵۳۲
۴۳	۵۷٫۸۸	۱۷٫۵۵	۳٫۷۴	۳٫۶	۴٫۱۸۲	۵٫۷۸	۳٫۱۵۱	۰٫۸۵	۰٫۰۷۶	۰٫۴۶۵
۵۹	۵۲٫۴۲	۱۶٫۶۱	۹٫۶۶	۸٫۶۴	۳٫۲۸۲	۲٫۹۳	۴٫۱۴	۰٫۹۸۱	۰٫۱۸۵	۰٫۳۱۴
۶۱	۵۷٫۶۶	۱۶٫۳۱	۵٫۵۵	۴٫۹	۳٫۵۳۴	۴٫۹۲	۳٫۰۵۳	۰٫۸۰۱	۰٫۱۰۱	۰٫۵۰۴
۵۴	۵۲٫۱۵	۱۴٫۳۱	۹٫۳۳	۸٫۱۵	۳٫۵۲۷	۱٫۹۲	۶٫۶۶	۰٫۹۲۹	۰٫۱۴۸	۰٫۳۲۷
۱۳M-	۵۵٫۶۶	۱۵٫۹۶	۸٫۶۲	۶٫۵۰	۳٫۴۷	۳٫۴۶	۳٫۶۳	۰٫۷۸۹	۰٫۱۳۸	۰٫۳۶۹
۳۴M-	۵۶٫۸۸	۱۴٫۸۶	۷٫۶۵	۵٫۷۹	۳٫۵۴	۴٫۱۹	۴٫۲۷	۰٫۷۵۵	۰٫۱۲۹	۰٫۳۵۷
۳۵M-	۵۴٫۶۵	۱۴٫۸۶	۸٫۰۵	۶٫۷۹	۳٫۴۳	۴٫۰۱	۴٫۶۸	۰٫۷۶۳	۰٫۱۲۷	۰٫۳۶۵
۴۰M-	۵۸٫۱۱	۱۶٫۱۱	۷٫۱۷	۷٫۴۸	۳٫۶۴	۳٫۴۰	۳٫۳۹	۰٫۶۷۹	۰٫۱۱۶	۰٫۲۷۷

Archive of SID

www.SID.ir

ادامه جدول۱ نتایج آنالیز XRF نمونه‌های توده نفوذی.

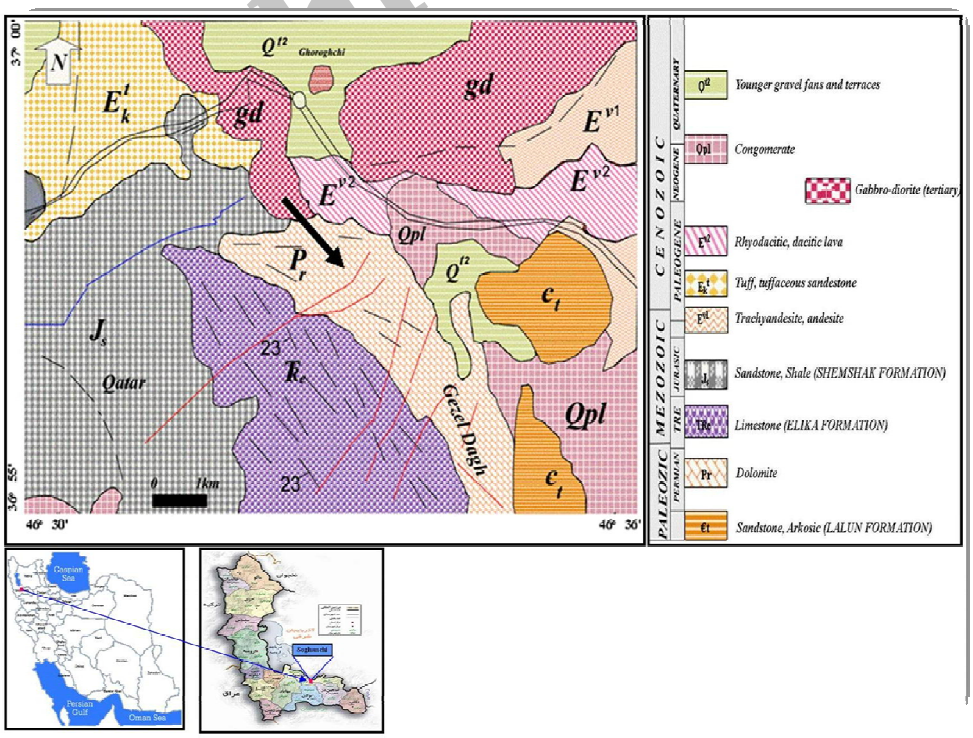
Sample	V	Ce	Hf	Co	Zr	S	Nb	Y	Rb	Th	U	F	Cl
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
۲۹	۷۰	۴۰	۶	۱۶	۲۹۳	۷۹	۲۴	۱۷	۱۹۱	۱۷	۷	۲۱۲	۲۷۴
۷۵	۱۳۲	۳۰	۴	۲۳	۲۰۲	۹	۱۳	۲۰	۹۳	۷	۰	۵۴۶	۵۶۷
۷۶	۱۶۲	۲۶	۵	۲۵	۲۱۰	۶۵	۲۲	۲۰	۱۱۱	۱۰	۶	۷۶۹	۴۹۰
۱۲	۷۵	۱۸	۵	۹	۱۷۶	۴۰	۱۷	۲۹	۹۰	۱۰	۳	۳۱۵	۴۵
۷۱	۱۵۷	۲۵	۵	۲۶	۱۶۶	۷	۲۳	۲۳	۸۷	۲	۳	۷۴۵	۲۹۲
۷۰	۱۱۸	۵۲	۴	۱۵	۱۷۱	۹۹	۲۷	۲۶	۹۷	۵	۲	۲۷۶	۱۸۶
۲۲	۱۸۲	۱۲	۵	۲۶	۱۴۵	۱۲	۲۶	۲۰	۷۹	۳	۲	۳۱۶	۱۳۴
۸۰	۱۴۲	۴۱	۵	۲۵	۲۴۴	۶	۱۹	۲۱	۱۸۴	۱۲	۷	۹۹۷	۴۲۹
۵۲	۱۷۲	۲۹	۴	۱۶	۲۰۷	۱۰	۱۳	۱۹	۱۳۳	۳	۲	۱۲۲	۳۹۹
۴۳	۱۵۴	۲۸	۶	۱۳	۱۴۸	۲	۱۳	۱۱	۱۴۵	۳	۲	۵۲۲	۵۱۳
۵۹	۲۳۳	۳۱	۵	۳۶	۱۴۹	۶	۲۲	۲۸	۶۴	۰	۳	۱۰۲۷	۹۰
۶۱	۱۵۴	۴۰	۷	۱۴	۲۴۶	۷	۲۶	۲۴	۱۳۷	۹	۵	۲۸۲	۵۰۷
۵۴	۲۳۴	۲۲	۳	۳۸	۱۴۰	۱۶۲	۱۲	۲۴	۶۰	۲	۰	۶۶۹	۲۷۵
۱۳M-	۱۶۷	۱۲	-	۵۲	۱۹۸	-	۱۹	۲۰	۸۲	۱	۱	-	۴۱۹
۳۴M-	۱۳۹	۳	-	۵۱	۲۲۰	-	۱۸	۲۹	۱۱۵	۱	۱	-	۲۶۹
۳۵M-	۱۳۵	۲۴	-	۴۳	۲۱۱	-	۲۷	۲۳	۱۰	۱	۱	-	۳۲۸
۴۰M-	۱۳۷	۴۸	-	۳۹	۱۹۰	-	۳۰	۱۹	۸۴	۱	۱	-	۳۵۳

بحث و بررسی

زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی با وسعتی حدود ۳۶ کیلومتر مربع بین طول‌های '۳۰ ° ۴۶ تا '۳۵ ° ۴۶ شرقی و عرض‌های '۵۷ ° ۳۶ تا '۰۰ ° ۳۷ شمالی، در شرق شهرستان میاندوآب و شمال شهرستان شاهین‌دژ، در استان آذربایجان‌غربی قرار گرفته است. از نظر تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران [۲] منطقه‌ی مورد بررسی در زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد.

علیرغم فقدان اطلاعات زمین‌گاه شماری توده‌ی مورد بحث، نفوذ و جای‌گیری آن درون واحدهای آتشفشانی و آذر آواری ائوسن و شباهتی که با توده‌های پیرامونی دارد، باعث شده‌اند که این توده به دوران پس از ائوسن، خصوصاً فاز آلپی- پیرنه که متأثر از پلوتونیسم گسترده در ایران است، نسبت داده شود. دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی از مسیر میاندوآب - باروق - قرقچی- سوغانچی امکان پذیر است [۳] (شکل۱).



شکل۱ موقعیت جغرافیایی و نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی.

Archive of SID

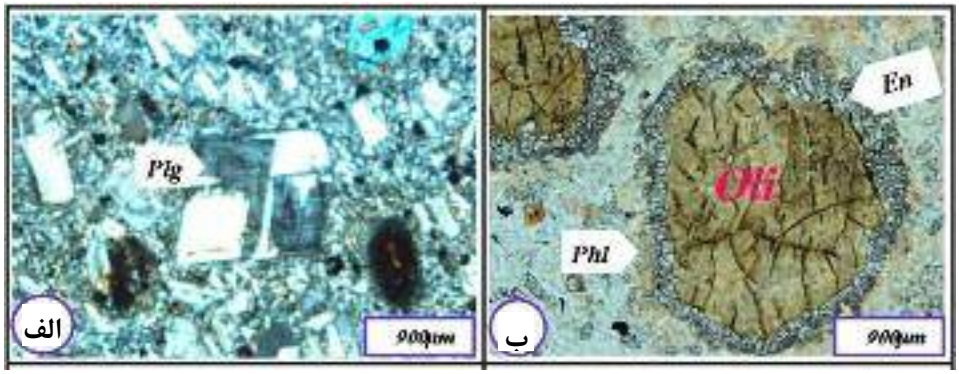
www.SID.ir

با توجه به نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ [۴]، واحدهای موجود در گستره‌ی مورد بررسی عبارتند از (لایه‌های آهکی پرمین (Pr)، تشکیلات سازند شمشک (Js)، آندزیت و تراکی آندزیت (E^{v1}) توفیت و توف (E_k^t)، گدازه‌های ریوداسیتی و داسیتی (E^{v2})، کنگلومرا با افق‌های ماسه‌ای و به ندرت مارنی (Qpl)، پادهای آبرفتی جوان (Q^{t2}) و توده‌ی نفوذی الیگوسن (gb-d) که در برخوردگاه با توده‌ی نفوذی سوغانچی قرار دارند و تحت تأثیرات گرمای ناشی از این توده قرار گرفته‌اند.

سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی توده‌ی نفوذی

توده‌ی نفوذی سوغانچی از نظر ماکروسکوپی دارای شاخص رنگی ملانوکرات بوده و بافت غالب آن دانه‌دار است. از نظر میکروسکوپی بافت‌های غالب توده، ریزبلور پورفیریک، پوئی-کلیتیک و میان دانه‌ای بوده و با کانی‌های اولیه پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، آمفیبول، الیوین و فلدسپار قلیایی و کانی-های ثانویه زیرکن، اسفن و آپاتیت دیده می‌شوند. دگرسان‌های مهم عبارتند از توده نفوذی در پلاژیوکلازها (سوسوریتی شدن و سرسیتی شدن)، پیروکسن (اورالیتیزاسیون) و دگرسانی به کانی‌های کدر در بیوتیت و پیروکسن. لازم به یادآوری است که توده‌ی نفوذی دستخوش دگرسانی چشمگیری نشده است. با توجه به مشاهدات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج آنالیز XRF نشان می‌دهند که عامل کانی‌زائی در منطقه‌ی سوغانچی، توده‌ی نفوذی با ترکیب گابرو-دیوریت است، و توصیف مختصری از سنگ‌نگاری توده بیان شده است.

پلاژیوکلازها (٪۷۵-۷۰)، به صورت بلورهایی با اندازه‌های ۰٫۵-۳ میلی‌متر فراوان‌ترین کانی در توده بوده و بیشترین بخش زمینه‌ی سنگ را به خود اختصاص داده و باعث تشکیل بافت ریزبلوری پورفیریک شده‌اند. ماکل پلی‌سنتتیک، منطقه-بندی، ماکل پری‌کلین (شکل ۲ الف)، بافت غربالی و خردشدگی در بلورهای پلاژیوکلاز به فراوانی دیده می‌شوند. پیروکسن‌ها (٪۴۰-۳۰)، به صورت بلورهایی با اندازه‌ی (۲٫۵mm- ۰٫۵) و بیشتر بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار وگاهی شکل‌دارند و از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت تیتان‌دار) هستند. خردشدگی در پیروکسن‌ها قابل مشاهده است. ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و بیوتیت در پیروکسن باعث تشکیل بافت پوئی-کلیتیک شده است. پیروکسن‌ها در اثر دگرسانی تبدیل به بیوتیت و کلریت شده و در اثر این تبدیل، کانی‌های فلزی آزاد شده‌اند. بیوتیت‌ها (٪۲۵-۲۰) به صورت بلورهای با اندازه‌های (۱mm-۰٫۵)، به رنگ قهوه‌ای و به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شوند. بیشتر بیوتیت‌ها با پیروکسن‌ها هم-رشدی داشته، حاوی ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی بوده و به کلریت تبدیل شده‌اند. الیوین‌ها (٪۱۵-۱۰) به صورت بلورهای متوسط (۱٫۵mm-۱) نیمه شکل‌دار و با رنگ قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. این کانی در طول شکستگی‌ها، به سرپانتین تبدیل شده و در اطراف آن، انستاتیت قرار گرفته است. احاطه شدن انستاتیت با فلوگوپیت باعث تشکیل بافت کرونا شده است (شکل ۲ ب). علت تشکیل بافت کرونا در اطراف الیوین‌ها، به فرایند اختلاط ماگمایی وابسته است. در واقع اختلاط ماگمای اسیدی با ماگمای بازی، باعث افزایش درصد سیلیس در ماگما می‌شود. الیوین‌ها با سیلیس واکنش داده و از اطراف تبدیل به انستاتیت شده‌اند [۵]. هورنبلندها (٪۵~) به صورت بلورهای ریز تا متوسط (۲mm-۰٫۵) و بی شکل حضور دارند. این کانی در مواردی همراه با پلاژیوکلاز زمینه‌ی سنگ را تشکیل داده و در این زمینه فنوکریست‌های هورنبلند به صورت اولیه حضور دارند. در بقیه موارد هورنبلند از دگرسانی پیروکسن حاصل شده است.



شکل ۲ الف) ماکل پری‌کلین در پلاژیوکلازها (XPL) ب) دگرسانی الیوین به انستاتیت و فلوگوپیت (XPL).

Archive of SID

www.SID.ir

کانی‌شناسی اسکارن

جای‌گیری توده‌ی نفوذی سوغانچی در فاز پیرنه (الیگوسن) و تأثیر گرما و متاسوماتیکی آن برسنگ میزبان‌های آهکی، دولومیتی و شیلی، سبب تشکیل مجموعه دگرگونی- دگرنهادی در راستای مرز همبری با آهک‌های دولومیتی پرمین و شیل-های ژوراسیک شده است. این جای‌گیری که همراه با خردشدگی و ایجاد شکستگی در سنگ‌های درون‌گیر نیز بوده، تبلور دوباره و تشکیل کانی‌های سیلیکات آهکی را در پی داشته است. فرایندهای دگرگونی همبری و دگرنهادی سبب تشکیل اسکارن و هورنفلس شده‌اند.

زون اسکارن درونی

از نظر ماکروسکوپی سنگ‌های این زون با رنگ سبز و با بافت دانه‌ای مشخص بوده و از نظر میکروسکوپی دارای بافت گرانوبلاستیک بسیار ریز دانه‌ای هستند. کانی‌های شاخص این زون شامل گارنت، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز، پیروکسن، اپیدوت و کلسیت بوده و بافت پوئی‌کلیتیک و غربالی در پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی فراوان است. ویژگی کانی‌های موجود در این زون به شرح زیرند.

گارنت‌ها (۳۰-۲۵٪)، در اندازه‌های ریز (۱٫۵ mm>)، به-صورت توده‌ای و با رنگ قهوه‌ای و بیشتر همسانگرد در زون اسکارن درونی حضور دارند. نتایج آنالیز XRD و بررسی‌های میکروسکوپی انجام گرفته روی گارنت‌ها، آندرادیت-گراسولار بودن آن‌ها را تائید می‌کند. گارنت‌های موجود در زون اسکارن درونی در اثر ورود کلسیم از واحدهای آهکی پرمین و تأثیر آن بر فلدسپارهای توده‌ی نفوذی حاصل شده‌اند. این گارنت‌ها در اثر دگرسانی به صورت کانی‌های ثانویه (کوارتز و اپیدوت) دیده می‌شوند (شکل۳ الف). اورتوز (۲۵-۲۰٪)، در اندازه‌های ریز (۱mm>) و به‌صورت بلورهای تقریباً شکل‌دار و با ماکل کارلسباد دیده می‌شود. ادخال‌هایی از کانی‌های ثانویه (اپیدوت و کانی‌های کدر) در فلدسپار قلیایی به صورت جانشینی متأخر دیده می‌شود. پلاژیوکلازها (۱۵-۱۰٪)، در اندازه‌های ریز تا متوسط و گاهی درشت بلور (۲mm>) و به صورت بلورهای تقریباً شکل‌دار در مقاطع وجود دارند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتتیک، بافت غربالی و پوئی‌کلیتیک هستند که در اثر دگرسانی پسرونده، پلاژیوکلازها از مرکز تبدیل به اپیدوت شده‌اند. کوارتز (۱۵-۱۰٪)، در اندازه‌های ریز (۰٫۵mm>) و با خاموشی موجی دیده می‌شوند. کوارتزهای موجود در زون اسکارن درونی ثانویه بوده و از دگرسانی کانی‌های گارنت، پیروکسن و اپیدوت در اثر فرایند دگرسانی پسرونده تشکیل شده‌اند، و کوارتز نیز به‌صورت رگه و رگچه‌ای ایجاد شده است که کانی‌های گارنت را قطع کرده است. پیروکسن‌ها (۵٪>)، با اندازه‌های ریز تا متوسط (۱٫۵mm>)، به صورت بی‌شکل و توده‌ای، با رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ و چندرنگی شدید در زون اسکارن درونی حضور دارند. ماکل کارلسباد در این پیروکسن‌ها قابل مشاهده است. از دگرسانی پیروکسن طی دگرسانی پسرونده کانی‌های ثانویه، اپیدوت، کوارتز و کلسیت تشکیل شده است. کلسیت‌ها (۵٪>)، در اندازه‌های ریز تا متوسط (۱mm>) و به صورت بی‌شکل، توده‌ای و گاهی رگه‌ای در کنار کوارتز دیده می‌شوند. ماکل پلی‌سنتتیک در این کانی‌ها مشخص است. لوزی رخ‌ها در کلسیت‌های موجود در زون اسکارن درونی قابل مشاهده است. کلسیت به صورت ثانویه از دگرسانی کانی‌های گارنت و پیروکسن طی مرحله پسرونده ایجاد شده‌اند. اپیدوت‌ها (۵٪>)، در اندازهای متوسط (۱٫۵mm>) و به صورت بی‌شکل و گاهی به شکل ستاره‌ای دیده می‌شوند. اپیدوت‌های موجود در این زون در اثر دگرسانی پسرونده از کانی‌های گارنت و پیروکسن تشکیل شده‌اند. اسکاپولیت‌ها (۵٪>)، در اندازه‌های ریز (۱mm>) و به صورت بی‌شکل، به رنگ سفید و با چند رنگی زرد و خاموشی مستقیم در مقاطع زون اسکارن درونی وجود دارند

زون اسکارن بیرونی

تأثیر گرمای توده‌ی نفوذی سوغانچی بر آهک‌های پرمین منطقه باعث تشکیل زون اسکارن بیرونی در آهک‌های منطقه شده است. در زون اسکارن بیرونی کانی‌های سیلیکات آهک بی‌آب (گارنت و پیروکسن)، کانی‌های سیلیکات آهک آب‌دار (اپیدوت) و کانی‌های کوارتز و کلسیت حضور دارند. تشکیل گارنت و پیروکسن در زون اسکارن بیرونی را به ورود SiO_2، FeO و Fe_2O_3 به واحدهای آهکی پرمین می‌توان نسبت داد. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی زون اسکارن بیرونی نسبت به اسکارن درونی ریزترند. کانی‌های سولفیدی رایج در زون‌های اسکارنی بیرونی، در نمونه‌های منطقه سوغانچی قابل مشاهده نیستند. بنابراین به احتمال می‌توان گفت که در توده‌ی نفوذی سوغانچی پایین بودن گریزندگی گوگرد و نیز محتوای پائین فلزات پایه در گرماب باعث عدم تشکیل فاز سولفیدی در زون-های اسکارن بیرونی و اسکارن درونی شده است.

گارنت‌ها (۳۵-۳۰٪)، بیشتر به صورت بلورهای ریز (۲mm>)، بی‌شکل و با رنگ قهوه‌ای، کانی اصلی موجود در زون اسکارن بیرونی است. با توجه به آنالیز XRD انجام گرفته، این گارنت‌ها از نوع گراسولار بوده و نیز بنابر بررسی‌های

Archive of SID

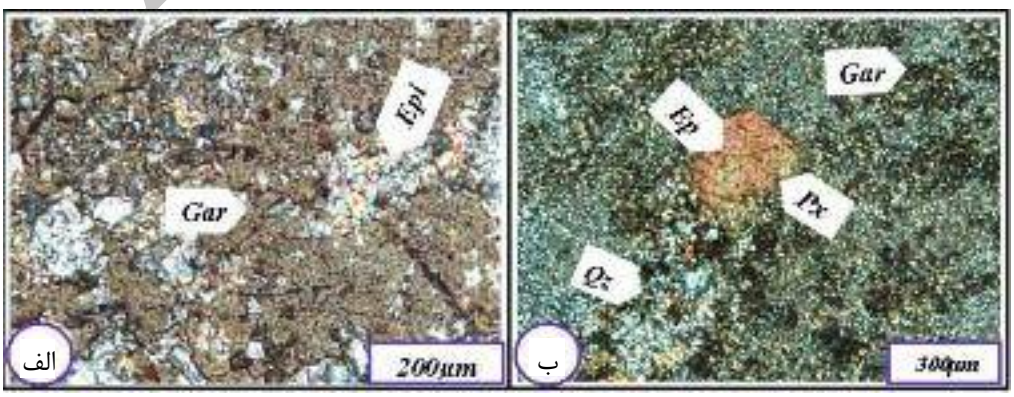
www.SID.ir

میکروسکوپی، از نوع آندرادیت تشخیص داده شده‌اند، که ناهمسانگردی ضعیفی دارند. گارنت‌ها بافت گرانوبلاستیک داشته و در اثر ورود سیلیس و کاتیون‌های دیگر و واکنش با کربنات‌ها حاصل شده‌اند. گارنت‌ها در اثر دگرنهادی پسرونده، تبدیل به اپیدوت شده‌اند، که این دگرسانی از حاشیه‌های کانی گارنت صورت گرفته است. همچنین گارنت‌های زون اسکارن بیرونی به صورت بخشی تا کامل به کلسیت و کوارتز دگرسان شده‌اند. شدت دگرسانی گارنت به اپیدوت بیشتر از کانی‌های دیگر است. در بعضی از مقاطع هم‌زیستی گارنت با پیروکسن نیز دیده می‌شود. رگه و رگچه‌هایی از کوارتز و کلسیت، توده های گارنت را در بعضی از نمونه‌ها قطع کرده‌اند. اپیدوت (۲۵-۲۰٪)، به‌صورت بلورهای ریز (۱٫۵mm>)، بی‌شکل تا نیمه-شکل‌دار و نیز به صورت کشیده و دارای بافت گرانوبلاستیک هستند. این کانی بین بلورهای گارنت و در درون آن‌ها و گاهی نیز با اسکاپولیت به صورت هم‌رشدی حضور دارد. این کانی بیشتر به عنوان محصول ثانویه و از دگرسانی گارنت‌ها بوده و گاهی قالب‌هایی از کانی پیروکسن با اپیدوت پر شده‌اند (شکل ۳ ب). اپیدوت همچنین به صورت اگرگات‌های توده‌ای در حاشیه و در داخل کانی‌های گارنت دیده می‌شوند. کلسیت‌ها (۲۰-۱۵٪)، به‌صورت ریز تا متوسط (۱٫۵mm>)، با دوشکستی سری بالا در مقاطع زون همبری حضور دارند. کلسیت بیشتر در کنار گارنت‌ها حضور داشته و این نشان‌دهنده‌ی تشکیل این کانی از دگرسانی کانی گارنت است. همچنین کانی کلسیت به-صورت رگه و رگچه‌ای نیز دیده می‌شود. کوارتزها (۱۵-۱۰٪)، به‌صورت دانه‌های ریز، بی‌شکل و با خاموشی موجی به مقدار زیاد در مقاطع زون اسکارن بیرونی وجود دارند. اغلب این کوارتزها محصول دگرسانی کانی‌هایی نظیر گارنت و پیروکسن است. کوارتز همچنین به‌صورت رگه و رگچه‌ای به‌عنوان محصول مراحل نهائی دگرسانی در مقاطع زون همبری حضور دارد. پیروکسن‌ها (۵٪>)، به صورت بلورهای ریز (۰٫۵mm>)، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی از نوع دیوپسید-هدن‌برژیت هستند. شدت دگرسانی در کانی پیروکسن شدید است و بیشتر به کانی‌های ثانویه دگرسان شده‌اند. اسکاپولیت‌ها (۵٪>)، به‌صورت پراکنده، بی‌رنگ و نسبت به اپیدوت با دو شکستی ضعیف‌تر مشاهده می‌شوند. هم‌رشدی اپیدوت با اسکاپولیت به مقدار زیاد مشاهده می‌شود.

ژئوشیمی و سنگ‌شناسی

با توجه به نمودار R_1-R_2 [۶]، نمونه‌های توده‌ی نفوذی موجود در منطقه‌ی مورد بررسی بیشتر از نوع مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت هستند (شکل ۴ الف). همچنین با توجه به نمودار مجموع قلیا نسبت به سیلیس (TAS) پیشنهادی [۷] نمونه‌های توده‌ی نفوذی بیشتر از نوع مونزونیت، مونزودیوریت و سینیت هستند (شکل ۴ ب).

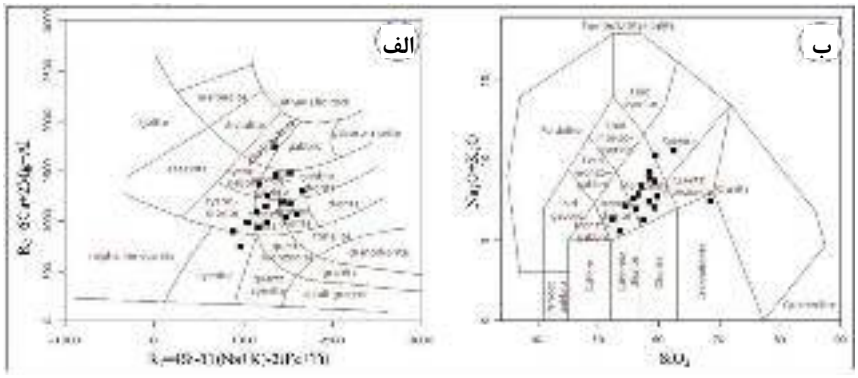
در نمودار FeO/MgO-SiO_2 [۸]، بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی آهکی – قلیایی واقع می‌شوند (شکل ۵ الف). همچنین در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۹]، نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی بیشتر در بخش شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل۵ ب). بر اساس شاخص اشباع از آلومینیوم [۱۰] نمونه-های توده‌ی نفوذی سوغانچی در گستره‌ی شبه رخشان قرار گرفته (شکل ۵ پ) و بنابر نمودار مثلثی TiO_2-10*MnO-10*P_2O_5 پیشنهادی[۱۱] (شکل۶ الف) و نمودارهای مثلثی TiO_2-10*MnO-10*P_2O_5 و نیز نمودار دوتائی Ti-Zr [۱۲] (شکل۶ ب) نمونه‌های توده‌ی نفوذی سوغانچی در گستره‌ی CAB (بازالت‌های قوس قاره‌ای) واقع شده‌اند.



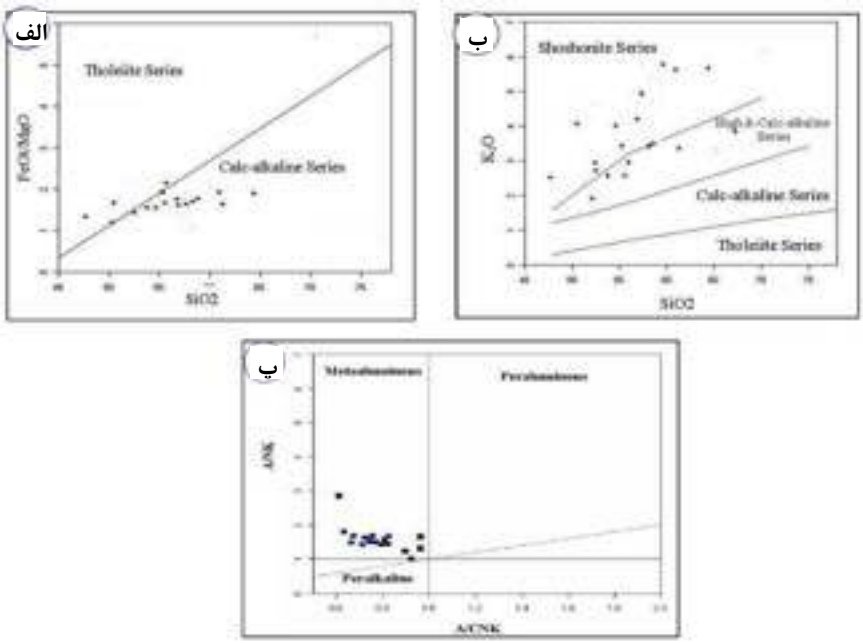
شکل ۳ الف) گارنت‌های زون اسکارن درونی که با توجه به ویژگی‌های نوری از نوع گراندیت‌اند (XPL) ب) قالبی از کانی پیروکسن که با کانی اپیدوت در زون اسکارن بیرونی پر شده است (XPL).

Archive of SID

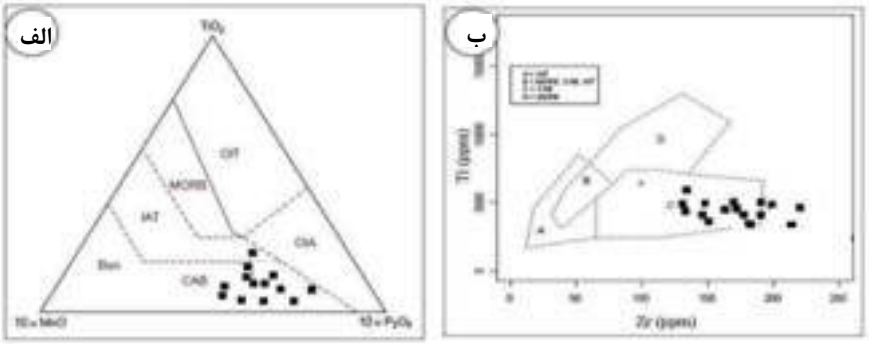
www.SID.ir



شکل ۴ موقعیت نمونه‌هایی از توده‌ی نفوذی در نمودارهای تعیین نام: [۶، ۷].



شکل ۵ الف) موقعیت نمونه‌های توده‌ی نفوذی در نمودار $FeO/MgO-SiO_2$ [۸] ب) نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۹]، پ) نمودار A/NK-A/CNK [۱۰].



شکل ۶ موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در نمودارهای وابسته به موقعیت زمین‌ساختی بازالت‌ها [۱۲،۱۱][1].

1 - IAT: بازالت‌های تولئیتی جزایر قوسی، CAB: بازالت‌های قوس قاره‌ای، MORB: بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی عادی، E-MORB: بازالت پشته میان-اقیانوسی غنی شده، OIT: بازالت‌های تولئیتی جزایر قوسی، OIA: بازالت‌های قلیایی جزایر قوسی، WPB: بازالت‌های درون صفحه‌ای، WPT: تولئیت‌های درون-صفحه‌ای اقیانوسی

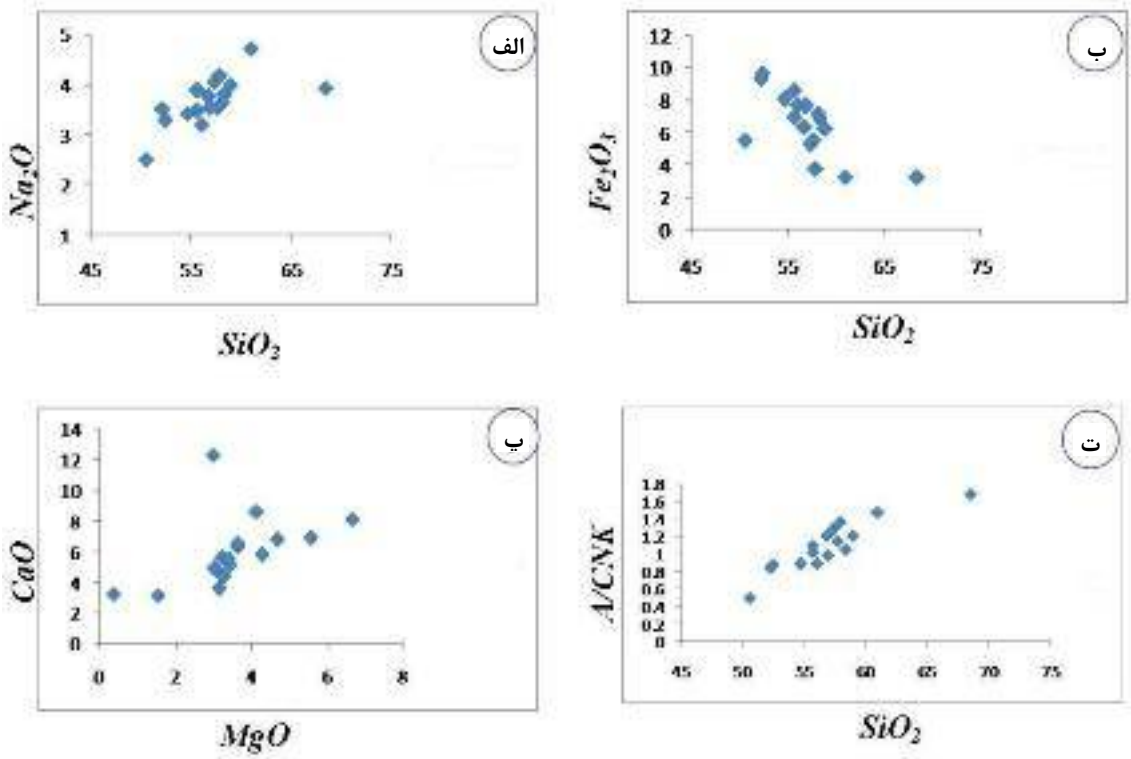
www.SID.ir

بررسی تغییرات عناصر اصلی

برای بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی توده‌ی نفوذی از نمودار اکسید- اکسید [۱۳]، استفاده شد. در این نمودارها، دامنه‌ی تغییرات SiO_2 بین ۷۵-۴۵٪ است. با افزایش میزان SiO_2 مقادیر MnO، Fe_2O_3، CaO، MgO، TiO_2 و P_2O_5 سیر نزولی نشان می‌دهند. تیتانیوم به جای آلومینیوم در کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و پیروکسن مصرف می‌شود، بنابراین با افزایش مقدار سیلیس، TiO_2 به سمت ترم‌های اسیدی کاهش، و با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 افزایش می‌یابد که ناشی از افزایش درصد پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی است. منیزیم به عنوان یک عنصر سازگار عمل کرده و در همان مراحل اولیه‌ی جدایش در کانی‌های منیزیم‌دار تمرکز می‌یابد و با پیشرفت جدایش و افزایش مقدار سیلیس مقدار آن کاهش پیدا می‌کند. مقدار CaO به موازات افزایش سیلیس کاهش می‌یابد، این مسئله می‌تواند نشان‌دهنده‌ی جدایش باشد، البته طبیعی است که سنگ‌های غنی از SiO_2 به طور طبیعی CaO کمتری داشته باشند. روند صعودی Na_2O نشانگر تبلور بخشی پلاژیوکلاز و تشکیل پلاژیوکلاز سدی با افزایش سیلیس ماگماست (شکل ۷ الف). K_2O نیز با افزایش SiO_2 روند صعودی نشان می‌دهد که این روند تا انتها (تا ترم‌های اسیدی) ادامه دارد که در آنجا با تبلور فلدسپارپتاسیم سازگار است روند نزولی P_2O_5 نیز می‌تواند مبین تشکیل بخش مهم آپاتیت در ترم‌های بازی‌تر حاشیه‌ی توده باشد. روند نزولی Fe_2O_3 نیز می‌تواند با کاهش فراوانی کانی‌های کدر از جمله مگنتیت و به مقدار کمتر ایلمنیت و کانی‌های مافیک مانند پیروکسن به سمت ترم‌های اسیدی سازگار باشد. (شکل ۷ ب). کاهش مقدار MnO همراه با افزایش SiO_2 نشان می‌دهد که Mn طی پیشرفت تبلور به صورت یک عنصر سازگار رفتار کرده است و در مراحل اولیه وارد ساختار کانی‌ها شده است .

در نمودار CaO-MgO یک روند کلی صعودی دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر تبلور کلینوپیروکسن در حاشیه‌ی توده و ایجاد نوعی جدایش بلورین در توده‌ی نفوذی است (شکل ۷ پ).

در نمودار A/CNK نسبت به SiO_2 یک روند صعودی دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر تبلور کلینوپیروکسن غنی از کلسیم در بخش‌های حاشیه‌ای و کم‌بودن آن در نمونه‌های دیگر باشد (شکل ۷ ت).



شکل ۷ الف) تغییرات اکسید Na_2O نسبت به SiO_2
ب) تغییرات اکسید Fe_2O_3 سبت به SiO_2
پ) تغییرات CaO سبت به MgO
ت) تغییرات A/CNK سبت به Si_2O

www.SID.ir

بررسی تغییرات عناصر کمیاب و فرعی

عناصر کمیاب زمانی جانشین عناصر اصلی می‌شوند که از لحاظ شعاع اتمی و بار الکتریکی اختلاف کمی با آن‌ها داشته باشند. به همین دلیل فراوانی این عناصر بنابر الگوی پراکندگی عناصر اصلی تفسیر می‌شود [۱۴].

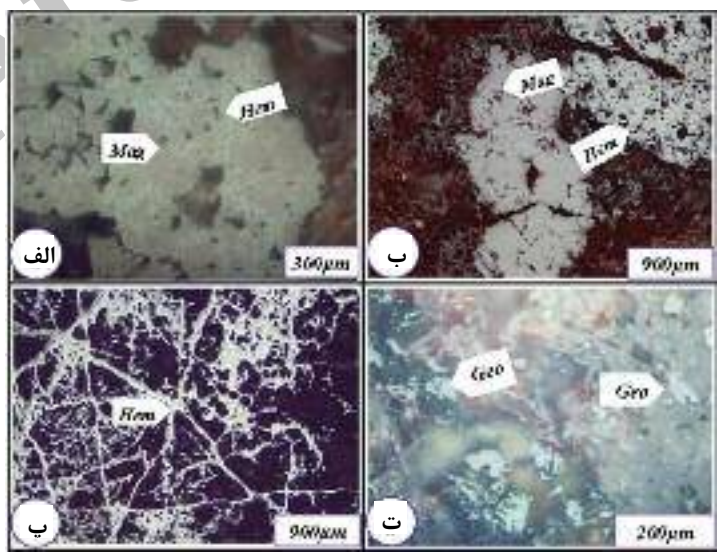
بررسی تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 نشان می‌دهد که با افزایش سیلیس Cr و Co دارای روند نزولی هستند و این مسئله نشانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های فرومنیزین نظیر پیروکسن و مگنتیت طی شکل‌گیری ماگمایی است. روند پراکنده در مورد Cu، Pb، V و Rb را می‌توان به پدیده‌هایی مانند اختلاط و هضم در توده‌ی ماگمائی نسبت داد. همچنین با افزایش سیلیس مقدار Ni کاهش می‌یابد، که نشانگر مشارکت آن در شبکه‌ی الیوین است. با افزایش مقدار سیلیس مقادیر Ba افزایش می‌یابد. روند نزولی Sr به عنوان یک عنصر ناسازگار نشان‌دهنده‌ی جدایش پلاژیوکلاز و جانشینی آن به جای Ca^{+2} در شبکه‌ی پلاژیوکلازهاست.

بررسی نمودارهای هارکر (عناصر اصلی و فرعی) نشان می‌دهد که فرایند جدایش از طریق تبلور بخشی عامل اصلی در شکل‌گیری ماگمایی سوغانچی است، و پدیده‌هایی مانند هضم، آغشتگی پوسته‌ای و اختلاط نیز در این فرایند نقش دارند.

کانی‌های تیره

کانی‌های کدر موجود در اسکارن سوغانچی، بسیار محدود و از نوع اکسیدی است و عدم وجود کانی‌های سولفیدی، نشانه‌ای از پایین بودن گریزندگی گوگرد در گرماب ایجاد کننده‌ی این کانسنگ‌ها و نیز بالا بودن دمای محیط است. کانی‌زائی مهم در منطقه‌ی سوغانچی، مربوط به وجود یک فاز گرمابی است، که از ماگمای گابرو-دیوریت سوغانچی ریشه گرفته و به صورت تأخیری باعث تشکیل مگنتیت به عنوان فاز اولیه و هماتیت و گوئتیت به صورت فاز ثانویه در اثر تأثیرهای برون زا شده است. کانی‌زائی منطقه به‌صورت یک افق آهن‌دار است که در جهت-های شرقی-غربی در راستای توده‌ی نفوذی در منطقه برونزد دارد.

در کانسار آهن سوغانچی، مگنتیت به عنوان اولین فاز اکسیدی است که حجم اصلی کانی‌سازی را به خود اختصاص داده است. مگنتیت بیشتر بی‌شکل بوده و به صورت انبوهه‌ای بی‌نظم در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. بیشتر دگرسانی مگنتیت‌ها، مارتیتی شدن است، که این فرایند در اثر افزایش گریزندگی اکسیژن رخ می‌دهد [۱۵]. در اثر فرایند مارتیتی شدن مگنتیت تبدیل به هماتیت می‌شود (شکل ۸ الف). در بعضی موارد شدت دگرسانی به‌حدی است که قالبی از بلور مگنتیت باقی مانده که توسط هماتیت شعاعی پر شده است (شکل ۸ ب). (شکل دروغین مگنتیت توسط هماتیت تشکیل شده است). هماتیت فاز ثانویه بوده و در اثر دگرسانی برون‌زای مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۸ پ). گوئتیت (۱۰-۵٪)، از دگرسانی مگنتیت و به صورت کاملاً بی‌شکل به وجود آمده است. گوئتیت نسبت به مگنتیت و هماتیت کمترین فراوانی را به خود اختصاص داده و به صورت بلورهای ریز تشکیل شده - است (شکل ۸ ت).



شکل ۸ الف) کانی مگنتیت که از مرکز در حال تبدیل شدن به هماتیت شعاعی است. ب) کانی مگنتیت در کنار قالبی ازآن که به وسیله‌ی هماتیت جانشین شده است. پ) گوئتیت‌های تشکیل شده طی فرایند دگرسانی از مگنتیت و هماتیت.

Archive of SID

www.SID.ir

دگرسانی و کانی‌زائی

اصولاً در تشکیل هر اسکارن که در آن کانی‌سازی رخ داده و فرایند دگرنهادی باعث تشکیل اسکارن شده است، یک یا دو مرحله‌ی دگرسانی پیشرونده و بسته به نوع و تعداد کانی‌های ثانویه یک یا چند مرحله‌ی دگرسانی پسرونده رخ می‌دهد. در اسکارن سوغانچی بر پایه‌ی بررسی‌های سنگ‌نگاری دو مرحله دگرسانی پیشرونده و دو مرحله دگرسانی پسرونده قابل تشخیص است.

مرحله پیشرونده دگرگونی-دگرنهادی (متاسوماتیک)

اولین مرحله از فرایند تشکیل اسکارن، پس از جای‌گیری توده‌ی نفوذی در مجاورت سنگ‌های کربناتی ناخالص و انتقال گرما به سنگ‌ها صورت گرفته و باعث تشکیل هورنفلس در لایه‌های کربناتی شده است. وجود ناخالصی‌های سنگ‌های کربناتی می‌تواند زمینه‌ساز تشکیل کانی‌های سیلیکات آهکی بدون آب دانه‌ریز، مثل گارنت و پیروکسن شود.

مرحله پیشرونده دگرنهادی

دگرسانی متاسوماتیک نوع اسکارنی در هر دو بخش اسکارن درونی (توده‌ی نفوذی) و اسکارن بیرونی (سنگ‌های کربناتی ناخالص) رخ داده است. این مرحله در ادامه‌ی مرحله بای دگرنهادی است. با ورود محلول گرمابی‌های ماگمایی به درون سنگ‌های درون‌گیر، کانی‌های سیلیکات-آهک بدون آب (گارنت و پیروکسن) دانه درشت تشکیل می‌شوند. دمای تشکیل گارنت و پیروکسن احتمالاً در گستره‌ی ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد قرار می‌گیرد [۱۶]. گارنت‌ها در اثر ترکیب کلسیم سنگ‌های کربناتی با سیلیس و آهن تشکیل می‌شوند.. آلومینیوم نیز از طریق گرماب‌ها به سنگ آهک اضافه شده [۱۷]. در اسکارن سوغانچی به خاطر وجود FeO و کافی نبودن سیلیس، کانی‌های آندرادیت، هدن‌برژیت و مگنتیت تشکیل شده است [۱۸].

$$2Fe_2O_3 + 2FeO + 5SiO_2 + 4CaCO_3 = Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + CaFeSi_2O_6 + Fe_3O_4 + 4CO_2$$

آندرادیت نبرژیت

در صورت فراهم بودن نسبت $SiO_2:Fe_2O_3>3$، ولاستونیت و آندرادیت تشکیل می‌شود [۱۸]. در کانسار اسکارن سوغانچی کانی ولاستونیت تشکیل نشده است، در نتیجه این نسبت در کانسار سوغانچی کمتر از ۳ بوده است. با توجه به عدم وجود شواهدی دال بر تبدیل آندرادیت به Wo-Mt (ولاستونیت-مگنتیت) و یا Hd-Wo (هدن‌برژیت-ولاستونیت) می‌توان چنین استنتاج کرد که دمای مرحله‌ی اصلی تشکیل زون گارنت کمتر از ۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است.

مرحله‌ی دگرسانی پسرونده آغازین

طی این مرحله، گارنت‌ها به کلسیت، کوارتز، مگنتیت، هماتیت و اپیدوت و نیز پیروکسن به اپیدوت، کلسیت و کوارتز دگرسان می‌شوند. در این مرحله در واقع فرایند هیدرولیز و کربن‌گیری دوباره سیلیکات آهکی اولیه‌ی اسکارن صورت گرفته است. شروع دگرسانی پسرونده را می‌توان با مجموعه گارنت- اپیدوت به دمایی پایین‌تر از ۴۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد نسبت داد [۱۹]. جانشینی کلسیت، کوارتز و مگنتیت به جای آندرادیت واکنش پسرونده مهمی بوده و در حالت سولفیدی شدن سبتاً پایین در اسکارن‌های غنی در آندرادیت صورت می‌گیرد [۱۸].

$$3Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + 9CO_2 = 9CaCO_3 + 9SiO_2 + 1/2O_2 + 2Fe_3O_4$$

آندرادیت

در اسکارن سوغانچی، اپیدوت به صورت شبه ریخت گارنت تشکیل شده است. البته با در نظر گرفتن این نکته که آلومینیوم تقریباً غیرمتحرک است، می‌توان معادله‌ی شیمیایی را به این صورت نوشت [۱۸].

$$Ca_3(Fe,Al)_2Si_3O_{12} + 5/4O_2 + HCO_3 = CaCO_3 + Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH) + 1/2Fe_2O_3$$

مگنتیت اپیدوت کلسیت آندرادیت

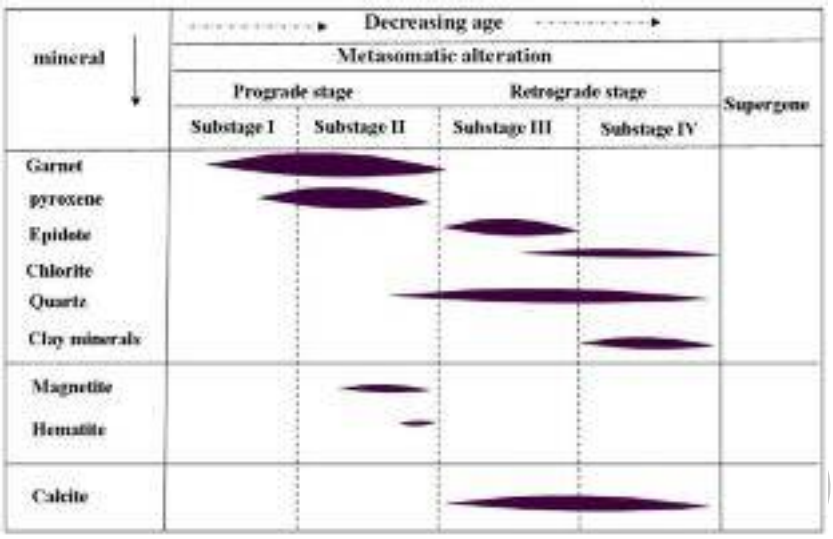
مرحله‌ی پسرونده تأخیری

در این مرحله سیلیکات‌های آهکی آب‌دار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زایی، با شاره‌های در دمای پایین دستخوش دگرسانی شده و مجموعه‌های ریز دانه شامل کلریت، کلسیت و کوارتز و کانی‌های رسی ایجاد کرده‌اند (شکل۹).

در پایان بحث دگرسانی و کانی‌زائی، لازم به یادآوری است که با توجه به اینکه زون‌های اسکارنی (اسکارن درونی و اسکارن بیرونی) در بررسی‌های صحرایی به صورت پراکنده در سطح زمین مشاهده شدند، لذا جدایی این زون‌ها روی نقشه (شکل۱) عملاً امکان‌پذیر نبود.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۹ نمودار T- Log fO_2 که گستره‌ی پایداری کانی‌های اسکارنی را نشان می‌دهد.

شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اسکارن سوغانچی

اسکارن سوغانچی را می‌توان یک اسکارن از نوع کلسیم دار دانست. از ویژگی‌های اسکارن کلسیم دار ، نبود تالک و کم بودن مقدار مگنتیت (۱۵-۰٪) نسبت به اسکارن‌های منیزین (۳۵-۲۰٪) می‌باشد [۲۰] .

با توجه به وجود گارنت و پیروکسن و عدم وجود کانی های سولفیدی، استفاده از متغیرهای fO_2 و XCO_2 برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تشکیل اسکارن منطقه استفاده شده است.

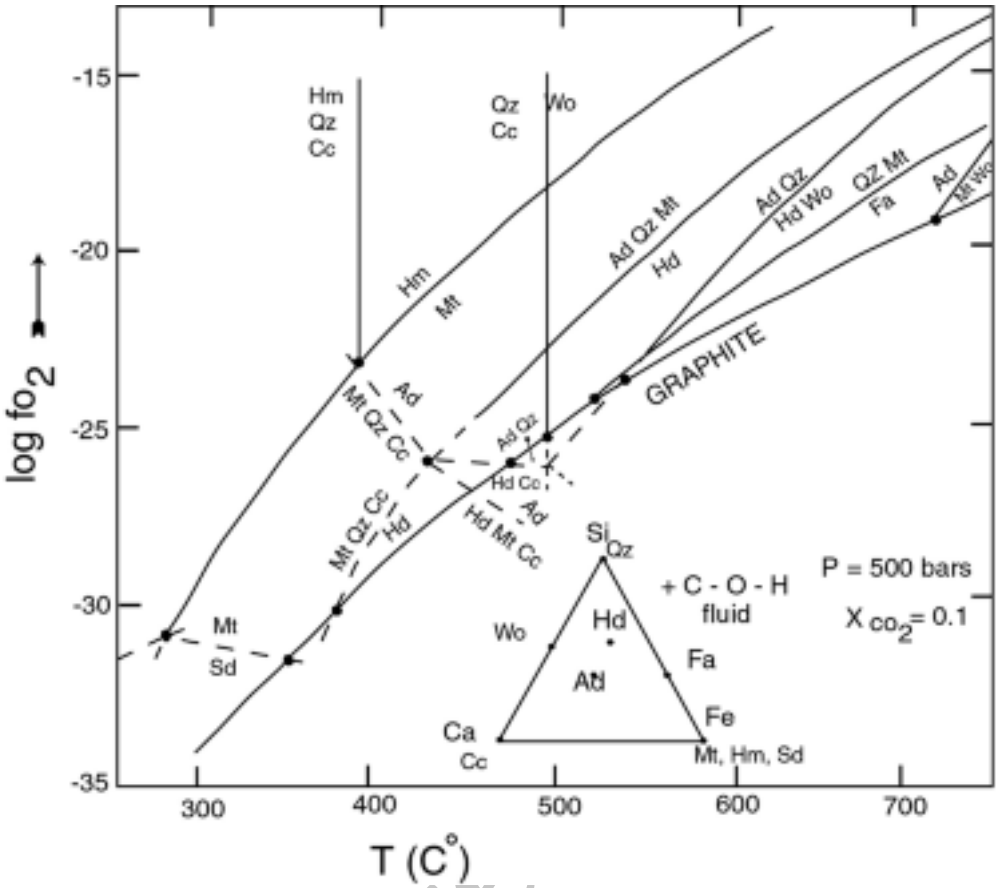
تعیین T و fO_2 (دما و گریزندگی اکسیژن)

با توجه به نمودار شکل ۱۰ گستره‌ی پایداری هدن‌برژیت در ۵۰۰-۷۰۰ $^{\circ}C$ و گریزندگی اکسیژن fO_2=10^{-20}-10^{-25} قرار دارد. هدن‌برژیت در محیط‌هایی با گریزندگی اکسیژن بالا، با افزایش دما به Mt-Qtz -An (مگنتیت-کوارتز-آندرادیت) و با کاهش دما به مجموعه‌ی Qtz-Cc-Mt (کوارتز-کلسیت-مگنتیت) تبدیل می‌شود. آندرادیت در زیر ۷۰۰ $^{\circ}C$ و در fO_2 = 10^{-15}-10^{-25} پایدار است و با افزایش دما به مجموعه فاز اکسیدی-ولاستونیت و با کاهش دما به مجموعه هدن-برژیت-ولاستونیت تبدیل می‌شود [۲۰،۲۱]. با توجه به نبود مجموعه‌ی Wo-Mt (ولاستونیت-مگنتیت) و Wo-Hd (ولاستونیت- هدن‌برژیت) در نمونه‌های مورد بررسی و وجود مجموعه Mt-Qtz -An (مگنتیت-کوارتز-آندرادیت)، می‌توان گفت که دمای تشکیل اسکارن بین ۴۵۰-۶۵۰ $^{\circ}C$ بوده است.

در این دماها محیط بین fO_2 = 10^{-7}-10^{-25} است. مگنتیت گستره‌ی پایداری گسترده‌ای از ۳۰۰-۷۰۰ $^{\circ}C$ دارد. افزایش مقدار XCO_2 باعث تغییر محل گستره‌ی پایداری آندرادیت به حرارت‌های بالاتر و در نتیجه کاهش گستره‌ی پایداری آندرادیت خواهد شد. ولی تغییرات XCO_2 روی هدن‌برژیت بی‌تأثیر است. بنابراین هم‌زیستی آندرادیت با هدن‌برژیت در دماهای بین ۴۵۰-۷۰۰ $^{\circ}C$ و fO_2 = 10^{-15}-10^{-25} است. وقتی دمای سیستم به پایین‌تر از ۵۰۰ $^{\circ}C$ می‌رسد، آندرادیت تبدیل به مجموعه کانی‌های Cc-Qtz-Mt (کلسیت-کوارتز-مگنتیت) و یا Cc-Mt-Hd (کلسیت-مگنتیت-هدن‌برژیت) می‌شود. جانشینی Al^{+3} به جای Fe^{+3} و نیز جانشینی Mg^{+2} و Mn^{+2} به جای Fe^{+2} باعث می‌شود. تا Hd -An (هدن‌برژیت-آندرادیت) در گستره‌ی گسترده‌ای از تغییرات گریزندگی اکسیژن با هم هم‌زیستی داشته باشند. با توجه به پاراژنز کانیایی در اسکارن سوغانچی می‌توان گفت که مجموعه کانی‌های سیلیکاتی بی‌آب (گارنت و پیروکسن) که شامل مرحله‌ی اصلی دگرسانی هستند، گستره‌ی دمایی بین ۴۵۰-۶۵۰ $^{\circ}C$ و fO_2 =10^{-23}-10^{-27} خواهد بود و نیز به خاطر کم بودن فاز اکسیدی می‌توان نتیجه گرفت که fO_2<10^{-20} بوده است و نیز می‌توان نتیجه گرفت که تبدیل کانی‌های سیلیکات آهکی بی‌آب به آب‌دار و به مقدار جزئی مگنتیت و هماتیت، در گستره‌ی دمایی کمتر از ۴۰۰-۴۵۰ $^{\circ}C$ و fO_2 =10^{-25}-10^{-30} صورت گرفته است.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۱۰ دنباله‌ی پاراژنتیکی کانی‌های سیلیکاتی و غیرسیلیکاتی موجود در زون‌های اسکارنی سوغانچی [۲۰، ۲۱].

برداشت

توده‌ی نفوذی سوغانچی با سن الیگوسن (فاز کوهزایی پیرنه) که نقش اصلی را در کانی‌زائی داشته به شکل یک استوک با گسترش محدود در منطقه برونزد دارد و بیشتر دارای شاخص رنگی مزوکرات بوده و با بافت دانه‌ای مشخص است. واحدهای سنگی موجود در منطقه‌ی سوغانچی شامل توده‌ی نفوذی سوغانچی، مجموعه دگرگونی همبری و دگرنهادی و واحدهای رسوبی شامل سنگ‌های آهکی دولومیتی و شیل‌های ژوراسیک است. بررسی نمودارهای هارکر نشان داد که فرایند جدایش از طریق تبلور بخشی عامل اصلی در شکل‌گیری ماگمایی سوغانچی بوده است. همچنین پدیده‌هایی مانند هضم، آغشتگی پوسته‌ای و اختلاط نیز در این فرایند نقش داشته‌اند. بازالت‌ها پس از نفوذ توده‌ی سوغانچی در زمان الیگوسن و تأثیر دمای ناشی از پلوتون و نفوذ محلول گرماب‌های حاصل از انجماد آن به داخل سنگ‌های درون‌گیر (آهک‌های دولومیتی پرمین و ماسه‌سنگ های ژوراسیک) منطقه، سبب دگرگونی و دگرسانی دگرنهادی در واحدهای سنگی درون‌گیر شده و باعث تشکیل مجموعه دگرگونی همبری- دگرنهادی (هورنفلس- اسکارن) شده است. اسکارن آهن سوغانچی از نظر مجموعه کانی های سیلیکاتی، توده‌ی نفوذی همراه، سنگ‌های آهکی و موقعیت زمین‌ساختی، جزء اسکارن‌های نوع کلسیک بوده و به دو زون اسکارن درونی و اسکارن بیرونی تقسیم شده است. کانی‌سازی اکسیدی که شامل مگنتیت و هماتیت بوده و به طور کلی باید در اواخر مرحله‌ی پیشرونده (مرحله تشکیل اسکارن) در زون اسکارن بیرونی و تا حدودی زون اسکارن درونی تشکیل شود. در زون های اسکارنی منطقه‌ی سوغانچی به مقدار ناچیزی مشاهده شد و کانی سازی سولفیدی که به طور عموم می-بایست در مرحله‌ی دگرسانی پسرونده تشکیل شود در مجموعه

Archive

www.SID.ir

اسکارنی منطقه مشاهده نشد. عدم وجود کانی‌های سولفیدی نشانه‌ای از پایین بودن گریزندگی گوگرد، پایین بودن محتوای فلز پایه در گرماب ایجاد کننده این کانسنگ و پایین بودن شرایط اکسایش و بالاتر بودن دماست که مانع تشکیل این فازهای کانی‌زائی در اسکارن سوغانچی شده است. کانی‌زائی مهم منطقه شامل مگنتیت، هماتیت و گوئتیت است که بین واحدهای آهکی منطقه برونزد داشته و می‌توان گفت که واحدهای آهکی منطقه به عنوان یک سد ژئوشیمیایی عمل کرده و باعث شده‌اند که گرماب ناشی از توده‌ی نفوذی سوغانچی که حاوی همبافت‌های اسیدی فلزدار هستند، در برخورد به این واحدها، خنثی شده و در اثر شکستن همبافت‌ها، کانی‌های فلزی در راستای لایه بندی واحدهای آهکی رسوب کنند و در نتیجه کانی‌زائی آهن با سنگ میزبان رسوبی شکل-گیرد.

قدردانی

از کلیه سرورانی که در این پژوهش به نوعی همکاری و مساعدت داشته‌اند، نهایت سپاسگزاری را داریم و همچنین بدین وسیله از زحمات استاد محترم جناب آقای دکتر محسن مؤید (دانشیار دانشگاه تبریز) به خاطر راهنمائی‌ها و مساعدت-های بیدریغشان و نیز از همکاری مهندس بهرام وثوق تشکر و قدردانی می‌کنیم.

مراجع

[۱] هادی عبدالحسین، *"مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سنگ-های درونی منطقه قرقچی میاندوآب"*، پایان‌نامه ارشد دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۸).

[۲] آقانباتی علی، *"زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین-شناسی اکتشافات معدنی کشور"*، (۱۳۸۳) ۵۸۹ صفحه.

[۳] نقشه راه‌های ارتباطی شمال‌غرب کشور با مقیاس ۱:۶۰۰۰۰۰.

[۴] نقشه زمین شناسی شاهین‌دژ، با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

[۵] شلی دیوید، *"بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"*، ترجمه عباس آسیابان‌ها. دانشگاه بین المللی امام خمینی (۱۹۷۸).

[6] De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., *"Aclassification ofvolcanic and pluttonic rocks using R_1-R_2- diagram and majorelement analyses- its relationship with current nomenclature"*, Chem Geol, (1980) pp.183-210.

[7] Middlemost E.A.K., *"Magma and magmatic rocks.long man"*, Korlo (1985).

[8] Miyashiro A., *"Volcanic rock series in island arcs and active continentalmargines"*, Am. J. Sci 247 (1974) 321-355.

[9] Rickwood P.C., *"Bounary Lines within petrologic diagrams which use oxides ofmajor and minor elements*", Lthos 22 (1989) 247-263.

[10] Maniar P. O., Piccoli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids*", Geol.Soc. Ame. Bull. 11 (1989*)* 635-643.

[11] Mullen E.D., *"$Mn/TiO_2/P_2O_5$: aminor element discirminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis"*, E.P.S.L. 62 (1983) 53-62.

[12] Pearce j.a., Cann j.R., *"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*", e.P.S.L.19 (1973) 290-300.

[13] Harker A., *"The natural history of igneous rocks"*, Macmillan, New York, (1909) 384pp.

[14] Wall V.J., Clemens J. D., Clarke D.B., *"Models foryranitioid evolution and source compositions*", Journal of Geology., Vol. 95 (1987) 731-749.

[15] Guilbert J.M., Park C.F., *"The geology ore depositd. Freeman and Company",* 985p.

[16] Rose W., Burt D. M., *"Hydrothermal alteration",* pp. 173-235, in H.L. Barnes, ed., *Geochemistry ore deposits*, 2nd ed., Gohn Wiley and Sons, New York, 798 p.

[17] Einaudi M. T., *"Description of skarn associated with porphyry coppere plutons",* Southwestern North America, Titley, S. R., ed**.,** *Advanccesin geology of the porphyry copper*

Archive of SID

www.SID.ir

deposits, south western north America : University of Arizona press, (1982a) 139-184p.

[18] Deer W. A, Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals, second ed. Longman scientific and technical, London, (*1992) *696 p.*

[19] Zharikov V. A., *"Skarns:* Internat. Geology Rev. v. 12. p. 541-559; 619-647; 760-775.

[20] Taylor, B. E., Liou, J. G., 1978. *The low temperature stability of andradite in C-O-H fluids*. American Mineralogist 63. 11-49.

[21] Gustafson W. I., *"The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H*", Journal of petrology 15 (1974) 455-496.

Archive of SID