



بررسی پگماتیت‌های ابراهیم عطار و اسکارن‌های وابسته به آن (جنوب غربی قروه)

صدیقه سلامی*، علی اصغر سپاهی، محمد معانی‌جو

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۸/۲۴، نسخه نهایی: ۹۲/۲/۳)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در غرب ایران و در ۳۸ کیلومتری جنوب غربی شهرستان قروه واقع شده است و در تقسیمات زمین‌شناسی بخشی از زون سندانج-سیرجان به حساب می‌آید. این منطقه شامل دایک‌های پگماتیتی متعددی است که از نظر کانی‌شناسی و ژئوشیمی در گروه پگماتیت‌های مسکوویت‌دار حاوی عناصر کمیاب قرار می‌گیرند. لیتولوژی این توده از سینوگرانیت تا گرانودیوریت پگماتیتی متغیر است. سنگ‌های این مجموعه از نوع I، آهکی-قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم در گستره‌ی متاآلومین تا پرآلومین قرار دارند. مقدار پایین $(La/Yb)_N$ در این نمونه‌های پگماتیتی (۲/۲۸)، نشان دهنده پیشرفت تبلور جدایشی در ماگمای اولیه است. مقدار Eu/Eu^* نیز در آنها بسیار پایین و برابر ۰/۱۳۷ است که حاکی از جدایش پلاژیوکلازهای غنی از Ca قبل از مرحله‌ی پگماتیتی است. در نمودارهای عنکبوتی رسم شده، عناصر LILE نظیر Rb، K و Th نسبت به عناصر HFSE بویژه Nb و Ti غنی شدن می‌دهند. تزریق پگماتیت‌های مورد بررسی به درون سنگ‌های کربناتی مجاور منجر به تشکیل اسکارن شده است، این اسکارن‌ها از ترکیب کانی‌شناسی متفاوتی نظیر: ترمولیت، اپیدوت، اسکاپولیت، کلینوزویت، پیروتیت، پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت تشکیل شده‌اند. بر اساس ژئوشیمی پگماتیت‌های مورد بررسی، ترکیب آنها با توده‌های توام با اسکارن Sn، W و Mo همخوانی دارد، این امر با بررسی‌های صورت گرفته در منطقه در مورد کانه‌زایی Sn و W همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی؛ آهکی-قلیایی؛ پگماتیت‌های ابراهیم عطار؛ اسکارن؛ قروه.

مقدمه

شاره‌های غیر قابل اختلاط در تشکیل پگماتیت‌ها بسیار مهم است [۲]. همچنین با استفاده از مدل‌های سرد شدن گرمایی نشان داد که پگماتیت‌های کم عمق خیلی سریع‌تر از آنچه که قبلاً تصور می‌شد، سرد می‌شوند [۳]، بنابراین دیدگاه زمین‌شناسان، راجع به تشکیل بلورهای پگماتیتی در نتیجه سرعت آهسته‌ی رشد در مدت طولانی تغییر کرد. تزریق توده‌های نفوذی در سنگ‌های آهکی مجاور باعث تشکیل اسکارن در محل تماس آنها می‌شود. از آن‌جا که ژئوشیمی توده‌های آذرین و اسکارن‌های مجاور آنها با یکدیگر در ارتباطند، لذا از روی آنالیز نمونه‌های آذرین موجود می‌توان ژئوشیمی اسکارن‌های منطقه را حدس زد. براساس کانی‌های شاخصی که در مرمرها

پگماتیت‌ها سنگ‌های درشت بلوری هستند، که اغلب ترکیب اسیدی دارند و اندازه‌ی دانه‌های آنها اصولاً بزرگ‌تر از یک سانتی‌متر است. به‌طور کلی در تشکیل بلورهای پگماتیتی مقدار پلیمریزاسیون و چسبندگی گدازه، افزایش سرعت انتشار و حلالیت ماگما موثرند. وجود اجزای فرار در گدازه‌های باقی‌مانده سرعت و نرخ هسته‌زایی بلورها را کاهش می‌دهد. بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی نشان داد که تبلور پگماتیت‌ها در محیط سرشار از مواد فرار در دمای زیر منحنی سیلان و شرایط دور از منحنی تعادلی صورت می‌گیرد [۱]. بررسی میانگیرهای مذاب در پگماتیت‌ها و اذخال‌های سیال نشان داد که نقش

* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۰۸۱)۳۸۳۸۱۴۶۰، پست الکترونیکی: Sedigheh.Salami91@gmail.com

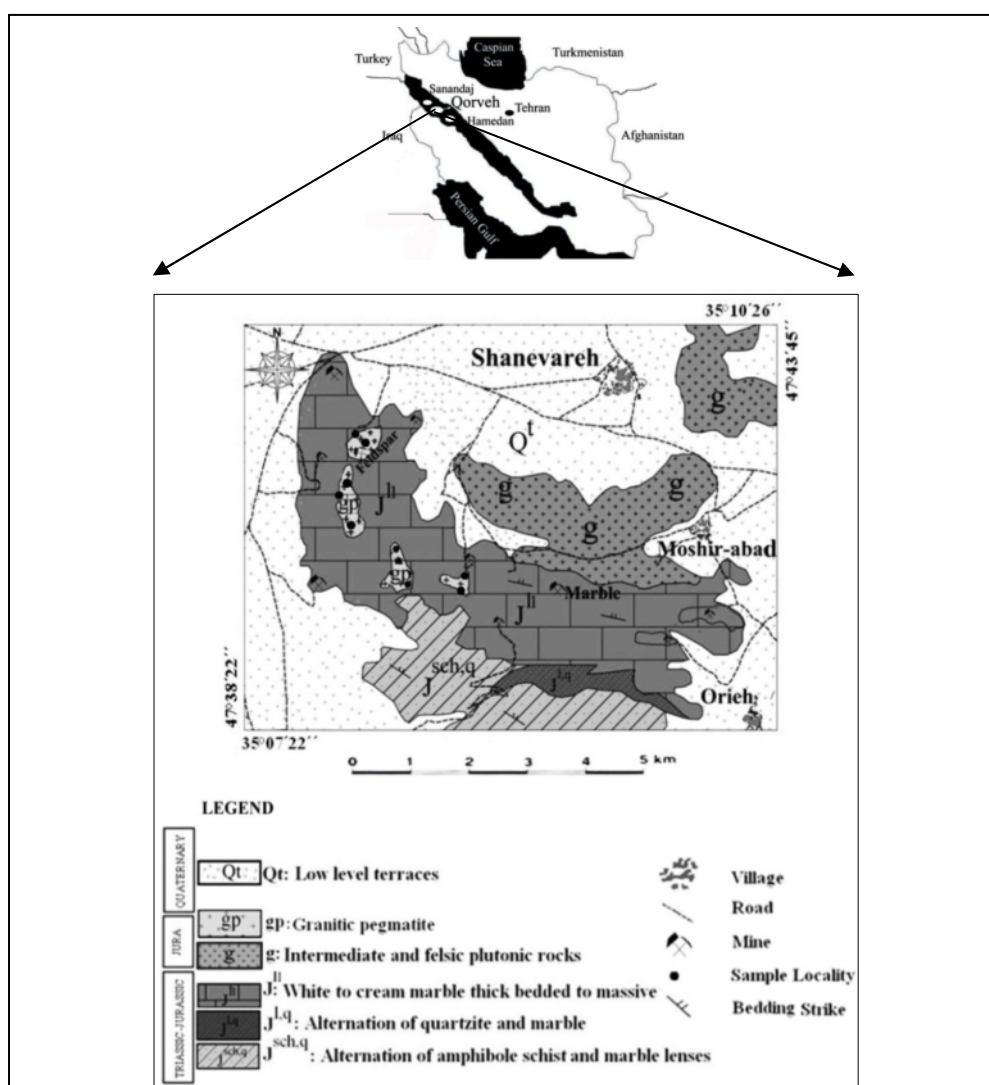
ها و اسکارن‌های منطقه است.

موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال غربی ایران و در زون ساختاری ساندج- سیرجان، بین عرض‌های جغرافیایی $22^{\circ} 07' 35''$ تا $26^{\circ} 10' 35''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $47^{\circ} 38' 22''$ تا $45^{\circ} 43' 45''$ شرقی قرار گرفته است (شکل ۱).

بیرون‌زدگی‌های موجود در منطقه، بیشتر از طبقات چین خورده‌ی کربناتی دولومیتی (شکل ۲ الف) و شیست‌های تریاس- ژوراسیک تشکیل شده است که توده‌ی پگماتیته‌ی مورد نظر در آن‌ها نفوذ کرده و در برخوردگاه آن‌ها اسکارن تشکیل شده است (شکل ۲ ب). این اسکارن‌ها در مناطق مختلف حاشیه‌ی توده‌ی دارای ترکیب کانی‌شناسی متفاوتی هستند.

تشکیل شده‌اند، می‌توان به شرایط تقریبی دما و فشار حاکم بر محیط پی برد. برخی از بررسی‌هایی که در این منطقه و نواحی مجاور انجام گرفت شامل موارد زیرند: نخستین بررسی‌های سنگ‌نگاری روی سنگ‌های آذرین جنوب قروه توسط [۴]، صورت گرفته است، [۵] نیز، نقشه زمین‌شناسی چهار گوش قروه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ را تهیه کرده است، همچنین [۶]، به بررسی ماگماتیسیم توده‌ی گرانودیوریتی جنوب قروه پرداخته است، [۷] نیز مجموعه‌ی آذرین - دگرگونی منطقه مشیرآباد- تازه آباد را بررسی کرده است و [۸] نیز به بررسی کانی‌زایی اسکارن‌های منطقه پرداخته است. با این وجود با توجه به اینکه مسئله سنگ‌نگاری و ژئوشیمی توده‌های پگماتیته‌ی موجود و اسکارن‌های حاشیه آنها، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌است؛ لذا هدف از این پژوهش بررسی سنگ‌نگاری و ژئوشیمی پگماتیت-



شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب غربی قروه (با تغییر، از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور).



شکل ۲ الف) دولومیت‌های چین خورده در نزدیکی پگماتیت‌ها. ب) نفوذ توده پگماتیته در داخل لایه کربناته‌ی دولومیتی و تشکیل اسکارن در حد فاصل آنها.

روش پژوهش

طی بررسی‌های صحرایی، تعداد ۱۰۰ نمونه‌ی دستی، از توده‌ی پگماتیته و اسکارن‌های مجاور آن نمونه برداری شدند و از ۳۰ نمونه مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. ۱۰ نمونه پگماتیته نیز به روش‌های ICP-MS و ICP-AES با استفاده از ذوب لیتیم متابورات (Lithium metaborate fusion)، در شرکت SGS کانادا آنالیز شدند، و دو نمونه از اسکارن‌های منطقه نیز، برای بررسی به روش پراش پرتو ایکس با دستگاه X-ray diffractometer مدل Ital structure، با ولتاژ ۴۰ kV و جریان ۳۰ mA و با کاتد Cu α در دانشگاه بوعلی سینا آنالیز شدند.

واحدهای سنگ‌شناسی

واحدهای سنگی موجود در منطقه شامل پگماتیت‌ها و اسکارن-ها هستند که به بررسی آنها می‌پردازیم:

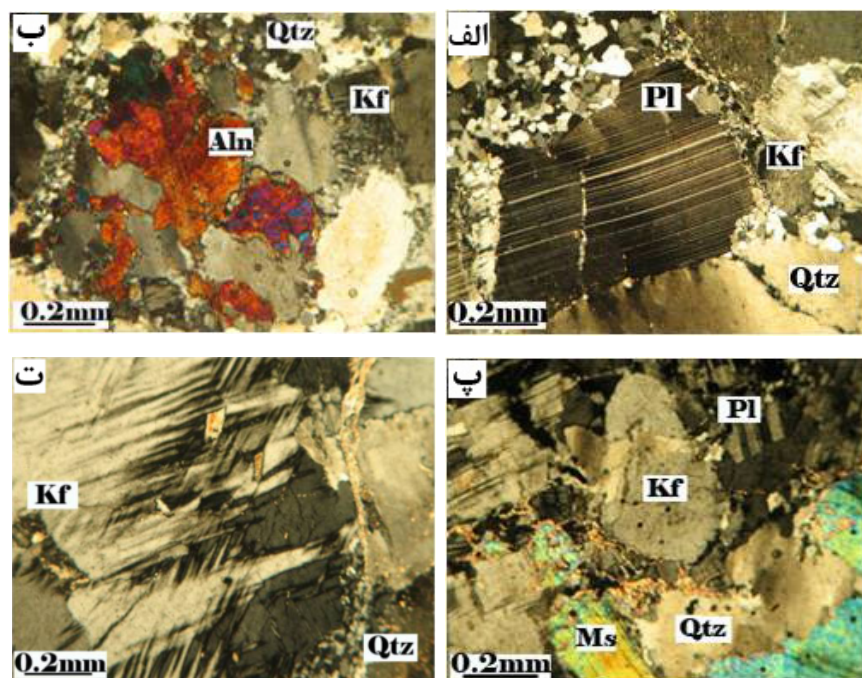
پگماتیت‌ها

بخش بزرگی از کوه ابراهیم عطار از دایک‌های پگماتیته با راستای شمال غربی- جنوب شرقی تشکیل شده است که در سنگ‌های کربناته‌ی دولومیتی منطقه نفوذ کرده‌اند. طول این برون‌زدگی‌های پگماتیته حدود ۷۰۰ متر و عرض آنها حدود ۲۰۰ متر است. این توده‌ی پگماتیته در مناطق مختلف دارای ترکیب متغیری از سینوگرانیت تا گرانودیوریت است (شکل ۳ الف و ۳ پ)، واحدهای سنگی مورد نظر در نمونه‌ی دستی غالباً سفید و از نظر ضریب رنگینی هولولوکوکرات هستند. توده پگماتیته مورد بررسی دارای منطقه‌بندی است و از حاشیه به

سمت مرکز توده، تغییرات کانی‌شناسی و بافتی به روشنی دیده می‌شود. این توده را می‌توان به چهار منطقه تقسیم‌بندی کرد که از خارج به داخل عبارتند از: ۱- منطقه‌ی حاشیه‌ای ۲- منطقه‌ی دیواره‌ای ۳- منطقه‌ی میانی ۴- منطقه‌ی مرکزی. منطقه‌ی حاشیه‌ای: از کانی‌های فلدسپار (۴۵٪)، کوارتز (۳۵٪)، مسکوویت (۱۰٪)، بیوتیت (۹٪) و اسفن (۱٪)، منطقه‌ی دیواره‌ای از کانی‌های کوارتز (۴۰٪)، فلدسپار (۴۰٪)، مسکوویت (۱۵٪)، بیوتیت (۳٪) و گارنت (۲٪)، منطقه میانی از کانی‌های کوارتز (۴۰٪)، فلدسپار (۳۰٪)، بریل (۲۰٪)، درشت بلورهای مسکوویت (۸٪) و بیوتیت (۲٪) و منطقه‌ی مرکزی: شامل عدسی‌های بزرگی از کوارتز دودی و سفید (۷۰٪) و فلدسپارپتاسیم (۳۰٪) تشکیل شده‌اند. کانی‌های اصلی در توده‌ی مورد بررسی شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، موسکوویت و بیوتیت هستند و کانی‌های فرعی عبارتند از گارنت، زیرکن، اسفن و آلانیت (شکل ۳ ب). در مورد علل تشکیل گارنت در پگماتیت‌ها نظریه‌های متفاوتی توسط دانشمندان ارائه شده است؛ از جمله [۹]، سازوکاری را پیشنهاد کرد که بر اساس آن مقدار Mn در بخش سقف مخزن ماگمایی با افزایش شاره‌ها به تدریج زیاد می‌شود. به تاکید [۱۰]، با افزایش جدایش در ماگما همگام با افزایش Al مقدار Mn نیز به تدریج زیاد می‌شود و باعث تشکیل گارنت‌های غنی از Fe و Mn می‌شود. [۱۱]، نیز بر این عقیده است که در اعماق کم Mn در ساختار گارنت تثبیت می‌شود. یکی دیگر از کانی‌های فرعی کانی آلانیت است که یکی از اعضای خانواده اپیدوت-

زمین‌ساختی وارد شده در منطقه‌اند [۱۳]. با توجه به ژئوشیمی و کانی‌شناسی پگماتیت‌های مورد بررسی در رده‌بندی [۱۴] این پگماتیت‌ها در دسته‌ی موسکوویت‌دار حاوی عناصر کمیاب (MSREL) قرار می‌گیرند. کانی‌های میزبان عناصر کمیاب که در این گروه شاخص‌اند و در پگماتیت‌های مورد بررسی نیز یافت می‌شوند؛ و از آلانیت، بریل، اسفن و گارنت تشکیل شده‌اند. پگماتیت‌هایی که در این گروه قرار می‌گیرند در مقایسه با گرانیت‌های مولد خود اغلب دارای منطقه‌بندی هستند [۱۵-۱۷] که نشان دهنده‌ی تبلور جدایشی ماگمای تشکیل دهنده‌ی این پگماتیت‌هاست که به خوبی در پگماتیت‌های منطقه دیده می‌شود. بیرون‌زدگی‌های مجاور این توده پگماتی، توده‌های نفوذی با ترکیب لیتولوژی متنوعی نظیر: دیوریت، کوارتز-دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت را شامل می‌شوند، بر اساس بررسی‌های صورت گرفته در منطقه و نیز روند تغییرات در نمودارهای هارکر و نمودارهای عنکبوتی مربوطه، ارتباط بین نمونه‌های مختلف موجود از نوع تبلور جدایشی است [۱۸]، لذا پگماتیت‌های مورد بررسی، آخرین فاز تبلور ماگما در منطقه‌اند.

هاست و حاوی عناصر نادر خاکی و عناصر رادیواکتیو و نیز ترکیب نسبتاً پیچیده‌ی $(Ca, Mn, Ce, La, Y, Th)_2(Fe^{+3}, Fe^{+2}, Ti)Al_2O_3 \cdot OH(Si_2O_7)(SiO_4)$ است، تشکیل آن در پگماتیت‌ها به علت انباشت این عناصر در مراحل پایانی تبلور ماگماست. مهم‌ترین کانی فرعی موجود که در زون میانی توده تشکیل شده است بریل است، که به صورت بلورهایی با اندازه‌های متفاوت از چند سانتی‌متر تا بیش از یک متر دیده می‌شوند. تشکیل این بلورها نشان دهنده‌ی پیشرفت بیش از ۹۵ درصد جدایش در گدازه‌های گرانیتی و انباشت بریلیم در گدازه‌ی باقی‌مانده است [۱۲]. هرچه از حاشیه‌ی توده‌ی پگماتی به سمت مرکز نزدیک می‌شویم، اندازه‌ی کانی‌های تشکیل شده به تدریج افزایش می‌یابد، بطوری‌که نمونه‌ها به راحتی در اندازه‌ی ماکروسکوپی قابل تشخیص‌اند، و در برخی کانی‌ها نیز بافت‌های دگرشکلی، نظیر کوارتزهای با خاموشی موجی، کوارتزهای کشیده، میکا ماهی، میکروکلین با ماکل‌های کج شده، پرتیت شعله‌ای، ارتوکلاز دگرشکل شده حاوی ماکل تارتن (میکروکلین) در برخی قسمت‌های بلورهای آن (شکل ۳ ت) و پلاژیوکلاز با رخ پله‌ای، سوزنی و قفسه‌کتابی، در مقاطع نشان دهنده‌ی نیروهای



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های پگماتی منطقه در نور XPL. الف) گرانودیوریت پگماتی با کوارتزهای ساب‌گرین شده و پلاژیوکلاز با ماکل‌های خمیده. ب) حضور آلانیت در پگماتیت‌های منطقه. پ) مونزودیوریت پگماتی (ت) ارتوکلاز دگرشکل شده حاوی ماکل تارتن (میکروکلین) در برخی قسمت‌های بلورهای آن. Pl: پلاژیوکلاز، Kf: فلدسپار پتاسیم، Qtz: کوارتز، Ms: موسکوویت، Aln: آلانیت.

ژئوشیمی پگماتیت‌ها

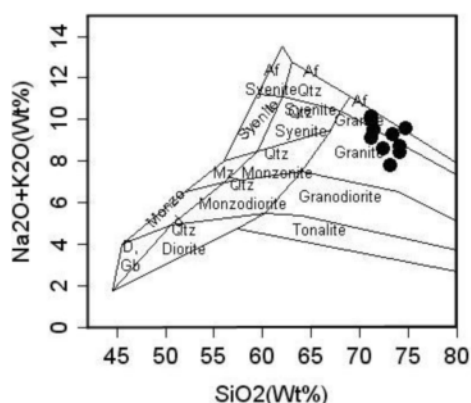
ژئوشیمی عناصر اصلی

نتایج آنالیز عناصر اصلی وابسته به ۱۰ نمونه‌ی پگماتیتی به روش‌های ICP-MS و ICP-AES در جدول ۱ ارائه شده‌اند. نمونه‌های آنالیز شده حدود ۷۱ تا ۷۵ درصد وزنی SiO_2 را شامل می‌شوند. موقعیت نسبی نمونه‌ها، در نمودار [۱۹] مشخص شده است، در این نمودار بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی گرانیات تا گرانیات قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴). این نمونه‌ها از نظر درجه‌ی اشباع از آلومینا، در نمودار مربوط به [۲۰]، در

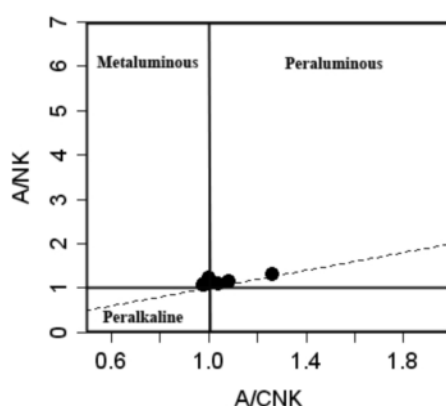
گستره‌ی متآلومین تا کمی پراآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۵). نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی در مقابل SiO_2 در گستره‌ی نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف) [۲۱] و در نمودار FeO/MgO نسبت به SiO_2 نمونه‌ها در گستره‌ی سری آهنی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب) [۲۲]. در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O نیز نمونه‌ها در گستره‌ی آهنی-قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶ پ) [۲۳].

جدول ۱ نتایج آنالیز نمونه‌های پگماتیتی، به روش ICP-AES و ICP-MS (نمونه‌ها از منطقه‌ی حاشیه‌ای توده برداشت شده‌اند).

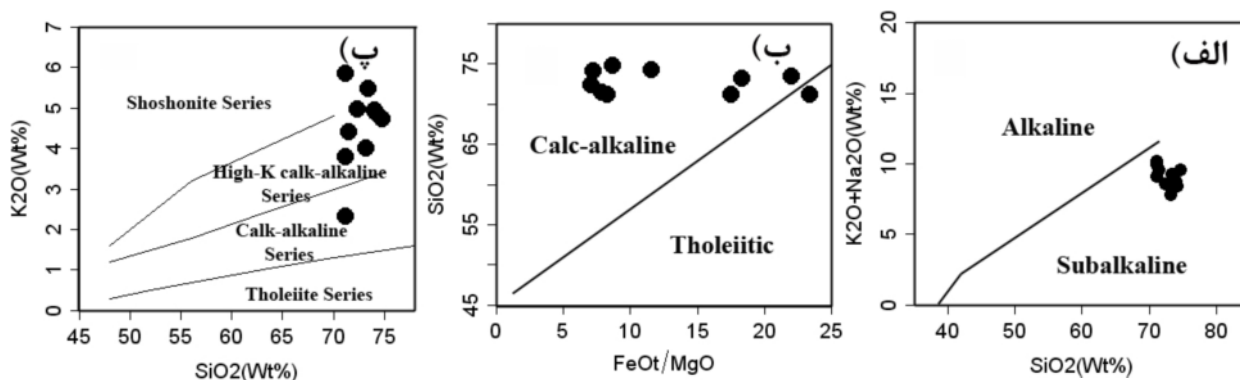
Sample Oxide	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Major elements (Wt %)										
SiO_2	۷۴.۱	۷۴.۸	۷۱.۲	۷۱.۲	۷۳.۴	۷۱.۵	۷۱.۲	۷۴.۲	۷۲.۴	۷۳.۲
TiO_2	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۱۴	۰.۰۳
Al_2O_3	۱۴.۱	۱۴.۴	۱۴.۸	۱۶.۲	۱۳	۱۳.۹	۱۴.۶	۱۲.۲	۱۲.۹	۱۳.۷
Cr_2O_3	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
Fe_2O_3	۰.۲۴	۰.۲۹	۰.۲۶	۰.۴۶	۰.۴۹	۰.۳۵	۰.۷۸	۰.۹	۱.۲۶	۱.۰۲
MgO	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۱۶	۰.۰۵
MnO	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۱
CaO	۱.۴	۰.۴۴	۰.۶۱	۰.۷۹	۰.۶۳	۰.۵۷	۰.۳۵	۰.۷۶	۰.۹۱	۰.۱۴
K_2O	۴.۹۴	۴.۷۴	۵.۸۵	۲.۳۲	۵.۴۷	۴.۴۱	۳.۷۹	۴.۸۹	۴.۹۶	۴
Na_2O	۳.۷۵	۴.۸۳	۴.۲۷	۷.۶۴	۳.۸	۵.۱	۵.۳	۳.۵	۳.۶	۳.۸
P_2O_5	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۱	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۱	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۶
LOI	۰.۵۰	۰.۲۰	۱.۱۰	۰.۳۰	۰.۶۷	۰.۵۷	۰.۷۶	۰.۳۸	۰.۵۲	۱.۰۷
total	۹۹.۲	۹۹.۵	۹۸.۲	۹۹.۱	۹۷.۶	۹۶.۵	۹۷.۰	۹۷.۰	۹۶.۹	۹۷.۱
Trace elements (ppm)										
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	۲	<۱	۱	<۱	<۱	۲
Ba	۴۸.۶	۷	۴.۱	۹.۱	<۱.۰	<۱.۰	<۱.۰	۱۵.۰	۱۶.۰	<۱.۰
Ce	۵.۳	۱.۰۳	۲.۹	۶.۳	۱۷.۹	۱۲.۹	۴.۹	۱۸.۸	۳۳.۱	۲.۹
Co	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	۰.۸	۱	۰.۶
Cs	۲.۹۲	۳.۴۳	۳.۶۸	۱.۸۶	۲.۹	۲	۶.۳	۱.۴	۱.۵	۳۵.۷
Cu	۵	۶	<۵	۹	۷	۱۷	۸	۱۳	۹	۸
Dy	۲.۴۱	۲.۵۱	۱.۲۶	۲	۳.۰۲	۱.۲	۱.۳۹	۱.۶۷	۱.۷	۱.۸۸
Er	۱.۲	۱.۱۴	۰.۶۳	۰.۹۹	۱.۴۵	۰.۶۵	۰.۵۴	۱.۱۱	۱.۱۷	۰.۸۱
Eu	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۳	<۰.۰۵	۰.۰۷	<۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۸	<۰.۰۵
Ga	۲۴.۳	۲۱.۶	۲۲.۷	۲۵.۳	۱۹	۲۵	۳۳	۱۴	۱۶	۴۵
Gd	۱.۴۴	۱.۳۸	۰.۷۶	۱.۰۸	۲.۵۸	۱.۰۲	۱	۱.۵۵	۱.۷	۱.۲۹
Hf	۱.۸	۰.۶	۰.۹	۱	۲	<۱	۱	۳	۴	۲
Ho	۰.۴	۰.۴	۰.۲۱	۰.۳۴	۰.۴۵	۰.۱۹	۰.۱۸	۰.۳۲	۰.۳۵	۰.۲۸
La	۲	۴.۶	۱.۸	۳.۳	۷.۴	۷.۹	۳.۵	۱۱.۵	۱۸.۳	۲.۲
Lu	۰.۲۷	۰.۲۲	۰.۱۴	۰.۲۲	۰.۲۷	۰.۱	۰.۰۸	۰.۱۷	۰.۲۳	۰.۱۴
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۱۰.۲۵	۷.۵۳	۳.۵	۶.۸۱	۱.۰۹	۳.۸	۶.۱	۲.۵	۲.۰	۱۰.۲
Nd	۳.۵	۴.۲	۱.۲	۲.۴	۸.۱	۴.۵	۱.۸	۷	۹.۳	۱.۷
Ni	<۵	<۵	<۵	۵	<۵	<۵	<۵	۷	۱۱	۵
Pr	۰.۷۸	۱.۱۸	۰.۳۲	۰.۷۱	۲.۱۸	۱.۲۲	۰.۵	۱.۸۷	۳.۱۹	۰.۴۴
Rb	۳۳.۴	۳۱.۲	۳۸.۳	۱۷.۸۵	۳.۶۴	۳.۰۳	۳.۷۶	۱.۶۰	۱.۸۰	۵۸.۶
Sm	۱.۷۱	۱.۵۵	۰.۶۳	۱.۱۸	۲.۸	۱	۰.۷	۱.۵	۱.۹	۰.۹
Sn	۱	۱	۱	۱	۱	<۱	۸	<۱	۲	۳.۷
Sr	۵۰.۱	۱۴.۵	۱۲.۸	۱۵	۱.۰	۱.۰	<۱.۰	۵.۰	۴.۰	<۱.۰
Ta	۲.۸	۱۲.۵	۶.۳	۱۲.۸	۱۹.۸	۷.۲	۸.۸	۲.۱	۲.۲	۱۳.۷
Tb	۰.۲۸	۰.۳۹	۰.۲۱	۰.۳۱	۰.۴۸	۰.۱۸	۰.۲۱	۰.۲۴	۰.۲۸	۰.۳
Th	۶.۳۹	۵.۵	۴.۱۸	۳.۷	۱۲.۹	۹.۹	۴.۳	۱.۹	۲.۱۲	۹.۷
Tl	<۰.۵	<۰.۵	۰.۷	<۰.۵	۰.۸	۰.۶	۰.۸	<۰.۵	<۰.۵	۱.۴
Tm	۰.۲۳	۰.۲۳	۰.۱۲	۰.۱۹	۰.۲۶	۰.۱	۰.۰۹	۰.۱۵	۰.۲	۰.۱۳
U	۱۲.۸	۷.۵۸	۵.۴۵	۵.۳۹	۳۱.۷	۵.۳۸	۴.۵۲	۵.۱۷	۳.۶۹	۱۵.۴
V	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۶	۵	۱۰	۲۱	۶
W	۱	۳	۲	۳	۲	<۱	۴	<۱	<۱	۱۲
Y	۱۳.۴	۱۳.۵	۷.۱	۱۰.۲	۱۴.۸	۶.۳	۶.۷	۹.۳	۱۱	۱۰.۸
Yb	۱.۹	۱.۶۳	۰.۹۵	۱.۵۳	۲.۴	۰.۸	۰.۹	۱.۳	۱.۴	۱
Zn	۱۳	۱۰	۵	۱۶	۷	۸	۱۲	۱۱	۲۰	۱۸
Zr	۲۳	۹	۱۴	۱۳	۳۰	۱۰	۲۰	۶۰	۵۰	۴۰



شکل ۴ موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مجموع آلکالن - سیلیس TAS [۱۹].



شکل ۵ نمودار تغییرات A/CNK نسبت به A/NK [۲۰] که نشان دهنده طبیعت متآلومین تا پرآلومین نمونه‌های مورد مطالعه است.



شکل ۶ تعیین سری ماگمایی: الف) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به SiO_2 [۲۱] نمونه‌ها در سری نیمه قلیایی قرار می‌گیرند. ب) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار FeO/MgO نسبت به SiO_2 [۲۲] نمونه‌ها در سری آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. پ) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۲۳]، اکثر نمونه‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند.

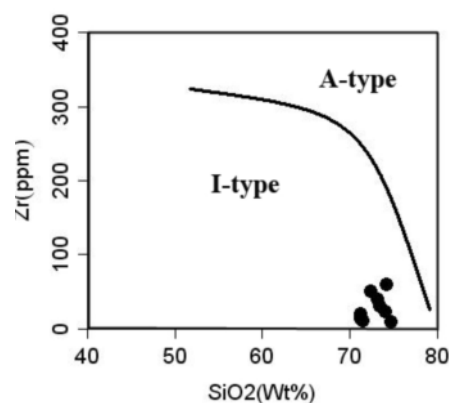
ژئوشیمی عناصر کمیاب

Ba (۴/۱ ppm)، Nb (۲۰-۱۰۲ ppm)، Cs (۱/۴-۳۵/۷ ppm)، اما مقدار La (۱/۸-۱۸/۳ ppm) و Rb (۱۶۰-۵۸۶ ppm) غنی شده‌اند، عناصر سازگار نظیر Ni (۵-۱۱ ppm) و V (۵-۲۱ ppm) پایین است، که نشان دهنده‌ی انباشت عناصر ناسازگار در پگماتیت‌ها،

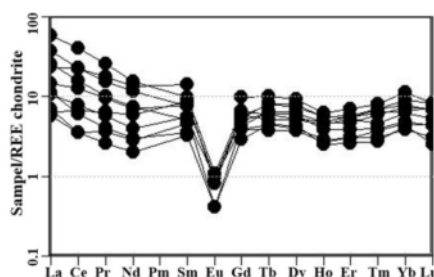
نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب وابسته به ۱۰ نمونه‌ی پگماتیتی در جدول ۱ ارائه شده‌اند. به طور کلی در این نمونه‌ها مقدار عناصر ناسازگار نظیر Ga (۱۴-۴۵ ppm)، Ga (۱۴-۴۵ ppm) -۱۶۰ ppm

[۲۶]. در شکل ۹ نیز تغییرات عناصر کمیاب در نمونه‌ها نسبت به فراوانی آن‌ها در گوشته‌ی اولیه [۲۷] بهنجار شده است. در این نمودار بیهنجاری منفی عناصر Ba, Nb, Sr, P و Ti به خوبی دیده می‌شود، که می‌تواند مربوط به توده‌های آهکی-قلیایی قوسی باشد [۲۸]؛ بیهنجاری منفی Ba می‌تواند به جدایش بیوتیت از گدازه وابسته باشد، بیهنجاری منفی Nb و Ti نیز با جدایش آمفیبول‌ها و کانی‌های حاوی Ti نظیر تیتانیت ارتباط دارد، بیهنجاری منفی Sr با بیهنجاری منفی Eu همخوانی دارد و مبین جدایش پلاژیوکلاز کلسیک در طول جدایش ماگما است و بیهنجاری منفی P نیز به تبلور تفریقی آپاتیت از ماگما وابسته است.

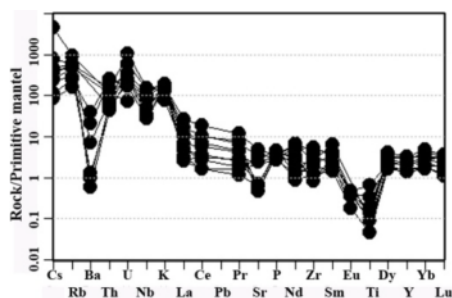
بعنوان آخرین فاز تبلور ماگماست. در نمودار Zr نسبت به SiO_2 [۲۴] بیشتر نمونه‌ها در موقعیت I-type قرار می‌گیرند (شکل ۷). الگوهای REE بهنجار شده‌ی نمونه‌های پگماتیتی نسبت به فراوانی آنها به کندریت [۲۵] در شکل ۸ نشان داده شده است. درجه غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE که غالباً به صورت $(\text{La/Yb})_N$ گزارش می‌شود در این نمونه‌ها پایین و برابر ۲/۲۸ است، که نشان دهنده‌ی پیشرفت تبلور جدایشی در منطقه است. نابهنجاری Eu نیز که به صورت Eu/Eu^* بیان می‌شود، در این نمونه‌ها برابر ۰/۱۳۷ است، که حاکی از جانشینی این عنصر در پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم در طول تبلور جدایشی ماگما قبل از مرحله‌ی پگماتیتی است



شکل ۷ موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Zr در مقابل SiO_2 [۲۴].



شکل ۸ نمودار عنکبوتی عناصر REE نمونه‌های مختلف که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند [۲۵]، وجود بیهنجاری منفی Eu، نشان دهنده‌ی جدایش پلاژیوکلازهای غنی از Ca در طول تبلور جدایشی از ماگماست.

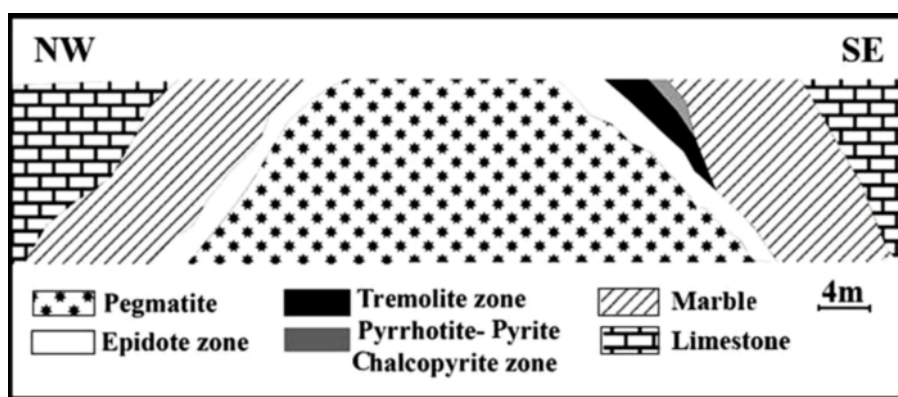


شکل ۹ نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب در نمونه‌های پگماتیتی که نسبت به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند [۲۶]. در همه نمودارها بیهنجاری منفی عناصر Ba, Nb, Sr, P و Ti به وضوح دیده می‌شوند، این ویژگی مربوط به توده‌های آهکی-قلیایی قوسی است.

اسکارنها

در برخوردگاه پگماتیت‌ها با سنگ‌های کربناتی حاشیه، زون‌های اسکارنی متفاوتی تشکیل شده‌اند؛ منطقه‌بندی این اسکارنها در شکل ۱۰ و مشخصات کانی‌شناسی و موقعیت جغرافیایی این زون‌ها در جدول ۲ آورده شده‌اند. این اسکارنها شامل: اسکارن اپیدوتی که به صورت هاله‌ای سبز رنگ در اطراف توده‌ی پگماتیتی دیده می‌شود (شکل ۲ الف)، در ارتفاعات کوه ابراهیم عطار این نوع اسکارنها بیشتر از اپیدوت (۸۰٪) و درصد کمی دولومیت (۷٪)، پلاژیوکلاز (۶٪) و ترمولیت (۴٪) و کوارتز (۳٪) تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱ الف). در یال شرقی کوه ابراهیم عطار اسکارن‌های اپیدوتی حاوی کانی‌های اپیدوت (۵۰٪)، دولومیت (۲۵٪)، کلینوزوئیزیت (۲۰٪) و زوئیزیت (۵٪)، هستند (شکل ۱۱ ب). اسکارن ترمولیت‌دار یکی دیگر از انواع اسکارن‌های تشکیل شده در منطقه است (شکل ۱۱ پ)، این اسکارنها بیشتر در یال شمالی کوه ابراهیم عطار، در برخوردگاه بین توده پگماتیتی و مرمرها دیده می‌شوند که دارای بیش از ۷۰٪ ترمولیت و حدود ۳۰٪ کلسیت

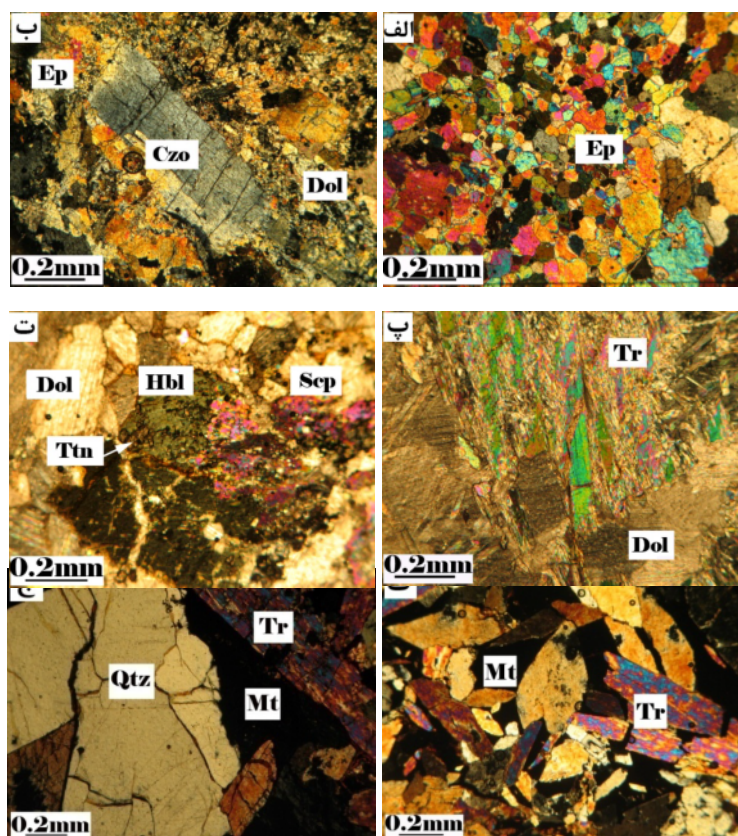
است. اسکارن ترمولیت و اسکاوپولیت‌دار نیز بیشتر در برخوردگاه با مرمرهای سیاه منطقه تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱ ت) که دارای ترمولیت (۵۰٪)، دولومیت (۴۰٪) و اسکاوپولیت (۱۰٪) هستند، الگوی پراش نمونه‌ی آنالیز شده با شکل ۱۲ همخوانی دارد. اسکاوپولیت به عنوان یک کانی شاخص دگرگونی همبری در سنگ آهکی بلورین است؛ ترکیب این کانی شبیه فلدسپارهاست، با توجه به اینکه اسکاوپولیت‌های موجود در محیط سیلیکات آهکی تشکیل شده‌اند ترکیب آنها به میونیت ($3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaSO}_4(\text{CaCO}_3)$) نزدیک‌تر است تا به ماریالیت ($3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl}$). اسکارن‌های ترمولیتی حاوی ترمولیت (۷۰٪)، مگنتیت (۲۰٪) و کوارتز (۱۰٪) نیز به صورت پراکنده در حاشیه‌ی غربی توده‌ی پگماتیتی دیده می‌شوند (شکل ۱۱ ث، ج). علاوه بر این، اسکارن‌های حاوی پیروتیت، پیریت و کالکوپیریت نیز در قله کوه ابراهیم عطار (۲۶۸۹م) و در حد فاصل پگماتیت‌ها و دولومیت‌های اطراف تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳، جدول ۲)، الگوی پراش نمونه آنالیز شده‌ی وابسته در شکل ۱۴ آورده شد.



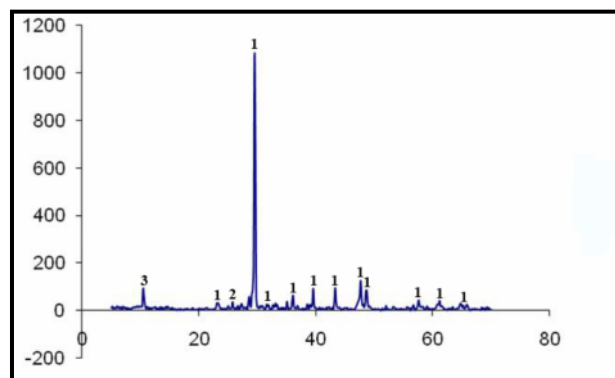
شکل ۱۰ منطقه‌بندی اسکارن‌های حاشیه پگماتیت‌های ابراهیم عطار.

جدول ۲ انواع اسکارن‌های موجود و کانی‌های تشکیل دهنده و موقعیت جغرافیایی آنها. X: کانی اصلی، O: کانی فرعی. Ep: اپیدوت، Opc: کانی کدر، Cal / Dol: کلسیت یا دولومیت، Czo: کلینوزوئیزیت، Scp: اسکاوپولیت، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Ttn: تیتانیت.

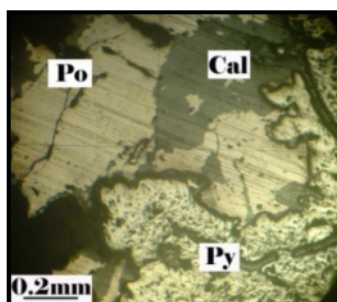
موقعیت جغرافیایی		کانی‌های موجود										زون بندی اسکارن‌های منطقه	
ارتفاع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	Ttn	Pl	Qtz	Scp	Czo	Cal/Dol	Tr	Opc	Ep		
۲۵۲۲	۴۷° ۴۱' ۶"	۳۵° ۰۸' ۹/۴"		O	O			O	X		X	اسکارن اپیدوتی	زون اپیدوت
۲۴۳۶	۴۱° ۴۷' ۱۶/۴"	۳۵° ۸' ۱۰/۲"					X	X			X	اسکارن کلینوزوئیزیت و اپیدوت‌دار	
۲۶۶۰	۴۷° ۴۱' ۱۷"	۳۵° ۰۷' ۵۶"	O			X		X	X			اسکارن ترمولیت و اسکاوپولیت‌دار	زون ترمولیت
۲۶۳۸	۴۷° ۴۱' ۲۱/۶"	۳۵° ۰۸' ۴"			O			X	X			اسکارن ترمولیت‌دار	
۲۶۸۹	۴۷° ۴۱' ۱۹/۶"	۳۵° ۷' ۴۹/۸"						O		X		اسکارن پیروتیت، پیریت و کالکوپیریت‌دار	زون پیروتیت، پیریت و کالکوپیریت



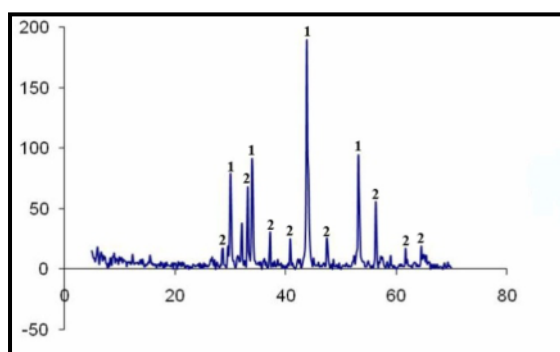
شکل ۱۱ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های اسکارنی منطقه در نور XPL. (الف) اسکارن اپیدوتیتی. (ب) اسکارن اپیدوت و کلینوزوئیت‌دار (پ) اسکارن ترمولیت‌دار (ت) اسکارن ترمولیت و اسکاپولیت‌دار (ث) اسکارن ترمولیت و مگنتیت‌دار (ج) اسکارن ترمولیت، مگنتیت و کوارتزدار. Ep: اپیدوت، Czo: کلینوزوئیت، Dol: دولومیت، Tr: ترمولیت، Sep: اسکاپولیت، Ttn: تیتانیت، Mt: مگنتیت.



شکل ۱۲ الگوی پراش پرتو X، مربوط به نمونه اسکارن ترمولیت و اسکاپولیت دار: ۱: کلسیت، ۲: اسکاپولیت ۳: ترمولیت.



شکل ۱۳ تصویر مقطع نازک صیقلی اسکارن دارای پیروتنیت و پیریت، Po: پیروتنیت، Py: پیریت، Cal: کلسیت.



شکل ۱۴ الگوی پراش پرتو X، مربوط به پیروتیت و پیریت موجود در اسکارن‌های منطقه‌ی مورد بررسی. ۱: پیروتیت، ۲: پیریت.

اسکارن‌ها، استفاده کرد کانی ترمولیت است، با توجه به نوع پگماتیت‌های مورد بررسی (MSRE)، اگر فشار تشکیل این پگماتیت‌ها را حدود ۲-۳ Kbar بگیریم با توجه به گستره‌ی کانی‌های شاخص در دولومیت‌ها، دمای تشکیل این اسکارن‌ها حدود ۴۵۰-۵۵۰°C است (شکل ۱۷).

بر اساس بررسی‌هایی که توسط [۳۵-۳۰]، صورت گرفت، بین ترکیب‌های آذرین و اسکارن‌های حاصل از آنها برازش وجود دارد، لذا بر اساس آنالیزهای مربوط به توده‌ی آذرین و بکارگیری برخی نمودارهای هارکر، می‌توان ترکیب توده‌ی مورد بررسی را با توده‌های گرانیتوئیدی اسکارن‌زای دنیا مقایسه کرد و ترکیب احتمالی اسکارن‌های حاصل از توده‌ی مورد نظر را برآورد کرد. مقدار MgO در نمونه‌های پگماتیتی موجود مشابه گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن Sn و Mo است (شکل ۱۸ الف)، در نمودار K₂O نیز این نمونه‌ها به سمت گرانیتوئیدهای با اسکارن Sn و Mo تمایل دارند (شکل ۱۸ ب)، در نمودار مجموع عناصر قلیایی نیز به سمت گرانیتوئیدهای با اسکارن Sn، W و Mo تمایل دارند (شکل ۱۸ پ)، موقعیت نمونه‌ها در نمودار (Fe₂O₃ + CaO + Na₂O/K₂O) نیز مشابه گرانیتوئیدهای توام با اسکارن Sn، W و Mo است (شکل ۱۸ ت) شاخص اشباع شدگی Al در این پگماتیت‌ها مشابه گرانیتوئیدهای توام با اسکارن Sn و Mo است (شکل ۱۸ ث). از آنجا که عنصر Mo به عنوان مهم‌ترین عنصر ردیاب تنگستن محسوب می‌شود و پس از آن، Sn عنصر همراه W است، لذا این نوع اسکارن‌ها اغلب با یکدیگر یافت می‌شوند. اسکارن‌های حاوی تنگستن اغلب در مجاورت باتولیت‌های گرانودیوریتی تا کوارتز مونزونیتی از نوع آهکی-قلیایی با سنگ‌های کربناتی بوجود می‌آید [۳۶]، چنین شرایطی در منطقه‌ی مورد بررسی به خوبی مشهود است. وجود این نوع اسکارن‌ها در منطقه، با گزارش ارائه شده توسط سازمان زمین‌شناسی دال بر وجود تنگستن، بصورت کانی شثلیت (CaWO₄) و مولیبدنیت

واکنش‌های دگرگونی و شرایط تشکیل آنها

نمودار پاراژنز کانی‌های موجود در این اسکارن‌ها در شکل ۱۵ رسم شده است. این اسکارن‌ها از سه زون اصلی تشکیل شده- اند: ۱- زون اپیدوت ۲- زون ترمولیت ۳- زون پیروتیت، پیریت و کالکوپیریت.

معمول‌ترین واکنش برای تشکیل اپیدوت در مرمهرهای منطقه به صورت زیر است [۲۹]. نمودار ترکیب - پاراژنز مربوط به این واکنش در شکل ۱۶ الف نشان داده شده است.

$$\text{Tr} + \text{Pl} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ep} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{Dol}$$

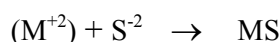
[۲۹]، دو واکنش برای تشکیل ترمولیت به بهای مصرف دیوپسید و تالک ارائه کردند، اما از آنجا که در مقاطع مورد بررسی آثاری از این کانی‌ها دیده نشد؛ به نظر می‌رسد که با توجه به شواهد میکروسکوپی، ترمولیت‌های موجود به طور مستقیم از واکنش دولومیت با سیلیس تشکیل شده است. واکنش مناسب تشکیل ترمولیت در مرمهرهای منطقه نیز به صورت زیر است [۲۹]، و نمودار ترکیب - پاراژنز واکنش مربوطه در شکل ۱۶ ب نشان داده شده است.

$$\text{Dol} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Tr} + \text{CO}_2$$

واکنش مورد نظر برای تشکیل ترمولیت و اسکاپولیت در منطقه نیز به صورت زیر است [۲۹]، نمودار ترکیب - پاراژنز این واکنش نیز در شکل ۱۶ پ نشان داده شد.

$$\text{Dol} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Tr} + \text{Scp} + \text{CO}_2$$

برای تشکیل کانی‌های سولفیدی در اسکارن‌های منطقه شاره- های کانه‌ساز می‌بایست به حالت احیاء برسد. در این شرایط یون احیایی S⁻² با کاتیون‌های فلزی دو ظرفیتی (M⁺²) از جمله Fe و Cu وارد واکنش شده و کانی‌های سولفیدی نظیر پیروتیت، پیریت و کالکوپیریت را در این اسکارن‌ها ایجاد می‌کنند.



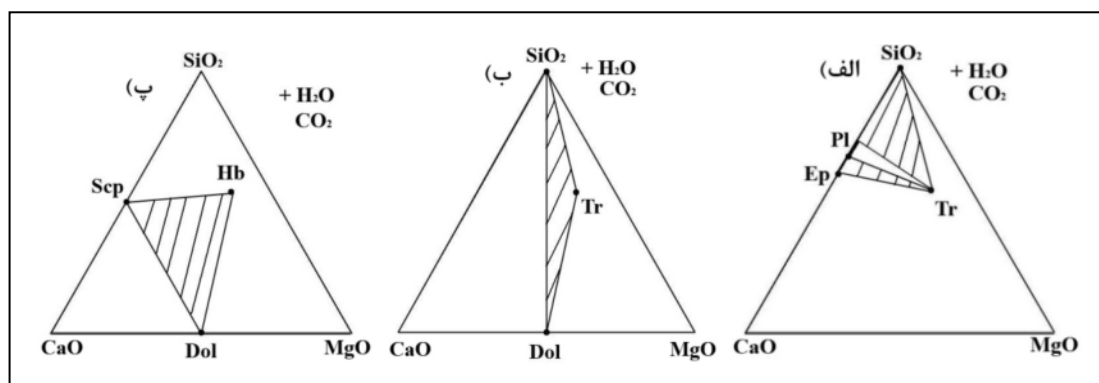
کانی شاخص تشکیل شده در این اسکارن‌ها که بتوان از آن برای تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر محیط در زمان تشکیل

های آذرین همراه با اسکارن‌های Sn، W و Mo دارای نسبت Rb/Sr بالایی هستند، که نشان می‌دهد جدایش نقش اساسی در تشکیل این نوع نهشته‌ها داشته است. نسبت بالای (۱۲/۵۵) Rb/Sr در نمونه‌های پگماتیته مورد بررسی، و نیز وجود طیف سنگی مختلف در منطقه، از دیوریت تا پگماتیت، موید نقش جدایش در تشکیل توده‌های پگماتیته منطقه است.

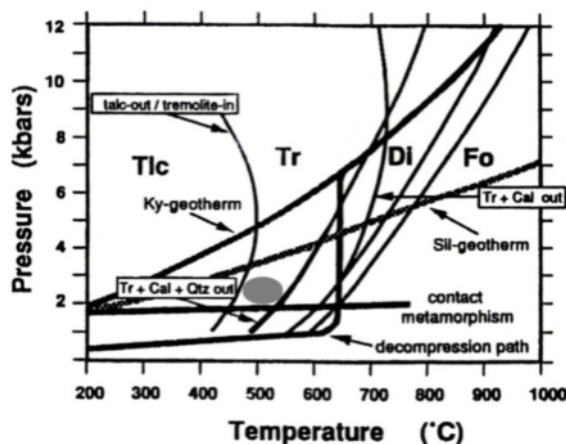
(MoS₂) به صورت کانی همراه، همخوانی دارد [۳۷]، همچنین حضور بلورهای پوولیت (CaMoO₄) در این اسکارن‌ها [۸]، که دارای محلول جامد با شلیت هستند؛ تاییدی دیگر بر این ادعاست. مهم‌ترین کانی موجود در این اسکارن‌های میزبان W، کانی شلیت است، دیگر کانی‌های همراه موجود عبارتند از پیروتیت، پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت. بنابر [۳۴]، نهشته-

Mineral	Time →		
Tremolite	-----	-----	-----
Epidote	-----	-----	-----
Scapolite	-----	-----	-----
Pyrite	-----	-----	-----
Pyrrhotite	-----	-----	-----
Chalcopyrite	-----	-----	-----
Quartz	-----	-----	-----
	Zone1	Zone2	Zone3

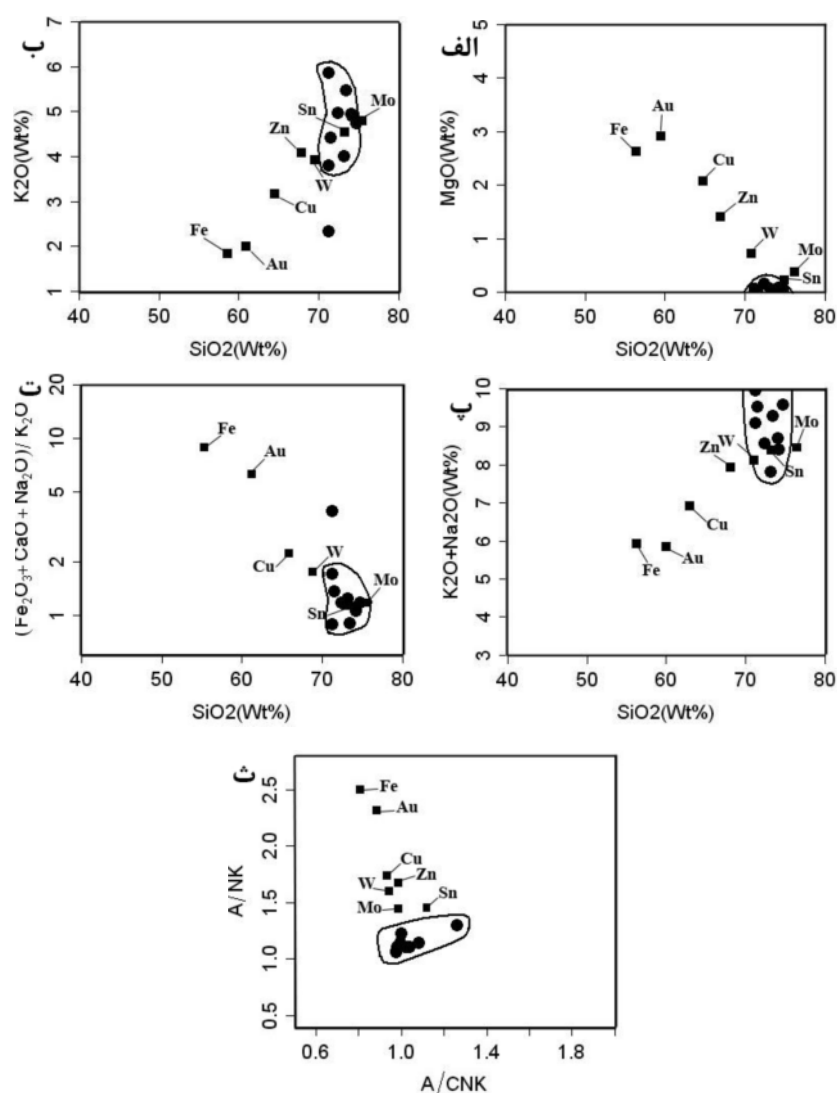
شکل ۱۵ نمودار دنباله‌ی پاراژنزی موجود در اسکارن‌های منطقه.



شکل ۱۶ نمودارهای ترکیب - پاراژنز [۲۹]، واکنش‌های صورت گرفته در اسکارن‌های منطقه‌ی ابراهیم عطار. Ep: اپیدوت، Dol: دولومیت، Sep: اسکاپولیت، Tr: ترمولیت کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Hb: هورنبلند.



شکل ۱۷ گستره‌ی پایداری کانی‌های شاخص در دولومیت‌ها، موقعیت کانی‌های شاخص در منطقه‌ی ابراهیم عطار، با بیضی خاکستری مشخص شده‌است [۲۹].



شکل ۱۸ الف-ث) مقایسه‌ی پگماتیت‌های مورد بررسی با گرانیتوئیدهای اسکارن‌زای دنیا (میانگین بدست آمده برای توده‌های اسکارن‌زای دنیا از [۳۰] بدست آمده است) نمونه‌های مورد بررسی به‌صورت دایره توپر و نمونه‌های استاندارد جهانی با مربع‌های توپر نشان داده شده‌است.

برداشت

اپیدوت ۲- زون ترمولیت ۳- زون پیروتیت، پیریت و کالکوپیریت. پیروتیت و پیریت موجود در این اسکارن‌ها در شرایط احیایی تشکیل شده‌اند. با توجه به گستره‌ی کانی‌های شاخص در دولومیت‌ها، این اسکارن‌ها در فشار حدود ۳ Kbar- و در دمای حدود 450°C - 550°C تشکیل شده‌اند. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی توده‌ی پگماتیتی مورد بررسی با توده‌های اسکارن‌زای دنیا و وجود شلیت و پوولیت در اسکارن‌ها، نشان می‌دهد که این توده مشابه توده‌های همراه با اسکارن‌های W، Sn و Mo است. نسبت بالای (۱۲/۵۵) Rb/Sr و نیز طیف سنگی موجود در منطقه از دیوریت تا پگماتیت، موید نقش جدایش در تشکیل این توده‌هاست.

کوه ابراهیم عطار از دایک‌های پگماتیتی متعددی تشکیل شده است. این توده‌های پگماتیتی آخرین فاز تبلور ماگما در منطقه هستند. در نمودارهای عنکبوتی رسم شده، وجود بیهنجاری منفی Eu، نشان دهنده‌ی جدایش پلاژیوکلازهای غنی از Ca در طول تبلور جدایشی از ماگماست. عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE غنی شدگی نشان می‌دهند، به عبارت دیگر عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه‌ای هستند که نشانگر محیط‌های در ارتباط با فروانش است. در اثر نفوذ این توده‌های پگماتیتی به درون سنگ‌های کربناتی، اسکارن تشکیل شده است که دارای سه زون اصلی هستند: ۱- زون

مراجع

- Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy and Geochemistry (2003) 455-486.
- [13] Passchier C. W., Trouw R. A. J., "Microtectonics", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg (1996) 289p.
- [14] Cerny P., Ercit T. S., "The classification of granitic pegmatites revisited", The Canadian Mineralogist 43 (2005) 2005-2026.
- [15] Shmakine B. M., "Muscovite and Rare Metal-Muscovite pegmatites", Nauka, Novosibirsk, USSR (in Russ) (1976).
- [16] Ercit T. S., "REE enriched granitic pegmatites", In: Linnen R.L., Samson I.M., (eds.) Rare element Geochemistry and Mineral Deposits, Geological Association of Canada, Short Course Notes 17 (2005) 175-199.
- [17] Wood P. A., "Petrogenesis of the Spruce Pine pegmatites, North Carolina", M. Sc. Thesis, Virginia Polytechnic Institute, Blacksburg, Virginia, USA (1996).
- [۱۸] سلامی ص., "مطالعه پگماتیت‌های ابراهیم عطار با تاکید بر انواع بریل‌دار (جنوب قروه)", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۹۰) ۱۳۴ ص.
- [19] Middlemost E. A. K., "Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", Longman Groupuk (1985).
- [20] Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of America Bulletin 101 (1989) 635-643.
- [21] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of common volcanic rocks", Can. Journal of Earth Science 8 (1971) 523-484.
- [22] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Science, 274 (1974) 321-355.
- [23] Rickwood P. C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", Lithos 22 (1989) 247-263.
- [24] Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappel B. W., "Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia", Contributions to Mineralogy and Petrology 80 (1982) 189-200.
- [25] Boynton W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, Rare Earth
- [1] London D., "Granitic pegmatites", Trans. Royal Soc. Edinb.: Earth Sci 87 (1996) 305-319.
- [2] London D., "Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineral melt equilibria", Journal of Petrology 38 (1997) 1691-1706.
- [3] London D., "Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future", Lithos 80 (2005) 281-303.
- [۴] عمیدی س. م., "تحقیق سنگ شناسی آذرین جنوب شهرستان قروه", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۴۵) ۶۰ ص.
- [۵] حسینی م., "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش قروه (پیوست نقشه)", سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۶).
- [۶] ترکیان ا., "مطالعه ماگماتیسیم توده گرانودیوریتی منطقه جنوبی قروه", پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۷) ۱۳۵ ص.
- [۷] گردیده س., "پترولوژی مجموعه آذرین و دگرگونی منطقه مشیرآباد- تازه آباد (جنوب قروه- کردستان)", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۸۹) ۱۵۴ ص.
- [۸] دانشور ن., "بررسی لیتوژئوشیمی کانی‌زایی تنگستن ابراهیم عطار (جنوب غرب قروه)", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۹۰) ۲۶۱ ص.
- [9] Hildreth W., "Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism", Journal of Geophysical Research 86 (1981) 10153-10192.
- [10] Du Bray E.A., "Garnet compositions and their use as indicators of granitoid petrogenesis – southeastern Arabian shield", Contribution to Mineralogy and Petrology 100 (1988) 205-212.
- [11] Green T. H., "Garnet in silicic liquid and its possible use as P-T indicator", Contribution to Mineralogy and Petrology 65 (1977) 59-67.
- [12] London D., Evensen J. M., "Beryllium in Silicic magmas and the origin of beryl-bearing pegmatite". In: Grew, E.S. (Ed.), Beryllium: Mineralogy Petrology and Geochemistry,

- [32] Meinert L. D., "Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization", Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 23 (1995) 401-418.
- [33] Meinert L. D., "Application of skarn deposit zonation to mineral exploration and Mining Geology", Exploration and Mining Geology 6 (1997) 185-208.
- [34] Newberry R. J., Swanson S. E., "Scheelite skarn granitoids: an evaluation of the role of magmatic source and process", Ore Geology Reviews 1 (1986) 57-81.
- [35] Oztürk Y. Y., Helvacı C., Satir M., "Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdag, Canakkale, Turkey and comparison with world skarn granitoids", Turkish Journal of Earth Sciences 14 (2005) 2155-280.
- [۳۶] حسنی پاک ع.ا، "اصول اکتشافات ژئوشیمیایی"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۱) ۶۱۵ ص.
- [۳۷] حسامی ع، "پروژه نیمه تفصیلی اکتشاف تنگستن"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۲) ۱۳۲ ص.
- Elements Geochemistry", Elsevier, Amsterdam (1984) 63-114.
- [26] Tepper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., "Petrology of the Chiliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", Contributions to Mineralogy and petrology 113 (1993) 333-351.
- [27] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantel composition and processes. In: Saunders, A. D., and Norry, M. J., eds., Magmatism in Ocean Basins", Geological Society of London, Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [28] Floyd P. A., Winchester J. A., "Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements", Earth and Planetary Science Letters 27 (1975) 211-218.
- [29] Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of metamorphic Rocks", Springer Verlag (1994).
- [30] Meinert L. D., "Variability of skarn deposits-guides to exploration", In: Boardman, S.J. (Ed.) Revolution in the Earth Sciences. Kendall-Hunt Publishing, Dubuque, Iowa (1983) 301-316.
- [31] Meinert L. D., "Igneous petrogenesis and skarn deposits", Geological Association of Canada Special Paper 40 (1993) 569-583.