

شیمی کانی گارنت در پگماتیت‌ها و سنگهای دگرگونی منطقه همدان

احمد احمدی خلجی* و زهرا طهماسبی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

دریافت: 1392/10/24، پذیرش: 1393/08/03

چکیده

محدوده همدان به‌طور عمده متشکل از سنگهای دگرگونی و پلوتونیک مزوزوئیک است. در این منطقه از غرب به شرق به ترتیب واحدهای متمایزی از توده‌های نفوذی، سنگهای دگرگونی مجاورتی و رگه‌های پگماتیته و آپلیتی رخمون دارند که در برخی مناطق این سنگها حاوی گارنت می‌باشند. بر اساس مطالعات انجام شده ترکیب اصلی گارنت در شیست‌های کم‌ری و پگماتیت‌های ابرو از نوع آلماندین (گارنت غنی از آهن) و به مقدار کمتر اسپسارتین (گارنت غنی از منگنز) است که این دو نوع گارنت به گروه پیرالسیپت معروفند. الگوی منطقه‌بندی گارنت در سنگهای دگرگونی (شیست‌ها و هورنفلس‌ها) با سنگهای آذرین (پگماتیت) تغییرات متفاوتی از مرکز به حاشیه نشان می‌دهد. به‌طوری که ترکیب گارنت به ترتیب از مرکز به حاشیه در شیست‌ها از $Alm_{0.63}, Prp_{0.07}, Sps_{0.24}$ تا $Alm_{0.8}, Prp_{0.13}, Sps_{0.06}, Grs_{0.05}$ در هورنفلس‌ها از $Alm_{0.71}, Prp_{0.09}, Sps_{0.13}, Grs_{0.05}$ تا $Alm_{0.79}, Prp_{0.14}, Sps_{0.06}, Grs_{0.07}$ و در پگماتیت‌ها، از $Alm_{0.73}, Prp_{0.015}, Sps_{0.24}, Grs_{0.07}$ تا $Alm_{0.7}, Prp_{0.011}, Sps_{0.28}, Grs_{0.00}$ تغییر می‌کند. شواهد پتروگرافی نظیر همراهی تورمالین با گارنت پگماتیت‌ها و آندالوزیت با گارنت سنگهای دگرگونی مجاورتی و شیمی کانی گارنت (افزایش Mn در هسته گارنت شیست‌ها و کاهش آن در هسته گارنت پگماتیت، کاهش عنصر Mg در مرکز گارنت پگماتیت و افزایش آن در هسته گارنت شیست‌ها، خطی بودن Ca, Al از حاشیه به مرکز در هورنفلس‌ها) و تقریباً 10 درصد گارنت پیروپ حاکی از منشأ گرفتن گارنت موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌ها از یک سیستم بسته (دگرگونی مجاورتی) و ماگمایی بودن آن در پگماتیت‌هاست.

واژه‌های کلیدی: همدان، دگرگونی، گارنت، منطقه‌بندی.

مقدمه

گارنت اغلب در سنگهای دگرگونی به‌ویژه با ترکیب پلیتی و اسکارن‌ها یافت می‌شود (Deer et al., 1997). این کانی به‌ندرت در سنگهای آذرین نظیر گرانیت‌های پرآلومین و به مقدار کمتر در گرانیت‌های متآلومین کالک‌آلکان، سینیت‌ها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌های گرانیتی نیز یافت می‌شود (Deer et al., 1981). گارنت موجود در این سنگهای آذرین بیشتر از گروه پیرالسیپت (اسپسارتین-آلماندین-پیروپ) می‌باشد (Deer et al., 1981). آلماندین عموماً در پگماتیت‌های ساده و به‌طور مشخص در سنگهای آرژیلیتی دگرگون شده دیده می‌شود و در سنگهای آذرین با ترکیب آندزیتی و داسیتی که حاصل ذوب‌بخشی رسوبات پلیتی در فشارهای بالا

هستند نیز دیده می‌شود (Green et al., 1968). گارنت‌های غنی از آلماندین در سنگهای گرانیتی کمی تفریق یافته در اعماق بیشتر نسبت به گارنت‌های غنی از اسپسارتین در سنگهای گرانیتی تفریق یافته‌تر تشکیل می‌شوند. گارنت نوع اسپسارتین، فراوان‌ترین و شناخته‌شده‌ترین گارنت موجود در پگماتیت‌های گرانیتی و آپلیت‌هاست و بالعکس در این نوع سنگها، گارنت‌های نوع پیروپ و گروسولار کمتر یافت می‌شوند (Miyashiro, 1955). در سنگهای آذرین فلسیکی و دگرگونی به‌ویژه در هاله‌های حرارتی ممکن است درصد مهمی از گارنت نوع اسپسارتین در گارنت‌های نوع آلماندین دیده شود (Deer et al., 1997; Miyashiro, 1955). موضوع منشأ گارنت در

است. برای پی بردن به نوع گارنت‌ها، اقدام به تفکیک آهن (II) و آهن (III) به روش (Droop, 1987)، محاسبه فرمول ساختاری به روش 24 اکسیژن و تعیین اعضای نهایی با استفاده از نرم‌افزار Minerals Spreadsheet ارائه شده توسط پرستون و استیل (Preston and Still, 2001) گردید.

زمین‌شناسی و پتروگرافی

محدوده همدان به‌طور عمده متشکل از سنگهای دگرگونی و پلوتونیک مزوزوئیک است (Baharifar et al., 2004). گرانیتوئیدها، در بخشهای گسترده‌ای رخنمون داشته و توسط سنگهای دگرگونی مجاورتی و دیناموترمال، در برگرفته شده‌اند. سنگهای دگرگونی این منطقه دارای پروتولیت‌های گوناگون هستند که بیشترین حجم به متاپلیت‌ها اختصاص دارد (Baharifar, 1997). زون‌های دگرگونی در این ناحیه عبارتند از زون‌های کلریت، بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، فیبرولیت و استارولیت در دگرگونی دیناموترمال و زون‌های بیوتیت، کدردیریت و سیلیکات آلومین در دگرگونی مجاورتی. با توجه به بررسیهای ژئوترم بارومتری انجام شده محدوده تغییرات دما از حدود 500 تا 700 درجه سانتی‌گراد و تغییرات فشار نیز از 2 تا 6 کیلوپا است (Baharifar, 2004). بخش مورد مطالعه در این منطقه در مختصات جغرافیایی "49' 10° 48" تا "29' 58° 48" طول شرقی و "23' 45° 33" تا "3' 3° 34" عرض شمالی در حوالی همدان و اطراف روستاهای منگاو، کمری، سمینه و ابرو، زمان آباد و اسدا... خان قرار دارد. این منطقه جزو بخش شمالی نقشه زمین‌شناسی چهارگوش همدان به مقیاس 1:250000 (شکل 1) و به‌عنوان بخشی از نوار سنندج - سیرجان محسوب می‌شود. راههای دسترسی به مناطق مورد مطالعه از طریق جاده همدان - ملایر و همچنین همدان - آبرو می‌باشد. در این منطقه از غرب به شرق به‌ترتیب واحدهای متمایزی از توده‌های نفوذی الوند، سنگهای دگرگونی مجاورتی و رگه‌های پگماتیتی و کوارتزی رخنمون دارند که در برخی مناطق این سنگها حاوی گارنت می‌باشند. نمونه‌های گارنت‌دار (شکل 1) متعلق به سنگهای آذرین شامل پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها می‌باشند و سنگهای دگرگونی مجاورتی شامل شیست‌ها و هورنفلس‌های گارنت‌دار می‌شوند که در اثر دگرگونی مجاورتی اسلیت‌ها و فیلیت‌های منطقه مورد مطالعه به‌وجود آمده‌اند

سنگهای گرانیتوئیدی در هاله‌ای از ابهام بوده و به‌خوبی مشخص نشده است. با این حال پیشنهادهای مختلفی ارائه شده است از جمله: محصول هضم جزئی مواد پلیتی، تبلور از ماگماهای پرآلومین فشار پایین و درشت‌بلورهای فشار بالا یا بیگانه بلورهای حمل شده به سطوح بالاتر. بدین ترتیب منشأهای ماگمایی، بیگانه بلورهای دگرگونی و متاسوماتیسم برای آن در نظر می‌گیرند (Owen and Marr, 1990). گارنت به‌دلیل مقاوم و پایدار بودن در طیف وسیع دمایی و به‌دلیل کند بودن سرعت توزیع کاتیون‌ها در آن به‌عنوان ژئوترمومتر و یک شاخص پتروژنتیک و از منطقه‌بندی آن برای تعیین مسیر PTt سنگ استفاده می‌شود (Plank, 1987). بنابراین با مطالعه ویژگیهای گارنت‌ها می‌توان اطلاعات زیادی در مورد منشأ و تحول توده‌های گرانیتی و پگماتیتی به‌دست آورد (Whithworth, 1992; Harrison, 1988). در این تحقیق به‌منظور بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ساختمان منطقه‌بندی کانی گارنت برای تعیین نوع و شرایط تشکیل آن، نمونه‌هایی از این کانی در ترکیبات مختلف سنگی (سنگهای آذرین و دگرگونی) مورد آنالیزهای نقطه‌ای قرار گرفت (جدول 1) که نتایج آنها در این مقاله مورد بحث قرار می‌گیرد.

روش مطالعه

تعداد 35 مقطع نازک از انواع واحدهای مختلف آذرین و دگرگونی گارنت‌دار با میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. برای تعیین نوع گارنت و منطقه‌بندی آن در برخی از سنگهای آذرین و دگرگونی گارنت‌دار، نمونه‌هایی از ترکیبات مختلف سنگی شامل پگماتیت، شیست و هورنفلس انتخاب و از آنها مقاطع نازک صیقلی (تعداد 20 عدد) تهیه شد. جهت مطالعه ژئوشیمیایی و به‌منظور تعیین ترکیب شیمیایی گارنت در این سنگها، تعداد 38 نقطه مورد آنالیزهای کمی کانایی میکروپروب الکترونی مدل CAMECA SX-100 به‌روش الکترون میکروپروب در شرکت فرآوری مواد معدنی کرج قرار گرفت که 17 نقطه از آنها (جدول 1) در پروفیل از حاشیه به حاشیه بلور بوده و نتایج حاصل در این‌جا ارائه شده است. ولتاژ دستگاه در ضمن آنالیز 15 KeV و جریان 15nA است. استانداردهای سیلیکاته ژادنت برای سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، آلکالی فلدسپار برای پتاسیم و آلومینیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز و آپاتیت برای فسفر

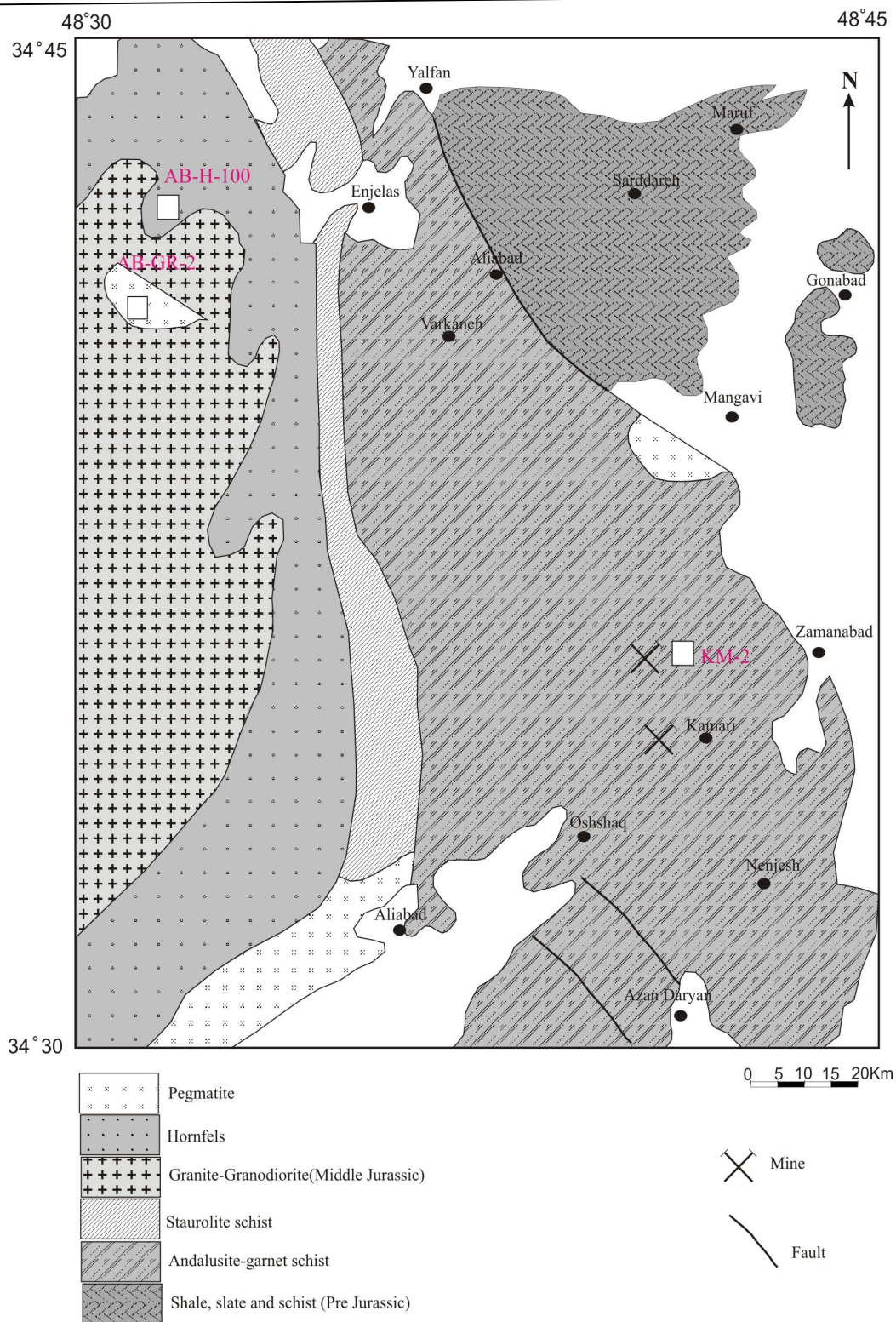
ادامه جدول 1. آنالیزهای مایکروپروب از واحدهای گارنت‌دار در مناطق کمبری و ابرو که تفکیک آهن (II) و آهن (III) به روش دروپ (Droop, 1987) و محاسبه فرمول ساختاری به روش 24 اکسیژن و تعیین اعضای نهایی با استفاده از نرم افزار Minerals Spreadsheet (Preston and Still, 2001) تعیین شده‌اند.

Continued Table 1. Microprobe analysis of garnet-bearing units in the Kamari and Abaro areas. Separation of iron (II) and Fe (III) have been determined by Droop (1987) method. Calculation of structural formula has determined using 24 oxygen method and determination of the end-member using Minerals Spreadsheet software (Preston and Still, 2001) was done.

Garnet pegmatite of Abaro (AB-Gr-2)						
points→	1\1(rim)	2/1	4\1(center)	5/1	6/1	7/1(rim)
SiO ₂	36.10	35.88	35.96	35.80	35.44	34.91
TiO ₂	0.29	1.33	0.84	0.30	0.00	1.20
Al ₂ O ₃	20.47	20.21	20.42	20.41	20.27	19.74
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.01	1.05	0.83
FeO	30.42	30.67	31.50	31.60	31.25	30.70
MnO	10.72	11.35	10.90	10.41	11.68	11.62
MgO	0.36	0.36	0.33	0.38	0.37	0.27
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.19	0.18	0.25	0.24	0.19	0.20
Total	98.55	99.98	100.23	99.15	100.24	99.47
Si	2.998	2.958	2.962	2.979	2.939	2.917
Al ^{iv}	0.002	0.042	0.038	0.021	0.061	0.083
Al ^{vi}	2.007	1.923	1.946	1.981	1.926	1.866
Ti	0.018	0.082	0.052	0.019	0.000	0.075
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.002	0.001	0.065	0.052
Fe ²⁺	2.147	2.121	2.170	2.199	2.168	2.146
Mn	0.754	0.793	0.761	0.734	0.821	0.823
Mg	0.045	0.044	0.041	0.047	0.046	0.034
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.017	0.016	0.022	0.021	0.017	0.018
Total	7.99	7.98	7.99	8.00	8.04	8.01
Almandine	72.47	71.05	72.21	73.07	69.95	70.04
Andradite	0.00	0.00	0.11	0.03	0.57	0.61
Grossular	0.57	0.54	0.64	0.69	0.00	0.00
Pyrope	1.50	1.50	1.37	1.58	1.56	1.15
Spessartine	25.46	26.91	25.68	24.63	27.92	28.19
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

نوع آلماندین به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در مونوزوگرانیتهای توده الوند در مرز با شیست‌ها و هورنفلس‌های گارنت‌دار مشاهده می‌شود و در واقع بیگانه بلورهای هستند که به دلیل دیرگداز بودن از ذوب باقی مانده‌اند و منشأ دگرگونی دارند.

جدیدترین سن‌سنجی بر روی توده الوند به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن سنگهای اسیدی منطقه را ژوراسیک میانی (165 میلیون سال) نشان می‌دهد (Shahbazi et al., 2010). بر اساس آنالیز نقطه‌ای، بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت توده الوند از نوع سیدروفیلیت و گارنت‌های آن از نوع آلماندین است (Sepahvand, 2013). همچنین گارنت از



شکل 1. نقشه ساده شده‌ای از منطقه همدان (Shahbazi et al., 2010; Baharifar et al., 2004; Torkian, 1995) و موقعیت نمونه‌های گارنت‌دار در مناطق کمری و ابرو.

Fig. 1. Simplified map of Hamadan area (Shahbazi et al., 2010; Baharifar et al., 2004; Torkian, 1995) and garnet-bearing samples position in the Kamari and Abaro areas.

سنگهای دگرگونی گارنت دار

سنگهای دگرگونی موجود در منطقه شامل سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای، مجاورتی و میگماتیت‌ها می‌باشند. سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای منطقه از اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، گارنت آندالوزیت شیست، گارنت استارولیت شیست، آمفیبول شیست و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. بلورهای گارنت تقریباً در همه سنگهای دگرگونی منطقه به جز اسلیت‌ها و فیلیت‌ها حضور دارند.

دگرگونی مجاورتی با شیست‌های لکه‌دار (شکل C-2) شروع و به هورنفلس‌ها ختم می‌شود (شکل D-2). سنگهای عمده حاصل از این دگرگونی شامل میکا هورنفلس، گارنت هورنفلس، گارنت - آندالوزیت هورنفلس، کدردیریت هورنفلس، کدردیریت پتاسیم فلدسپار هورنفلس و سیلیمانیت پتاسیم فلدسپار هورنفلس است. میگماتیت‌های منطقه را نیز می‌توان به دو دسته سیلیمانیت میگماتیت و کدردیریت میگماتیت دسته‌بندی کرد (Sepahi, 2007). شیست‌های لکه‌دار خارجی‌ترین بخش از هاله دگرگونی را تشکیل می‌دهند و در حقیقت حد بین سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی درجه بالا (هورنفلس‌ها) هستند. با نزدیک شدن به توده، در شیست‌های لکه‌دار لکه‌های تیره‌ای از کدردیریت به ابعاد 1-2 میلی‌متر ظاهر می‌شود. شیست‌های لکه‌داری که لکه‌های آنها آندالوزیت می‌باشند گسترده‌ترین واحد شیست‌ها در منطقه می‌باشند و کانی گارنت به صورت کاملاً خودشکل در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود (شکل E-2). این گارنت‌ها با توجه به عدم وجود منطقه سایه فشاری و قرار گرفتن بر روی شیستوزیته سنگ (شکل E-2) حاصل دگرگونی مجاورتی می‌باشند تا دگرگونی ناحیه‌ای. شیست‌های گارنت دار در جنوب روستای منگاو یافت می‌شوند (شکل C-2) که از یک سمت به فیلیت‌ها و از سمت دیگر به آندالوزیت شیست یا آندالوزیت - استارولیت شیست‌ها محدود می‌شوند و به نظر می‌رسد پراکندگی مذکور گاه تابع گسلها و گاه تابع ترکیب شیمیایی سنگ اولیه است. بلورهای گارنت در این سنگها در اندازه‌های ریز و درشت تا حداکثر 10 میلی‌متر (در حوالی زمان‌آباد) قابل رؤیت هستند. در بعضی مواقع به علت عملکرد دگرگونی برگشتی، گارنت‌ها تجزیه شده اند به طوری که در نمونه دستی، لفافی سبز رنگ دور گارنت را احاطه نموده و یا

در منطقه مورد مطالعه سنگهای گرانیتوئیدی و سنگهای درون‌گیر آنها توسط تعدادی از دایک‌های فلسیک با ترکیبات آپلیتی و پگماتیتی قطع گردیده‌اند. این سنگها محصول مرحله نهایی فعالیت ماگمایی در ارتباط با جای‌گیری توده گرانیتوئیدی می‌باشند (Aliani et al., 2012). آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها از منگاو تا کمری گسترش دارند و دارای بلورهای خودشکل مسکویت، تورمالین (با ترکیب شورولیت (Shabani, 2012))، پتاسیم فلدسپار (ارتوز) و به‌میزان کمتر گارنت هستند.

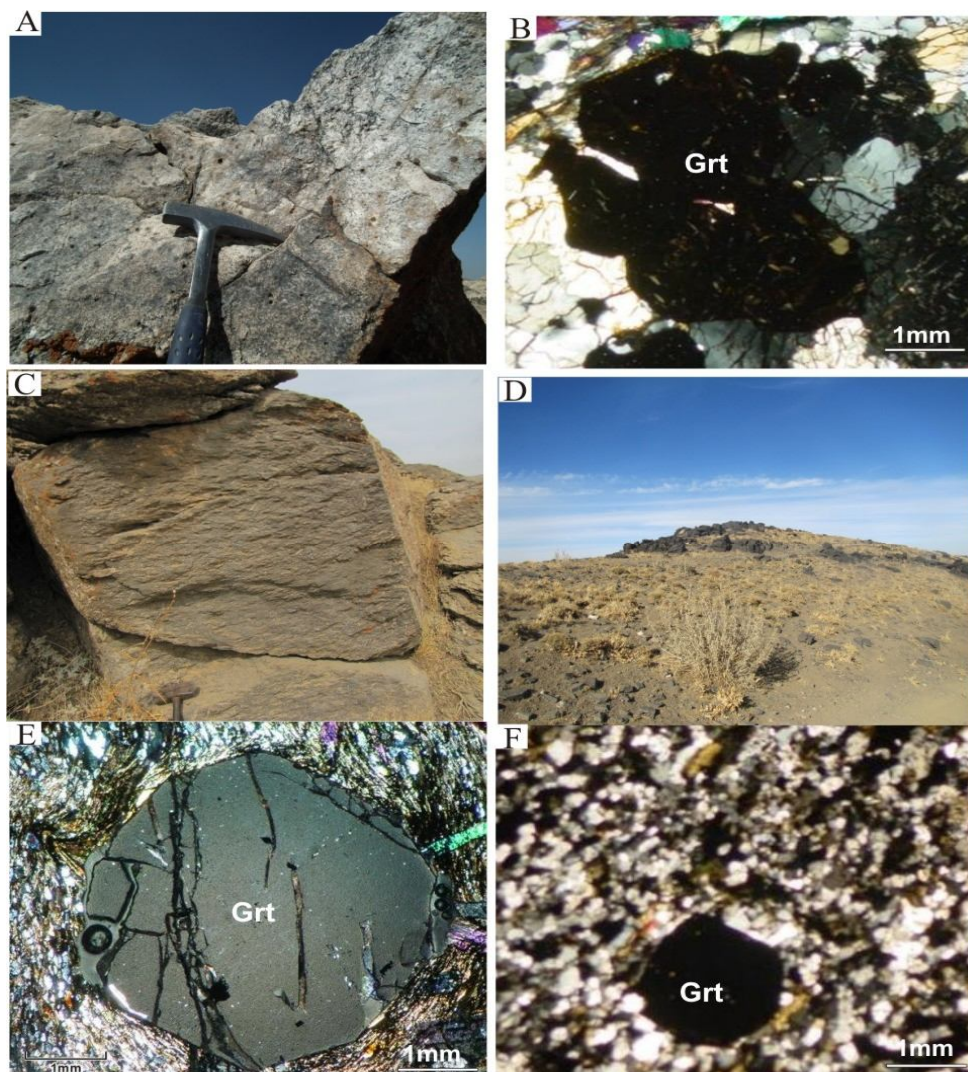
گارنت‌ها در این سنگها به اندازه یک سانتی‌متر و در نمونه دستی به خوبی قابل تشخیص می‌باشند (شکل A-2). پگماتیت‌ها بر اساس موقعیت و ترکیب کانی‌شناسی به دو گروه تقسیم می‌شوند: گروه اول در هورنفلس‌ها دیده می‌شوند در حالی که گروه دیگر درون سنگهای گرانیتوئیدی وجود دارند. این سنگها کانی‌شناسی ساده‌ای دارند و عمدتاً حاوی کوارتز، پتاسیم فلدسپار (پرتیت)، مسکویت، تورمالین (با ترکیب شورولیت (Shabani, 2012))، زیرکن و آپاتیت هستند. گارنت به‌طور عموم در گروه اول دیده می‌شود و در برخی نمونه‌ها به‌صورت انبوه می‌باشد (شکل A-2). بلورهای گارنت در این سنگها کاملاً شکل‌دار بوده و به‌طور یکنواخت در سنگ پراکنده شده‌اند.

آپلیت‌های توده الوند را می‌توان بر اساس کانیهای فرعی به چهار گروه اسفن دار، گارنت دار، تورمالین دار و بیوتیت دار تقسیم‌بندی کرد که در این جا آپلیت‌های گارنت‌دار مد نظر می‌باشند. آپلیت‌های گارنت‌دار در جنوب شرقی روستای آبرو یافت می‌شوند. کانی گارنت در نمونه دستی این سنگها به رنگ قرمز خونی تا قهوه‌ای تیره و به‌عنوان کانی فرعی دیده می‌شود. آپلیت‌ها دارای بافت گرانولار بوده و حاوی کوارتز، پتاسیم فلدسپار (ارتوز)، مسکویت، تورمالین (با ترکیب شورولیت (Shabani, 2012)) و کانیهای مات هستند. گارنت در مقاطع میکروسکوپی خودشکل بوده و همگنی بافتی و هم اندازه بودن آن با سایر کانیها (شکل B-2) می‌تواند بیانگر تبلور مستقیم آن از مذاب گرانیتی باشد. بلورهای گارنت موجود در این سنگها به‌دلیل این‌که از شیریه‌های ماگمایی متبلور شده‌اند و در محیط مذاب فضای کافی برای رشد این بلورها فراهم بوده لذا درشت‌تر از گارنت‌های سنگهای دگرگونی هستند.

آندالوزیت، گارنت و کلریت نیز در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل F-2). به‌طور کلی هورنفلس‌ها دارای سه کانی شاخص کدردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت می‌باشند و کانی گارنت به‌صورت پراکنده و ریزبلور در مقاطع میکروسکوپی نیز دیده می‌شود (شکل F-2).

این که گارنت‌ها به شکل لکه‌های سفیدرنگ دیده می‌شوند که این امر در نزدیکی گسلها عمومیت دارد.

هورنفلس‌ها در جنوب غرب روستای آبرو به رنگ تیره دیده می‌شوند و صخره ساز هستند (شکل D-2). در نمونه دستی آنها کدردیریت و آندالوزیت به وضوح دیده می‌شود. کانیهای اصلی هورنفلس‌ها کدردیریت، مسکویت و گرافیت هستند. آثار

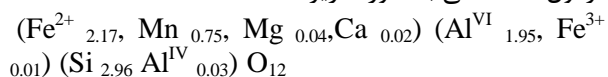


شکل 2. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی واحدهای سنگی گارنت‌دار در مناطق کمربندی و آبرو، A: تصویر صحرایی از واحدهای پگماتیتی و آپلیتی گارنت‌دار، B: تصویر میکروسکوپی گارنت در آپلیت‌ها، C: تصویر صحرایی از شیست‌های گارنت‌دار، D: تصویر صحرایی هورنفلس‌های گارنت‌دار، E: تصویر میکروسکوپی گارنت در شیست لکه‌دار که با توجه به عدم وجود منطقه سایه فشاری و قرار گرفتن بر روی شیستوزیته حاصل دگرگونی مجاورتی می‌باشد، F: تصویر میکروسکوپی گارنت در هورنفلس. علائم اختصاری کانیها در این مقاله بر اساس کرتز (Kertz, 1983) می‌باشد، گارنت = Grt.

Fig. 2. Field and microscopic images of garnet-bearing units in the Kamari and Abaro areas: A: Field image of garnet-bearing pegmatite and aplite units, B: Microscopic image of garnet in the aplites, C: Field image of garnet-bearing schist, D: Field image of garnet-bearing hornfels, E: Microscopic image of garnet in the spotted schist that it is formed by contact metamorphism due to the lack of pressure shadow and put on the schistosity, F: Microscopic image of garnet in hornfels. Minerals abbreviation in this article is based on Kertz, 1983. Grt=garnet

و پگماتیتهای ترکیب اسپسارتین با مقدار جزئی آلماندین دارد (London, 2008) اما گاهی اوقات پگماتیتهای با گارنتی که درصد آلماندین آنها بیشتر است نیز یافت می‌شوند. این سری از جمله گارنت‌های معمول در سنگهای گرانیتی است (Whithworth, 1992; Miller and Stoddard, 1981) و آلماندین در پگماتیتهای ساده یافت می‌شود در حالی که اسپسارتین بیشتر در پگماتیتهای غنی از لیتیم دیده می‌شود (Yardley, 1981). با این حال این امر به مفهوم نبود گارنت پیروپ و آلماندین در پگماتیتهای غنی از لیتیم نمی‌باشد.

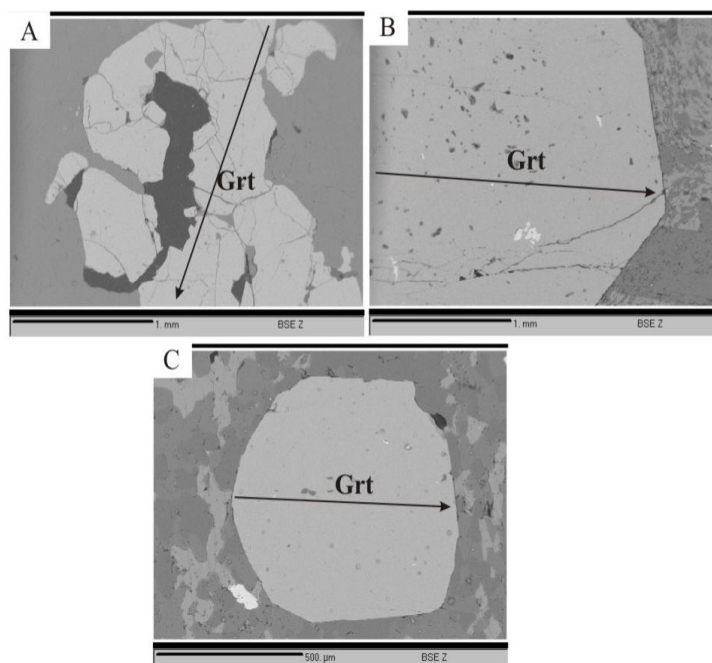
ترکیب گارنت در پگماتیتهای که از حاشیه به حاشیه بلور مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفته است از آلماندین تا اسپسارتین تغییرات جزئی و گونه‌ای منطقه‌بندی را نشان می‌دهد به طوری که از مرکز به حاشیه مقدار آلماندین زیاد ولی اسپسارتین (Sps) کم می‌شود و پیروپ (Prp) و گروسولار (Grs) تغییر نمی‌کند (شکل 5-A) و میانگین ترکیب آن در فرمول ساختمانی به صورت زیر است:



بر اساس آنالیزهای مایکروپروپ انجام شده (Borzoiei, 2001)، گارنت‌های موجود در هورنفلس‌ها و میگماتیتهای منطقه همدان (سرایی توپسرکان) دارای ترکیب آلماندین - اسپسارتین می‌باشند. بر همین اساس ترکیب بیوتیت‌های موجود در این سنگها سیدروفیلیت و مسکویت‌های موجود در هورنفلس‌ها مسکویت معمولی می‌باشد. بلاژیوکلازهای موجود در هورنفلس‌ها و میگماتیتهای الیگوکلاز و پتاسیم فلدسپار موجود در میگماتیتهای در محدوده 70 تا 90 درصد ارتوکلازاند.

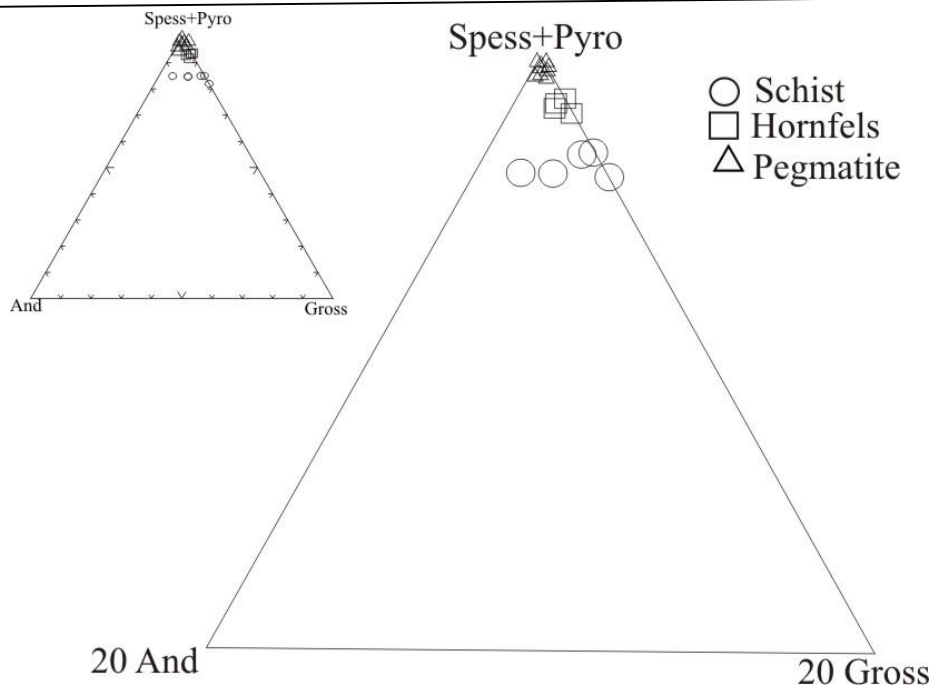
ژئوشیمی کانی گارنت

نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای (جدول 1) در پروفیل از حاشیه به حاشیه بلور گارنت در پگماتیته (شکل 3-A)، شیست (شکل 3-B) و هورنفلس‌های بخش حاشیه توده گرانیتوئیدی همدان (شکل 3-C) و ترسیم نمونه‌ها در نمودار سه تایی اسپسارتین+پیروپ، گروسولار و آندرادیت حاکی از تعلق گارنت‌های مورد بررسی به سری پیرالسپیت (اسپسارتین + آلماندین + پیروپ) است (شکل 4). گارنت در رگه‌های آپلیتی



شکل 3. تصاویر مایکروپروپ از واحدهای سنگی گارنت‌دار در مناطق کمربندی و ابرو، A: گارنت در پگماتیته، B: گارنت در شیست، C: گارنت در هورنفلس. گارنت = Grt.

Fig. 3. Microprobe images of garnet-bearing rock units in the Kamari and Abaro areas: A: Garnet in pegmatite, B: Garnet in schist, C: Garnet in hornfels. Grt=garnet

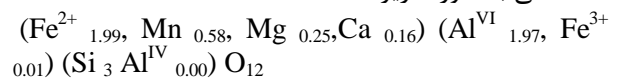


شکل 4. ترکیب گارنت‌های مناطق کمبری و ابرو در نمودار (Spess+Pyrop)- And- Gross

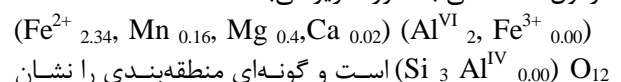
Fig. 4. The composition of garnets of Kamari and Abaro areas in (Spess+Pyrop)- And- Gross diagram.

آلماندین (Alm)، پیروپ (Prp) و اسپسارتین (Sps) تغییر چندانی نمی‌کند و یا منطقه‌بندی نشان نمی‌دهد (شکل 5-C). نتایج حاصل از آنالیزها بیانگر تغییرات در میزان Mn و Fe در نتیجه منطقه‌بندی شیمیایی می‌باشد و حاکی از تعلق گارنت‌ها به سری نوع اسپسارتین - آلماندین است. تغییرات در میزان Mn از مرکز به حاشیه در پگماتیت‌ها (0/73 در مرکز و 0/82 در حاشیه) روند افزایشی (شکل 6-A)، در شیست‌ها (0/72 در مرکز و 0/39 در حاشیه) روند کاهشی (شکل 6-B) و در هورنفلس‌ها (0/17 در مرکز و 0/15 در حاشیه) روند خاصی را نشان نمی‌دهد (شکل 6-C). تغییرات در میزان Fe بر عکس است یعنی از مرکز به حاشیه در پگماتیت‌ها (2/19 در مرکز و 2/14 در حاشیه) روند کاهشی (شکل 6-A)، در شیست‌ها (1/9 در مرکز و 2/1 در حاشیه) روند افزایشی (شکل 6-B) و در هورنفلس‌ها (2/32 در مرکز و 2/34 در حاشیه) روند خاصی را نشان نمی‌دهد (شکل 6-C). این روند به وضوح بیانگر رخداد منطقه‌بندی شیمیایی در پگماتیت‌ها و شیست‌هاست.

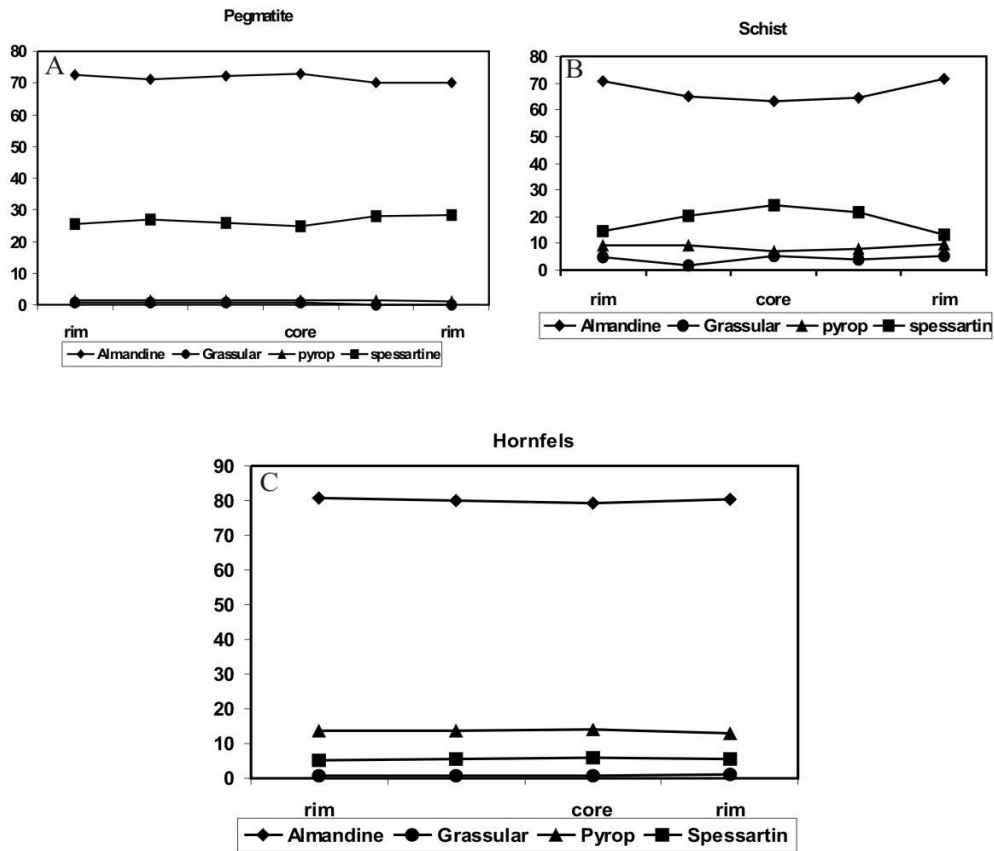
گارنت موجود در شیست بخش حاشیه توده گرانیتوئیدی الوند که از حاشیه به حاشیه بلور (با گذر از مرکز) تجزیه نقطه‌ای شده است تقریباً در رده آلماندین - اسپسارتین قرار می‌گیرد و نوعی منطقه‌بندی را نیز نشان می‌دهد که عکس منطقه‌بندی موجود در گارنت‌های پگماتیت‌هاست به طوری که از بخش مرکز به حاشیه مقدار Alm و Prp زیاد ولی Sps کم می‌شود (شکل 5-B) و میانگین ترکیب و تغییرات آن در فرم ساختمانی به صورت زیر است:



ترکیب عمده گارنت در هورنفلس‌ها که از حاشیه به حاشیه بلور مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفته است دارای ترکیب آلماندین - پیروپ است که میانگین ترکیب و تغییرات آن در فرمول ساختمانی به صورت زیر می‌باشد:



می‌دهد که بیشترین مقدار گارنت مربوط به جزء آلماندین و پیروپ است به طوری که از بخش مرکز به حاشیه مقدار



شکل 5. تغییرات میزان آلماندین، پیروپ، اسپسارتین و گروسولار در واحدهای مختلف سنگی گارنت‌دار در مناطق کمبری و ابرو، A: گارنت در پگماتیت، B: گارنت در شیست، C: گارنت در هورنفلس.

Fig. 5. Changes in almandine, pyrope, spessartine and grossular in the garnet-bearing rock units in the Kamari and Abaro areas: A: Garnet in pegmatite, B: Garnet in schist, C: Garnet in hornfels.

شکل کروی و الگوی غیر منطقه‌بندی گارنت در هورنفلس‌ها احتمالاً از تشکیل آنها در یک محیط دگرگونی بسته و نه متاسوماتیسم حکایت می‌کند زیرا منطقه‌بندی به معنای تغییرات پیوسته و ناپیوسته در ترکیب مواد مسؤؤل رشد سطوح بلوری است (Tracy, 1982).

بحث و بررسی

منطقه‌بندی کانی گارنت که به معنای تغییرات در شیمی عناصر در گارنت است به دلایل متعدد رخ می‌دهد:

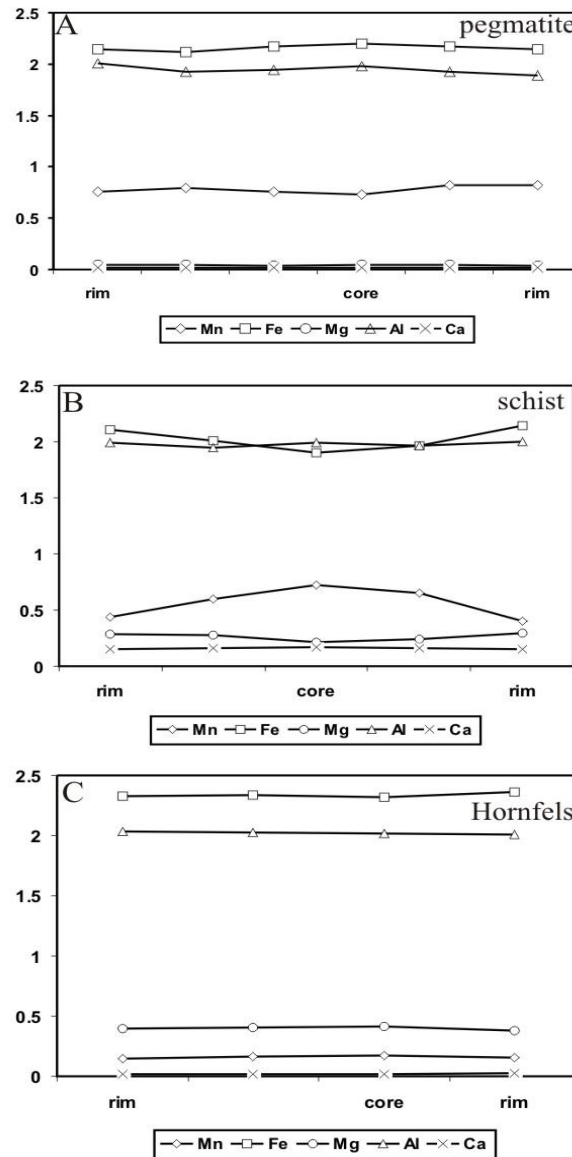
1- تعادل مجدد آرام کاتیون‌ها در کانی به‌وسیله انتشار بین بلوری (انتشار حجمی) (Grant and Weiblen, 1969; 1971)

2- تفریق یا جدایش عنصری در طول رشد کانی (Hwang et al., 2001)

تمرکز Mn در هسته گارنت شیست‌ها (0/72) بدین‌صورت تفسیر می‌شود که Mn در ساختمان گارنت عنصر بسیار سازگاری بوده به‌طوری‌که در اولین مراحل تبلور گارنت، تمامی Mn در ساختمان گارنت متمرکز می‌شود و محیط از Mn تهی می‌گردد و یا به اعتقاد لندن (London, 2008) و فویوان و همکاران (Fu-yuan et al., 2004) به‌وسیله خاصیت مکنده قوی گارنت برای عنصر Mn توجیه می‌شود بنابراین مرکز گارنت نسبت به حاشیه آن از Mn غنی‌تر می‌باشد.

عدم منطقه‌بندی گارنت کوچک، کروی و اریکولار در هورنفلس‌ها بدین‌صورت قابل توجیه است که گارنت‌های کوچکتر نسبت به گارنت‌های بزرگتر کمتر منطقه‌بندی نشان می‌دهند زیرا نسبت به فرآیند تفریق در طی رشد چندان پاسخی نمی‌دهند (Carlson, 1989).

3- نثر بین دانه‌های محدود برخی از کاتیون‌ها در فضای بین کانی و زمینه
 4- واکنش با سیالات متاسوماتیسم کننده (Hollister, 1996)
 5- رشد یا شکست برخی از کانیه‌های غنی در عناصر نادر خاکی
 6- تغییر در ضریب جدایش عناصر بین کانی گارنت و زمینه به دلیل تغییرات فشار، دما و ترکیب سایر کانیه‌های در حال رشد با گارنت.



شکل 6. نمایش منطقه‌بندی عناصر Mn, Mg, Fe²⁺, Ca, Al از حاشیه به حاشیه بلور گارنت در واحدهای سنگی مختلف مناطق کمبری و ابرو، A: گارنت در پگماتیت، B: گارنت در شیست، C: گارنت در هورنفلس.

Fig. 6. Showing of zoning of Mn, Mg, Fe²⁺, Ca, Al elements from rim to rim of garnet in the garnet-bearing rock units in the Kamari and Abaro areas: A: Garnet in pegmatite, B: Garnet in schist, C: Garnet in hornfels.

منطقه‌بندیها در طول رشد رخ می‌دهد. تغییرات عناصر مرکز گارنت بیشتر به دلیل رشد و تفریق بلوری رخ می‌دهد در

اما به طور خلاصه منطقه‌بندی گارنت به دو دلیل اولیه (تفریق) یا ثانویه (تغییرات پس از رشد بلوری) است و اکثر

گارنت با منشأ آذرین و خاص I-type است (Green, 1976, 1977). با کاهش فشار در پگماتیت‌ها میزان MnO به بیش از 5 درصد می‌رسد. عنصر Mn در گارنت شیست‌ها روند افزایش در هسته و کاهش در حاشیه را نشان می‌دهد در حالی که این روند در مورد عنصر Fe حالت عکس دارد. عناصر Mg, Al در گارنت شیست‌ها تغییرات قابل توجهی را نشان نمی‌دهد و Ca روندی کاملاً خطی دارد (شکل B-6).

تغییرات ترکیبی تمامی عناصر Fe^{2+} , Mn, Mg, Ca در گارنت هورنفلس‌ها حالت خطی دارند (شکل C-6). رشد گارنت در اثر پدیده دگرگونی نسبت به سایر کانیها زودتر اتفاق می‌افتد و همین امر حاشیه را از Mn تهی می‌کند و پدیده نشر بین بلوری در گارنت‌های غنی از Mn رخ نمی‌دهد (Carlson, 1989). بنابراین افزایش عنصر Mn در هسته گارنت مرتبط با فرآیندهای دگرگونی تفسیر می‌شود (Vance and Holland, 1993).

نشر بین دانه‌ای در مورد عناصر Fe, Mg, Ca بیشتر رخ می‌دهد. بنابر این چنانچه منطقه‌بندی گارنت نسبت به این عناصر رخ دهد نمی‌توان با اطمینان گفت که تفریق عامل رشد است یا نشر (Carlson, 1989).

بدین ترتیب به نظر می‌رسد افزایش Mn در هسته گارنت شیست‌ها حاکی از منشأ دگرگونی مجاورتی آنها باشد. علت عدم منطقه‌بندی مشخص عناصر Fe^{2+} و Ca در گارنت هورنفلس‌ها به نظر می‌رسد به دلیل بسته بودن سیستم دگرگونی و عدم اکسیداسیون Fe^{2+}/Fe^{3+} و تشکیل آندرادیت است (Vance and Holland, 1991; Yardley et al., 1993). منطقه‌بندی Ca در گارنت‌های سری آندرادیت-گراسولار رخ می‌دهد که مربوط به گارنت‌های واقع در اسکارن‌هاست که سیستم دگرگونی آنها باز است (Jamtveit, 1993; Masoudi et al., 2005; et al., 1993). در سیستم‌های بسته دگرگونی، تغییرات عناصر در گارنت به صورت غنی‌شدگی یک یا چند عنصر خاص در مرکز و کاهش تدریجی آنها به سمت حاشیه بلور است (مثل Mn در گارنت شیست‌ها). بر عکس، عناصر دیگر در حاشیه بلور غنی شده و به سمت مرکز بلور از میزان آن کاسته می‌شود (مثل Fe در گارنت شیست‌ها) (Evans, 1966; Atherton and Edmunds, 1966; Atherton, 1968).

حالی که نوسانات عناصر در حاشیه بلور گارنت به دلیل فرآیندهای ثانویه مانند انتشار و هجوم محلول‌های متاسوماتیسم کننده رخ می‌دهد (Tracy et al., 1992). به همین علت منطقه‌بندی اولیه که در اثر تفریق یا رشد بلوری رخ می‌دهد مطمئن‌ترین روش در تخمین شرایط فیزیکی-شیمیایی گارنت است اما چنانچه عوامل ثانویه منطقه‌بندی اولیه را تغییر دهد تخمین شرایط تشکیل گارنت کار دشواری است که این امر بیشتر در مورد گارنت‌های سری آندرادیت واقع در اسکارن‌ها رخ می‌دهد.

شکل 5 درصد تغییرات آلماندین-اسپسارتین-گراسولار-پیروپ و منطقه‌بندی آنها را از حاشیه به حاشیه در واحدهای مختلف گارنت‌دار منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود درصد آلماندین و اسپسارتین در شیست‌ها و پگماتیت‌ها بیشتر از سایر اعضای نهایی گارنت‌هاست در حالی که در هورنفلس‌ها آلماندین و پیروپ بیشتر است. آلماندین-اسپسارتین در گارنت پگماتیت‌ها از مرکز به حاشیه روندی کاملاً عکس همدیگر را نشان می‌دهند (شکل A-5). روند آلماندین گارنت در شیست‌ها از مرکز به حاشیه روند کاهشی - افزایشی اما اسپسارتین روند عکس دارد (افزایشی - کاهشی) (شکل B-5). روند کانیهای گارنت ذکر شده در هورنفلس از مرکز به حاشیه روند خاصی را نشان نمی‌دهد و خطی است یا به عبارت دیگر بدون منطقه‌بندی است (شکل C-5). شکل 6 درصد کاتیونی عناصر Mn, Mg, Fe^{2+} , Ca, Al را از حاشیه - مرکز - حاشیه سه نوع گارنت در پگماتیت، شیست و هورنفلس نشان می‌دهد.

عناصر Mn, Fe گارنت واقع در پگماتیت‌ها تغییرات مرکز به حاشیه آنها کاملاً عکس یکدیگر است (Mn از مرکز به حاشیه روند افزایشی اما Fe روند کاهشی) (شکل A-6). Ca روندی خطی و Al با تغییرات ناچیز افزایش - کاهش نوسان کمی دارد. تغییرات نوسانی Al در گارنت پگماتیت‌ها به دلیل پرآلومین بودن ماگمای مادر و یکی از شواهد ماگمایی-تأخیری بودن آن است (Kistler et al. 1981; Jamtveit, 1991; Yardley et al., 1991).

گارنت‌های با منشأ آذرین و گوشته‌ای مشخصات پتروژنتیکی خاصی دارند. زیرا ترکیب آنها بسته به نوع ماگما و فشار و دمایی که ماگما تحت آن متبلور می‌شود تغییر می‌کند. CaO بیشتر از 5 درصد و MnO کمتر از 2 درصد از مشخصات

تغییر ترکیب شیمیایی ماگمای مولد گارنت است که این امر با ماگمایی بودن سیستم و دگرگونی نبودن گارنت پگماتیت‌های منطقه مورد مطالعه مطابقت نشان می‌دهد (Yardley et al., Baldwin and Konring, 1983; 1991).

خطی بودن Al , Fe^{2+} , Mg , Mn , Ca در گارنت واقع در هورنفلس‌ها نشانگر آن است که رشد گارنت در اثر پدیده رشد بلوری و تفریق عناصر در طی دگرگونی رخ داده (Einaudi, 1982; Hwang et al., 2003; and Burt, 1982) و انتشار که باعث تغییرات نوسانی عناصر و یا عوامل ثانویه مانند درز و شکاف که باعث تغییر فوگاسیته اکسیژن و یا تشکیل آندرادیت می‌شود دخیل نبوده و سیستم بسته بوده است. گارنت‌های کوچکتر و کروی نسبت به گارنت‌های بزرگتر کمتر منطقه‌بندی نشان می‌دهند زیرا نسبت به فرآیند نشر در طی رشد چندان پاسخی نمی‌دهد و به نظر می‌رسد محیط تشکیل این گونه گارنت‌ها سیستمی کاملاً بسته و بدون هرگونه فعالیت‌های متاسوماتیسم کننده است (Carlson, 1989).

تصور می‌شود که تغییرات ترکیب گارنت در شیست‌های منطقه و همراهی آندالوزیت با آن و از طرف دیگر از آنجایی که این بلورها دانه درشت هستند و قابل مقایسه با اندازه سایر کانیه‌های سازنده این سنگها نیستند لذا به نظر می‌رسد که این کانی منشأ دگرگونی مجاورتی دارد. ولی متفاوت بودن روند تغییرات ترکیب گارنت در پگماتیت‌ها با گارنت موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌ها حاکی از متفاوت بودن منشأ آنها دارد. همگنی بافتی، هم اندازه بودن کانی گارنت با سایر کانیه‌ها در پگماتیت‌ها، غنی بودن از پتاسیم، متالومین تا پرآلومین بودن ماگمای مولد توده گرانیتوئیدی همدان (Aliani et al., 2012)، قرارگیری بیوتیت‌ها در محدوده پرآلومین همچنین محدود بودن طیف تغییرات ترکیبی و عدم منطقه‌بندی مشخص گارنت می‌تواند مبین آن باشد که این کانی منشأ دگرگونی ندارد بلکه مستقیماً از مذاب گرانیتی تبلور یافته‌است.

گارنت‌های واقع در پگماتیت‌های حاشیه توده نفوذی در اثر پدیده‌ای به نام مرزهای تبلور صورت می‌گیرد (Webber et al., 1999) و تشکیل گارنت در دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی واحدهای گرانیتوئیدی به این صورت تفسیر می‌شود که مقداری از Mn , Fe سنگهای دیواره می‌توانند در اثر آرایش

خطی بودن روند Al در گارنت شیست‌ها را می‌توان در ارتباط با بسته بودن سیستم تفسیر کرد زیرا این عنصر در ضمن جابه‌جایی عنصری نسبتاً کند است لذا اگر تغییر غیرخطی داشته باشد به دلیل تأثیر عواملی مانند انتشار و یا عوامل ثانوی است (Einaudi and Burt, 1982). شاید هم دلیل روند خطی Al این باشد که عنصر سه ظرفیتی دیگری در محیط وجود نداشته است تا جانشین Al شود و جانشینی Al در سایت تترائدر بسیار محدود بوده است. در حالی که در سایت اکتائدر و کوئیک عناصر دو ظرفیتی مثل آهن، کلسیم، منیزیم و منگنز جانشین هم شده‌اند.

شکل زنگوله‌ای زونینگ Mn گارنت شیست‌ها را می‌توان ناشی از پدیده تفریق و رشد بلوری در نظر گرفت (Evans, 1966; Atherton, 1968) در صورتی که عوامل ثانویه و یا انتشار بر روی گارنت از قبل تشکیل شده تأثیر بگذارد منطقه‌بندی اولیه را تغییر می‌دهد. منطقه‌بندی ناشی از انتشار در گارنت‌های سری آلماندین - اسپسارتین رخ می‌دهد که سیستم آنها تقریباً بسته است و جابه‌جایی عناصر فقط در اثر تغییرات شرایط فیزیکی شیمیایی رخ می‌دهد (Kistler et al., 1981). افزایش ناچیز Ca و گراسولار در سیستم‌های دگرگونی مانند شیست‌های منطقه مورد مطالعه یا در اثر عوامل ثانویه مانند درز و شکاف و یا پدیده انتشار اتفاق افتاده است. بر اساس عیناودی و برت (Einaudi and Burt, 1982). چنانچه آندرادیت افزایش یابد عامل خارجی مؤثر است اما تغییرات Ca که باعث افزایش گراسولار می‌شود عامل داخلی و انتشار تأثیرگذار است (Huckenholz and Fehr, 1982; Hwang et al., 2003) که با توجه به افزایش گراسولار در گارنت شیست‌ها تأثیر عوامل خارجی و باز بودن سیستم با تردید مواجه می‌شود. نفوذ سیالات متناوب و غنی از O_2 در سیستم‌های باز باعث افزایش شرایط اکسیداسیون و بالا رفتن نسبت Fe^{3+}/Al^{3+} در سیستم می‌شود (Yardley et al., 1991). این امر باعث تبلور بیشتر گارنت‌های سری آندرادیت و کاهش گارنت‌های سری آلماندین خواهد شد که با توجه به افزایش ناچیز گراسولار در نمونه‌های شیستی مورد مطالعه به نظر می‌رسد فوگاسیته اکسیژن ثابت و یا به تعبیر دیگر سیستم بسته بوده است.

ثابت بودن روند Al در حاشیه گارنت پگماتیت‌ها به دلیل عدم تغییرات فوگاسیته اکسیژن و نبود تأثیر عوامل داخلی مانند

کانیها غنی از آلماندین (آهن) بوده هر چند که مقدار اسپسارتین (منگنز) آنها نیز قابل توجه است. شواهدی مانند Mn بالا و Fe پایین در هسته گارنت پگماتیت، درصد ناچیز پیروپ، نبود آندالوزیت و یا کدریریت به صورت زینوکریست و وجود تورمالین در پگماتیت‌های گارنت‌دار همگی حاکی از ماگمایی بودن گارنت در پگماتیت‌ها و شواهدی همچون وجود آندالوزیت همراه با گارنت در شیست‌ها، وجود منطقه‌بندی مشخص مانند افزایش در میزان اسپسارتین و کاهش آلماندین در هسته گارنت شیست‌ها، خطی بودن روند Al و افزایش پیروپ در شیست‌ها نشانگر منشأ دگرگونی مجاورتی برای گارنت در این سنگهاست. کوچک بودن و عدم منطقه بندی و وجود پیروپ حدود 10 درصد در گارنت هورنفلس‌ها نیز بیانگر تشکیل گارنت در یک سیستم بسته است.

ماگمایی با این سنگها وارد مذاب شده و شرایط را برای تبلور گارنت ایجاد نمایند (Webber et al., 1999).

با توجه به قدرت بالای تبلورگارنت، این کانی از وارد شدن عناصری مانند Na, K و اجزای فرار به بخش مرزی بین ماگما و سنگ دیواره جلوگیری می‌کند و تبلور این اجزا را به تأخیر می‌اندازد. تبلور گارنت تا تمام شدن نقاط مرزی از Mn, Fe ادامه می‌یابد. چنانچه کانی همراه گارنت از جمله کانیهای دیرگداز مانند آندالوزیت باشد منشأ دگرگونی و چنانچه تورمالین باشد منشأ ماگمایی - تأخیری خواهد داشت. در مورد منطقه مورد مطالعه، وجود تورمالین در گارنت پگماتیت‌ها حاکی از ماگمایی - تأخیری بودن آن است.

نتیجه‌گیری

گارنت‌های منطقه به‌ویژه گارنت‌هایی که در این مطالعه مورد نظر بوده‌اند در گروه گارنت‌های پیرالسیپت قرار می‌گیرند. این

References

- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 72(4): 363-383.
- Amidi, M. and Majidi, B., 1977. Geological Map of Hamadan, scale 1: 250,000. Geological Survey of Iran.
- Atherton, M.P., 1968. The variety in garnet biotite and chlorite composite in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 18(4): 347-371.
- Atherton, M.P. and Edmunds, W.M., 1966. An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 1(4): 185-193.
- Baharifar, A. A., 1997. New perspective on petrogenesis of the regional metamorphic rocks of Hamedan area, Iran. M.Sc. Thesis, Tarbiat Moallem University of Tehran, Tehran, Iran, 170 pp. (in Persian with English abstract)
- Baharifar, A.A. 2004. Petrology of metamorphic rocks in the Hamedan area, Ph.D. Thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Tehran, Iran, 218 pp. (in Persian with English abstract)
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(16): 1443-1452.
- Baldwin, J.R. and Konring, O.V., 1983. Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 21(4): 683-688.
- Blackburn, W.H., 1969. Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Gananorue Ontario. *Canadian Mineralogist*, 9(5): 691-698.
- Borzoei, K., 2001. The study of contact metamorphic rocks in the Sarabi area (Tuiserkan). M.Sc thesis, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran, 118 pp. (in Persian with English abstract)
- Carlson, W.D., 1989. The significance of intergranular diffusion to the mechanisms and kinetics of porphyroblast crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(1): 1-24.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Sussman, J., 1981. *An interdicton to the rock forming minerals*. Longman group limited, London, 528 pp.

- Deer, W.A., Howie, R.A. and Sussman, J., 1997. Rock-forming minerals, volume 1A: Orthosilicates. Geological Society, London, 919 pp.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(4): 431-435.
- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982. Introduction terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77(4): 745-754.
- Evans, B.W., 1966. Microprobe study of zoning in eclogite. Geological Society of America, Special paper, 87: 54-60.
- Fu-yuan, W., Sun, D. and Wilde, S., 2004. A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad patterns. *Journal of Asian Earth Science*, 23(5): 731-744.
- Grant, J.A. and Weiblen, P.W., 1971. Retrograde zoning in garnet near the end sillimanite isograd. *American Journal of Science*, 270(4): 281-296.
- Green, T.H., 1976. Experimental generation of cordierite or garnet bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4(2): 85-88.
- Green, T.H.H., 1977. Garnet in liquid silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65(1): 59-67.
- Green, T.H. and Ringwood, A.E., 1968. Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18(2): 163-174.
- Harrison, T.N., 1988. Magmatic garnets in the Cairngorm granite. *Mineralogical Magazine*, 52(4): 659-670.
- Hollister, L.S., 1996. Garnet zoning an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154(3757): 1647-1651.
- Huckenholz, H.G. and Fehr, K.T., 1982. Stability relationship of grossular+ quartz + wollastonite + anorthite II, the effect of grandite+hydrograndite solid solution. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie abhandlungen*, 145(1): 1-33.
- Hwang, S.L., Shen, P., Yui, T.F. and Chu, H.T., 2003. On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(8): 761-769.
- Hwang, S.L., Yui, T.F., Chu, H.T. and Shen, P., 2001. Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphic complex, Taiwan, a key to unraveling otherwise unrecognized metamorphic events. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(5): 601-607.
- Jamtveit, B., 1991. Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet, nonlinear behavior in regions of immiscibility. *American Mineralogist*, 76(7-8): 1319-1327.
- Jamtveit, B., Wogelius, R.A. and Fraser, D.G., 1993. Zonation patterns of skarn garnets, Records of hydrothermal system evolution. *Geology*, 21(2): 113-116.
- Kertz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1-2): 277-279.
- Kistler, R.W., Ghent, E.D. and O'Neil, J.R., 1981. Petrogenesis of garnet two-mica granites of northeastern Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11): 10591-10606.
- London, D., 2008. Pegmatites. *Canadian Mineralogist, Special Publication*, 10: 347 pp.
- Masoudi, F., Mehrabi, B. and Farazdel, F., 2005. Type of Garnet Zoning in Skarns of Ghohroud Intrusion, south of Kashan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 13(1), 43-60. (in Persian with English abstract)
- Miller, C.F. and Stoddard, E.F., 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: An example from the Old Woman-Piute Range, California. *Journal of Geology*, 89(2): 233-246.
- Miyashiro, A., 1955. Pyrospite garnets in volcanic rock. *Geological society of Japan*, 61(721): 363-470.
- Owen, J.V. and Marr, R.A., 1990. Contrasting garnet parageneses in a composite Grenvillian granitoid pluton, Newfoundland. *Mineralogical Magazine*, 54(3): 367-380.
- Plank, T., 1987. Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire. *American Mineralogist*, 72(7-8): 681-688.
- Preston, J. and Still, J., 2001. Mineral chemistry Spreadsheet V 15. Electronic internet publication, www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/tools/formula.xls

- Sepahi, A.A., 2007. A detailed study of morphology and chemistry of garnet crystals with suggestion of new subdivisions: data from pelitic schists, hornfelses and aplites of Hamadan region. *Iranian Journal of Science and Technology*, 31(A3): 281-289.
- Sepahvand, F., 2013. Mineralogical and geochemical comparison of Alvand and Samen granitoid complexes. M.Sc thesis, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran, 178 pp. (in Persian with English abstract)
- Shabani, Z., 2012. Investigation of geochemical characteristics tourmalines in the Alvand with a view of the boron in the economic geology course. M.Sc thesis, Islamic Azad University, Khorramabad branch, Iran, 98 pp. (in Persian with English abstract)
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6): 668-683.
- Torkian, A., 1995. The Study of petrography and petrology of Alvand pegmatites (Hamadan). M.Sc thesis, Tehran University, Tehran, Iran, 172 pp. (in Persian with English abstract)
- Tracy, R.J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 10(1): 355-397.
- Tracy, R.J., Miller, S.J., Solberg, T.N. and Waldron, K.A., 1992. Documentation of diffusional modification of garnet growth zoning in am-phybolite facies garnets. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 24: 219.
- Vance, D. and Holland, T., 1993. A detailed isotopic and petrological study of single garnet from the Gastts schist, Vermont. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 114(1): 101-118.
- Webber, K., Simmons, W., Falster, A. and Foord, E., 1999. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatites-aplite dikes, San Diego country. *American Mineralogist*, 84(5-6): 708-717.
- Whithworth, M.P., 1992. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland. *Mineralogical Magazine*, 56(1): 75-83.
- Yardley, W.D., 1981. An interdiction to metamorphic petrology. Longman Scientific and Technical, London, 288 pp.
- Yardley, B.W.D., Rochelle, C.A., Barnicoat, A.C. and Liloyd, G.E., 1991. Oscillatory zoning in metamorphic minerals, An indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical Magazine*, 55(3): 357-365.



Mineral chemistry of garnet in pegmatite and metamorphic rocks in the Hamedan area

Ahmad Ahmadi Khalaji* and Zahra Tahmasbi

Department of geology, Faculty of sciences, University of Lorestan, Khorramabad, Iran

Submitted: June 14, 2014

Accepted: Oct. 25, 2014

Keywords: *Hamedan, metamorphic, garnet, zoning.*

Introduction

The area of this study is located near Hamadan within the Sanandaj - Sirjan tectonic zone. In the Hamadan area, consisting mainly of Mesozoic plutonic and metamorphic rocks, aplites and pegmatites locally contain garnets. (Baharifar et al., 2004, Amidi and Majidi, 1977; Torkian, 1995. Garnet-bearing schists and hornfelses in the area are products of regional metamorphism shown by slate and phyllite (Baharifar, 2004). In this investigation the distribution of elements in garnet in different rock type was studied to determine their mineral types and conditions of formation. Garnet samples from igneous and metamorphic rocks were analyzed by electron microprobe (EMPA), the results of which are presented in this article.

Materials and methods

Thirty-five samples were selected for thin section preparation and twenty thin-polished sections were prepared for mineralogical and microprobe analysis. Thin sections of garnet-bearing igneous (pegmatite) and metamorphic rocks (schist and hornfels) were studied by polarizing microscope. Chemical analysis was performed on the garnets (38 points) using a Caimeca SX100 electron microprobe at an acceleration voltage of 15 kV and electric current of 15 nA in the Mineral Processing Research Center, Iran. Separation of iron (II) and Fe (III) was calculated by Droop's method (1987) and the structural formulas of the garnets were calculated using 24 oxygens to determine the relative proportions of the end-members using the mineral spreadsheet software of Preston and Still (2001).

Results

Based on the analyses, almandine (Fe - Al garnet) and spessartine (Mn - Al garnet) are the principal types of the (Kamari) metamorphic and (Abaro) pegmatitic garnets, that belong to the well-known pyrospite garnet group. Chemical zoning patterns of the garnets in the metamorphic rocks (schists) differ from those in the igneous rocks (pegmatite), showing different compositions from core to rim. Petrographic evidence such as: co-existing tourmaline with pegmatite garnets and andalusite with schist garnets; zoning in garnets (oscillatory zoning of Al in pegmatite garnet, Mn increasing in the cores of schist garnet contrasted with Mn decreasing in the cores of pegmatite garnets; the decrease of Mg in the cores of pegmatite garnets, contrasted with the increase of this element in the cores of schist garnets; and the linear trends of Al and Ca in hornfels garnets) Pyrope garnet composition in schist indicates a closed system for garnet formation condition in schist and a magmatic source for pegmatites.

The compositions of garnets from schists change from Alm0.63, Prp0.07, Sps0.24, Grs0.05 in the cores, to Alm0.71, Prp0.09, Sps0.13, Grs0.05 in the rims. Garnets from pegmatites show a change from Alm0.73, Prp0.015, Sps0.24, Grs0.07 in the cores, to Alm0.71, Prp0.011, Sps0.28, Grs0.00 in the rims. Garnets from hornfelses showed changes from Alm 0.79, Prp0.14, Sps 0.06, Grs0.07 in the cores to Alm 0.8, Prp0.13, Sps 0.05, Grs0.01 in the rims.

Discussion

The percent of almandine and spessartine in the garnets of the schists and pegmatites are higher than that of garnets in the hornfelses. Almandine

*Corresponding authors Email: khalagi2002@yahoo.com

and spessartine in the pegmatite garnets from core to rim show a completely reversed trend. In the schist garnets from core to rim, the almandine trend is decreasing outward– increasing inward, while the spessartine trend is increasing – decreasing. In the hornfels garnets no specific trend could be determined, there is no zoning. This difference in trend between pegmatite garnets from that in schist garnets and hornfels garnets shows differences in their origin. Texture homogenization, rich in potassium, metaluminous to peraluminous magma of Hamedan granitoid intrusion (Aliani et al., 2012), Peraluminous biotite in this intrusion and lack of garnet zoning show that garnet pegmatites have been formed directly from granitic melt crystallization.

References

- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 72(4): 363–383.
- Amidi, M. and Majidi, B., 1977. Geological Map of Hamadan, scale 1: 250,000. Geological Survey of Iran.
- Baharifar, A.A. 2004. Petrology of metamorphic rocks in the Hamedan area, Ph.D. Thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Tehran, Iran, 218 pp. (in Persian with English abstract)
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(16): 1443-1452.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(4): 431-435.
- Preston, J. and Still, J., 2001. Mineral chemistry Spreadsheet V 15. Electronic internet publication, www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/tools/formula.xls
- Torkian, A., 1995. The Study of petrography and petrology of Alvand pegmatites (Hamadan). M.Sc thesis, Tehran University, Tehran, Iran, 172 pp. (in Persian with English abstract)