پتـــــرولوژی، سال اول، شماره چهارم، زمستان ۱۳۸۹، صفحه ۱- ۱۴
تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۰/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۵/۲۳

کانی‌شناسی و منشأ گارنت در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه دستگرد، جنوب قم

علی‌اکبر بهاری‌فر*
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، ج. ا. ایران

چکیده
دم‌های ریولیتی و تراکیتی در محدوده جنوب دستگرد در استان قم، دارای فنوکریست‌هایی از گارنت هستند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که این گارنت‌ها غنی از آلماندین بوده، مقادیر سازنده‌های دیگر در آنها کم است. نتایج به‌دست آمده از بررسی ترکیب سنگ کل، نشان می‌دهد که ماگماهای منطقه منشأ پوسته‌ای داشته یا با پوسته آلوده شده‌اند. بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها، می‌توان ماگماهای منطقه را ماگماهای پرآلومینه با منشأ پوسته‌ای در نظر گرفت. با استفاده از نتایج حاصل از ترکیب سنگ کل و همچنین شواهدی مانند عدم زنولیت یا زنوکریست مشخص، یکنواختی ترکیب گارنت، تعادل ترکیبی گارنت و بیوتیت، عدم وجود ادخال‌های دگرگونی و عدم وجود حاشیه‌های واکنشی در گارنت، منشأ گارنت‌های منطقه به‌صورت اولیه و آذرین است که از یک ماگمای پرآلومین متبلور شده‌اند.
واژه‌های کلیدی: تراکیت، دستگرد، ریولیت، قم، گارنت، ماگمای پرآلومین

مقدمه

گارنت که معمولاً به‌عنوان یکی از کانی‌های معمول سنگ‌های دگرگونی شناخته می‌شود، در سنگ‌های آذرین نیز به‌طور پراکنده یافت می‌شود. مهم‌ترین حضور گارنت در سنگ‌های آذرین، در گرانیت‌های پرآلومین دیده می‌شود، اما در سنگ‌های آتشفشانی نیز گزارش‌های متعددی از وجود گارنت ارائه شده است. طیف سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی محتوی گارنت، از انواع تحت‌اشباع از سیلیس مانند بازالت و فنولیت تا فوق اشباع مانند ریولیت و داسیت متغیر است (جدول ۱). معمولاً اولین سؤالی که هنگام مشاهده گارنت در سنگ‌های آتشفشانی مطرح می‌شود، در خصوص منشأ آنهاست. گارنت در سنگ‌های آذرین به دو صورت ماگمایی و غیرماگمایی دیده می‌شود. گارنت‌های ماگمایی، محصول تبلور گارنت از ماگما بوده، به‌طوری‌که با ماگما در تعادل هستند و در حقیقت، این گارنت‌ها فنوکریست به‌شمار می‌روند. گروه دیگری از گارنت‌ها، دارای منشأ غیر ماگمایی یا دگرگونی بوده، با ماگمای در حال تبلور، در تعادل نیستند. در حقیقت، این‌گونه گارنت را می‌توان تفاله ذوب سنگ مادر یا زنوکریست در

* a_baharifar@pnu.ac.ir

نظر گرفت. در محدوده مـورد مطالعـه، بـرای اولـین بـار بهـاری‌فـر (۱۳۸۵) بـه وجـود گارنـت در ریولیـت‌هـا و تراکیت‌ها اشاره نمود، اما از منشأ آنهـا بحـث نشـد و در هاله‌ای از ابهام باقی ماند. به‌همین دلیل، در این مطالعـه منشأ گارنت‌های فوق مد نظر قرار گرفته است.

جدول ۱- گزارش گارنت در سنگ‌های آتشفشـانی نقـاط مختلـف جهان

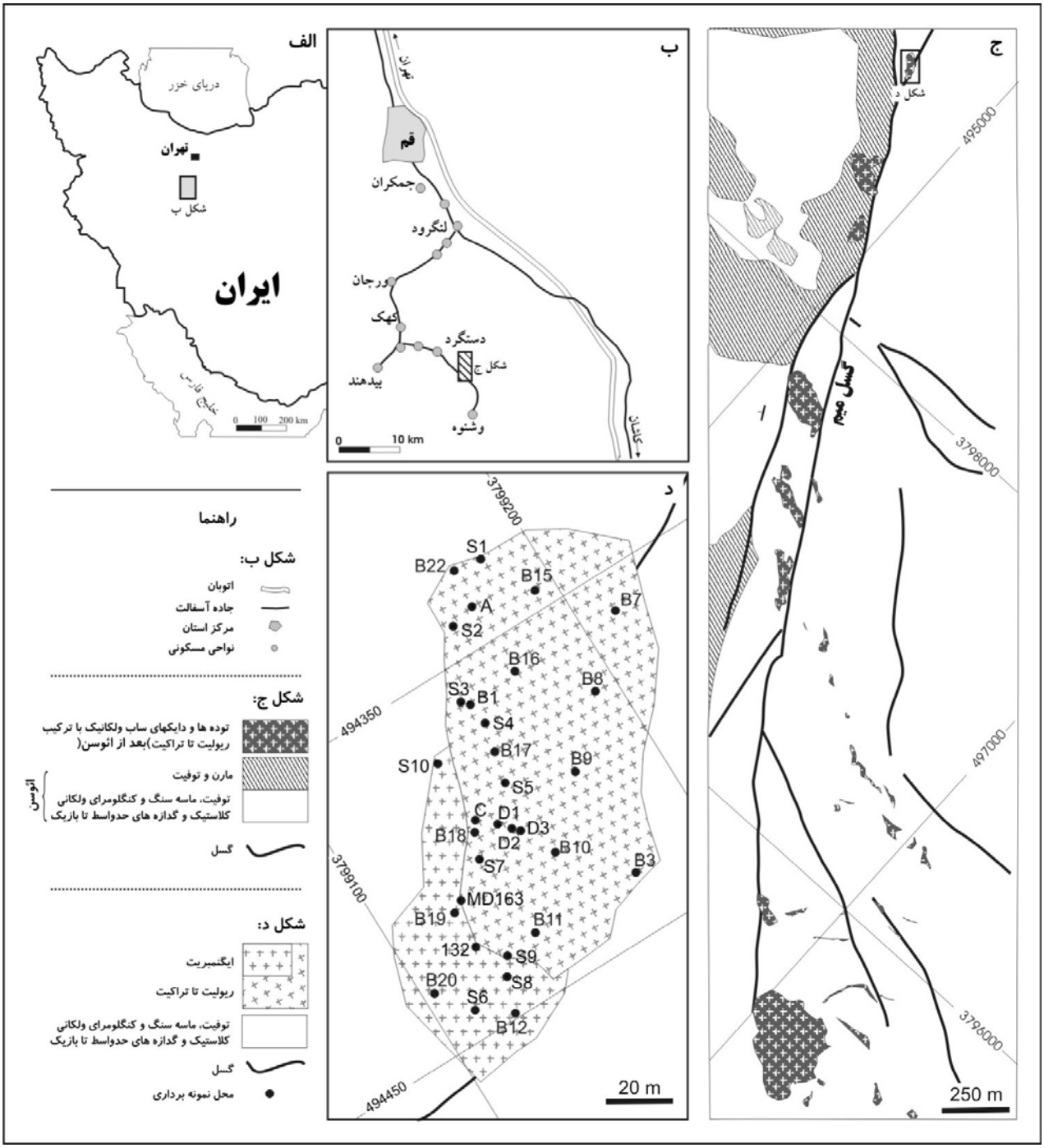
منطقه	نوع سنگ‌ها	منشاء گارنت	منابع
Pyrenees	داسیت و ریولیت	ماگمایی	Harangi *et al.* (2001) (و منابع و مآخذ موجود در آن)
SE Spain	داسیت	ماگمایی یا زنوکریست	
English Lake District	آندزیت، داسیت، ریولیت	ماگمایی	
French Massif Central	ریوداسیت، ریولیت	زنوکریست	
Lipari (Italy)	آندزیت، داسیت	زنوکریست	
Central Caucasus	آندزیت، داسیت	ماگمایی	
Greater Caucasus	آندزیت، داسیت	زنوکریست	
Yamanogawa, Japan	داسیت	ماگمایی	
Kamitazawa, Japan	ریولیت	ماگمایی	
Asio, Japan	فایالیت داسیت	?	
Setouchi, Japan	آندزیت، داسیت	?	
Canterbury, New Zealand	داسیت	ماگمایی و زنوکریست	
Canterbury, New Zealand	ریولیت	ماگمایی و زنوکریست	
Northland, New Zealand	اندزیت، داسیت	ماگمایی	
Victoria, Australia	ریوداسیت، ریولیت	ماگمایی و زنوکریست	
Lesser Antilles	آندزیت، داسیت	ماگمایی	
Trinity Peninsula, Antarctic	آندزیت، ریولیت	ماگمایی	
Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe)	آندزیت، داسیت	ماگمایی و زنوکریست	
Central Anatolia, Turkey	بازالت تا ریولیت	?	Aydar and Gourgaud (2002)
Setouchi, Japan	داسیت	ماگمایی و زنوکریست	Kawabata and Takafuji (2005)
Mt. Somma-Vesuvius	فنولیت	ماگمایی	Scheibner *et al.* (2007)
Central India	ایگنمبریت ریولیتی	ماگمایی	Patranabis *et al.* (2009)
Deh Salm, Iran	ریولیت	ماگمایی	Mirnejad *et al.* (2008)

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

محـــدوده مـــورد مطالعـــه در نزدیکـــی روســـتای دســتگرد در اســتان قــم و در جنــوب شهرســتان قــم قـــرار دارد (شـــکل ۱- ب). از نظـــر تقســـیمات زمین‌شناسی ایـران، محـدوده مـورد مطالعـه بخشـی از حاشـیه جنـوب بـاختری ایـران مرکـزی اسـت کـه بـه نوار ماگمایی ارومیـه دختـر یـا سـهند -بزمـان مشـهور است. بـا توجـه بـه نقشـه زمـین‌شناسـی تهیـه شـده از منطقـه، واحـدهای اصـلی عبارتنـد از: واحـد تـوفیتی، ولکـــانیکی و آهکـــی و واحـــد توفیـــت‌هـــا و ماســـه ســنگ‌هـای ولکـانی کلاسـتیک کـه ایـن دو واحـد بـه ائوسن تعلق دارنـد و نیـز واحـد مـارنی و ماسـه سـنگی بـــه ســـن احتمـــالی ائوســـن، واحـــد گـــدازه و گنبـــد تراکیت – ریولیت بـه سـن بعـد از ائوسـن. گسـل مـیم کـــه مهـــم‌تـــرین گســـل منطقـــه اســـت، دارای امتـــداد شمال باختری – جنـوب خـاوری اسـت کـه واحـدهای مختلـف را در کنـار همـدیگر قـرار داده اسـت (شـکل ۱- ج) و به خارج از منطقه نیز گسترش دارد.

یکـی از مهـم‌تـرین فعالیـت‌هـای ماگمـایی منطقـه، تزریـق گـدازه‌هـای بـا ترکیـب ریولیـت و تراکیـت در میـــان ســـنگ‌هـــای ائوســـن اســـت. ایـــن ماگماهـــا، در امتداد گسـل مـیم بـالا آمـده و بـه‌صـورت گـدازه روان شده یا بـه‌صـورت سـاب ولکانیـک، گنبـدهای تراکیتـی و ریـــولیتی را بـــا رونـــد شـــمال بـــاختری – جنـــوب خـــاوری، تشـــکیل داده‌انـــد. بررســـی صـــحرایی نشـــان مـــی‌دهـــد کـــه در بعضـــی منـــاطق، ایـــن ماگماهـــا تـــا مرحله تشـکیل ایگنمبریـت نیـز پـیش رفتـه‌انـد. رنـگ ســـنگ‌هـــا ســـفید بـــوده، بـــه آســـانی در صـــحرا قابـــل تشـــخیص هســـتند. مورفولـــوژی عمـــومی ایـــن واحـــد، صـــخره‌ســـاز اســـت. ایـــن ســـنگ‌هـــا هـــم بـــه‌صـــورت گنبدهای بـزرگ و هـم بـه‌صـورت دایـک‌هـای کوچـک در منطقـــه دیـــده مـــی‌شـــوند. مطـــابق شـــکل ۱- ج در مجمـــوع حـــدود ۸ گنبـــد بـــزرگ و تعـــداد زیـــادی دایک‌هـای کوچـک بـا ترکیـب ریولیـت تـا تراکیـت در محـدوده دیـده مـی‌شـوند. بررسـی‌هـای پتروگرافـی نشان می‌دهد کـه در ایـن واحـد، عـلاوه بـر کـانی‌هـای

متداول سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، بلورهای ریز گارنت نیز دیده می‌شوند که بلورهای گارنت مخصوصا در شمالی‌ترین گنبد (شکل ۱- ج) فراوان هستند. به‌همین علت، نمونه‌برداری در این گنبد متمرکز شده و نقشه زمین‌شناسی آن و نیز موقعیت نمونه‌ها در شکل ۱- د نشان داده شده است. مباحث زیر، بر مبنای اطلاعات حاصل از نمونه‌های گنبد شمالی است.



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مطالعه شده در ایران، ب) موقعیت موقعیت منطقه مطالعه شده نسبت به شهر قم، ج) زمین‌شناسی عمومی منطقه و رخنمون گنبدها و دایک‌های اسیدی و گسل میم، د) موقعیت نمونه‌های برداشت شده در گنبد تراکیتی - ریولیتی شمالی

با توجه به بررسـی مقـاطع نـازک، مـی‌تـوان نتیجـه گرفت که بافت سـنگ‌هـا از پـورفیری تـا میکرولیتیـک متغیر بوده، ساخت جریانی نیز در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود. کـوارتز بـه‌عنـوان مهمتـرین فنوکریسـت قابـل تشخیص است، امـا فنوکریسـت‌هـای دیگـر کـه عمـدتاً فلدسـپار بـوده‌انـد، بـه‌علـت شـدت آلتراسـیون توسـط کانی‌های ثانویه، از جمله کلسـیت و کـائولن، جـایگزین شده‌انـد. در خمیـره سـنگ‌هـا، کـوارتز و فلدسـپار نیـز به‌عنوان کانی‌های اولیه و بلورهـای ریـز قابـل تشـخیص هستند که بسیاری از فلدسپارها و نیز بعضی از بلورهای کوارتز نوزایشی بوده و بر اثر آلتراسیون، تغییر نموده‌انـد. کانی‌های تیره سنگ، عمدتاً اکسیدهای فلـزی (آهـن – تیتان) هستند که به‌صورت پراکنده و نسبتا درشت قابل تشخیص‌اند و در نمونه‌های کمتر آلتره شـده، بـه‌نـدرت بیوتیت نیز دیده می‌شـود. کـانی‌هـای فرعـی سـنگ‌هـا عبارتند از: گارنت به‌صورت بلورهای درشت و کانی‌هـای ثانویه نیز شامل کلسـیت، اپیـدوت و کلریـت بـه‌صـورت بلورهـای ریـز در خمیـره سـنگ. در خمیـره سـنگ‌هـا بلورهای ریز سرسیت نیز وجود دارد.

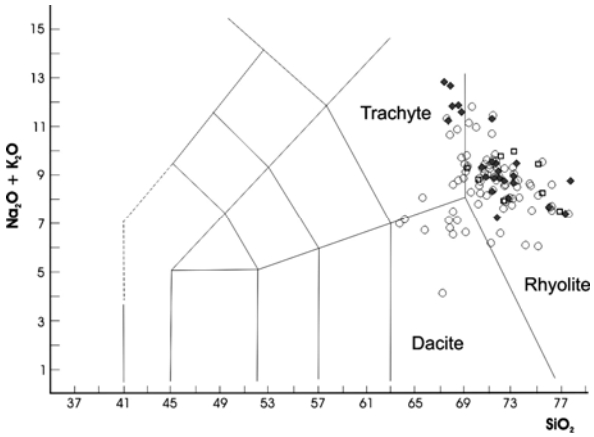
به‌منظور بررسی ترکیب شـیمیایی سـنگ‌هـای ایـن واحد، ۳۲ نمونه از نمونه‌های سطحی سنگ‌های منطقـه به روش XRF آنالیز شده است که نتـایج عناصـر اصـلی آنها در جدول ۲ و موقعیـت آنهـا در شـکل ۱- د نشـان داده شده است. به‌علاوه، ۸۱ نمونـه نیـز از حفـاری‌هـای عمقی به‌دست آمده اسـت (بهـاری‌فـر، ۱۳۸۵) و جمعـاً ۱۱۳ نمونـه بـر روی نمـودار TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) نشان داده شده است (شکل ۲). بر ایـن اسـاس، نمونه‌ها عمـدتاً در محـدوده تراکیـت تـا ریولیـت بـوده، گرایشی نیز به سمت داسـیت در آنهـا دیـده مـی‌شـود. نمونه‌هایی که ساخت ایگنمبریتی دارند، کلا در محدوده ریولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۲). بـر اسـاس آنالیزهـای انجام شده، ترکیب نمونه‌های منطقه عمدتاً در محـدوده پرآلومین قرار می‌گیرد (شکل ۳). در نمودار Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶) نیز نمونـه‌هـای منطقـه در محـدوده سری‌های کالک‌آلکالن غنی از پتاسیم تا شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۴).

از طـرف دیگـر، بررسـی‌هـای عسـگری و همکـاران (۱۳۸۷) بـر روی دو نمونـه از ریولیـت‌هـا توسـط ICP نشـان‌دهنـده غنـی‌شـدگی آنهـا از LILE (Large Ion Lithophyle Elements) و آنومالی منفی در Eu است. با توجه به بالا بودن مقدار درصد پتاسیم، در نمودار تعیین سری ماگمایی TAS نمونه‌های منطقه عمـدتاً در خـارج از محدوده نمودار قرار می‌گیرند و با توجه بـه در دسـت نبودن طیف‌های بازیک و حدواسـط، اسـتفاده از نمـودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نیـز اطلاعـاتی به‌دست نمی‌دهد.

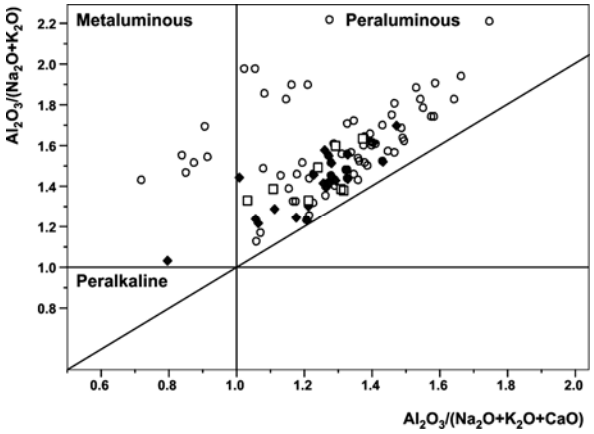
با در نظر گرفتن مجمـوع شـواهد فـوق، عسـگری و همکاران (۱۳۸۷) و بهاری‌فر (۱۳۸۵) نتیجه گرفتـه‌انـد کـه ماگماهـای منطقـه منشأ پوسـته‌ای داشـته یـا بـا ترکیبات پوسته‌ای آلوده شده‌اند.

جدول ۲- نتایج آنالیز عناصر اصلی نمونه‌های منطقه بر حسب درصد

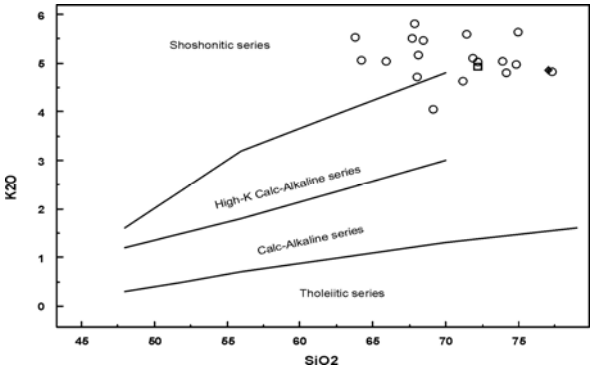
شماره نمونه	A1	A3	A5	S1	S2	C1	C3	C4	D1	D3	S4	S5	S7	S6	132	S8	S9	S10	S3
SiO_2	67.33	67.85	68.54	68.07	68.75	70.44	70.8	71.69	77.7	72.28	73.34	71.86	71.78	76.92	72.07	75.47	73.13	75.16	66.48
Al_2O_3	16.1	16.55	14.59	14.7	15.02	15.64	13.95	10.38	9.22	14.07	13.38	14.17	12.78	9.97	13.43	11.44	13.76	12.59	16.09
Fe_2O_3	0.58	0.43	0.45	0.43	0.4	0.55	0.69	0.48	0.46	0.97	0.55	0.84	2.62	1.04	1.4	0.58	1.06	0.63	0.41
CaO	0.78	0.92	1.79	2.05	1.83	1.27	2.14	3.05	2.78	1.3	1.15	1.19	0.92	2.16	0.42	2.05	0.53	0.93	0.89
Na_2O	0.35	0.28	0.31	0.69	0.32	0.44	0.36	0.42	0.18	1.17	0.73	0.99	1.24	1.01	3.4	0.64	3.28	0.33	0.47
K_2O	12.52	12.44	11.61	11.16	11.32	8.89	8.55	6.81	8.58	7.59	8.76	7.9	7.94	6.49	6.36	7.62	6.69	9.12	13.03
MgO	0.16	0.09	0.13	0.11	0.06	0.21	0.12	0.11	0.05	0.14	0.09	0.15	0.07	0.16	0.11	0.08	0.34	0.07	0.05
TiO_2	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
P_2O_5	0.10	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.09	0.06	0.08	0.08	0.87	0.08	0.08
L.O.I.	1.12	0.91	1.48	1.81	1.87	2.2	2.62	2.58	2.17	2.12	1.47	2.3	1.91	2.59	1.54	1.67	0.57	0.7	1.71



شکل ۲- موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار (Le Maitre TAS *et al.*, 1989) لوزی نمونه‌های سطحی فاقد ساخت ایگنمبریتی، مربع نمونه‌های سطحی دارای ساخت ایگنمبریتی و دایره نمونه‌های حاصل از حفاری است.



شکل ۳- موقعیت نمونه‌های منطقه بر روی نمودار Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) (علایم مانند شکل ۲)



شکل ۴- موقعیت نمونه‌های منطقه (علایم مانند شکل ۲) بر روی نمودار Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶)

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

برای بررسی شیمی کانی‌ها و مخصوصا گارنت، تعداد ۸ نمونه از سنگ‌های منطقه انتخاب و برای بررسی به آزمایشگاه شرکت تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران در کرج ارسال شد. پس از تهیه مقاطع صیقلی، نمونه‌های مذکور با میکروپروب CAMECA SX100 با EDS و WDS بررسی شد. برای کنترل نتایج، ۳ نمونه از گارنت‌های منطقه در دانشگاه مینسوتای آمریکا بررسی و ۵ نقطه از آنها آنالیز شد که این نمونه‌ها با پیشوند Q در جدول‌های مربوطه نشان داده شده است.

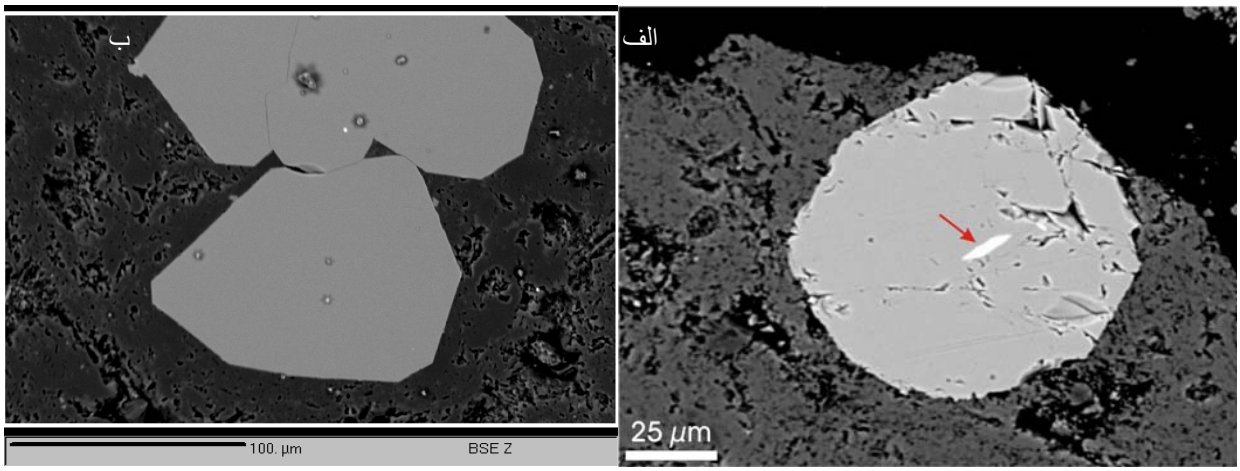
دقت در نتایج آنالیزها، ابهاماتی را نشان می‌دهد، ازجمله مقدار مجموع (Total) بعضی از بلورهای گارنت و فلدسپار کم بوده، مقدار پتاسیم بیوتیت در بعضی موارد غیر واقعی است. اگر چه بعضی از نتایج مانند ترکیب بیوتیت‌ها را می‌توان به آلتراسیون نسبت داد، اما این ابهام در مورد گارنت و فلدسپار به قوت خود باقی است. عدم پولیش مناسب و نیز خطای دستگاه در نمونه‌های بررسی شده در ایران، می‌تواند علت بروز این ناهماهنگی‌ها باشد.

الف) گارنت

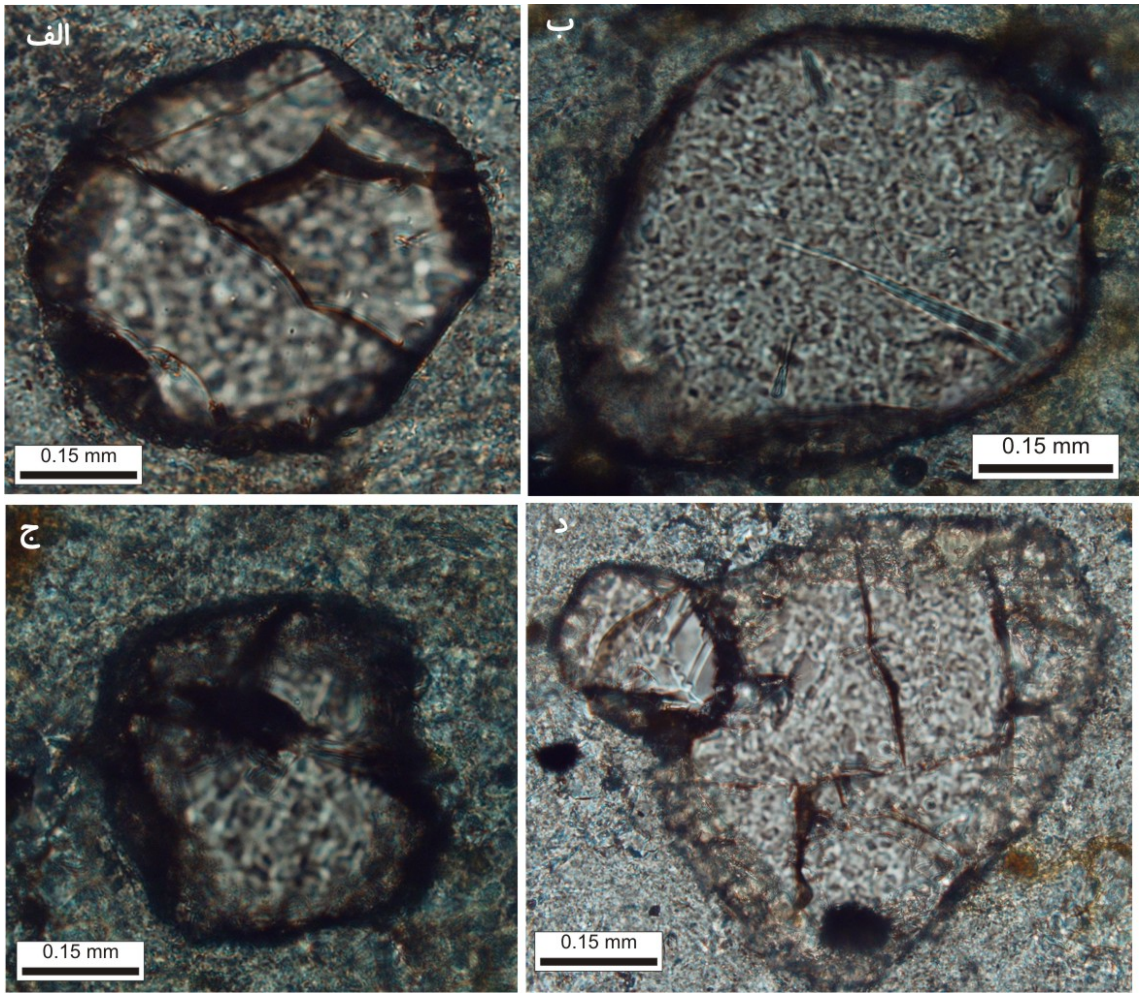
ریولیت‌های منطقه دستگرد، در مناطق متعددی در امتداد گسل میم رخنمون یافته‌اند که حدود ۸ رخنمون اصلی و تعداد زیادی رگه و دایک‌های کوچک در منطقه دیده می‌شود. تنها شمالی‌ترین رخنمون دارای نمونه‌های ایگنمبریتی بوده، بلورهای گارنت نیز تنها در این رخنمون دیده می‌شود. رخنمون‌های دیگر، از نظر کانی‌های اصلی تفاوتی نداشته، تنها مقدار بیوتیت آنها بیشتر بوده، فاقد گارنت هستند و مقدار بیوتیت (میکا)

در حدی است که سنگ‌ها مزوکرات تا لوکوکرات هستند، در حالی‌که نمونه‌های گارنت‌دار دارای درصد بسیار کمتری از بیوتیت و کانی‌های تیره دیگر بوده، هولو لوکوکرات هستند.

بلورهای گارنت در سنگ‌های دارای ساخت ایگنمبریتی و نیز در سنگ‌های فاقد این ساختار، قابل مشاهده‌اند. با توجه به اینکه درصد بلورهای این کانی در سنگ‌ها بسیار کم است، برای بررسی بهتر، نمونه‌هایی به اندازه ۲۰ کیلوگرم از سنگ‌های منطقه خردایش شده، پس از بررسی مشخص شد که نمونه‌های عبوری از الک ۵۰ مش و بالای الک ۷۰ مش دارای بلورهای سالم گارنت هستند، اما در بخش‌های عبوری از الک ۷۰ مش بعضی از بلورهای گارنت شکسته و بعضی دیگر سالم هستند. به‌همین دلیل، نمونه‌های عبوری از الک ۵۰ مش و روی الک ۷۰ مش برای بررسی انتخاب و پس از جدایش مکانیکی بلورها توسط مگنت فرانتس و خالص‌سازی بعدی در زیر میکروسکوپ بیناکولر، بررسی شدند. اندازه بلورها از یک تا دو میلیمتر بوده، به رنگ ارغوانی کمرنگ و معمولاً فاقد ادخال بوده یا به‌ندرت دارای ادخال‌های سیاه رنگ هستند که در بررسی با EDS از نوع تیتانومنیتیت هستند (شکل ۵- الف). بسیاری از بلورها به‌صورت شکل‌دار و به‌ندرت نیز نیمه‌شکل‌دار هستند. ماکل و چند قلویی در بلورها شایع است و علاوه بر تصاویر BSE تهیه شده (شکل ۵- ب)، بسیاری از بلورهای بررسی شده در زیر میکروسکوپ‌های بیناکولر و پلاریزان نیز، دو یا سه قلو هستند و اگر چه ساخت و فرم عمومی آنها کوبیک است، اما تک‌بلور نیستند (شکل ۶- د). نوع چند قلویی به‌گونه‌ای است که نشان می‌دهد چند بلور همزمان در یک نقطه هسته‌بندی کرده و نهایتاً با هم تداخل نموده‌اند و محصول انباشتگی بلورها پس از رشد کامل نیست. فرم بلورها معمولاً از رومب‌دودکائدرون تا تری‌اکتائدرون (شکل‌های ۶- الف تا ۶- ج) و فرم‌های حد واسط بین این دو تغییر می‌کند. مهم‌ترین کانی آهن‌دار همراه گارنت، بیوتیت (سیدروفیلیت) است که معمولاً به‌صورت مجزا از گارنت و به‌ندرت به‌صورت چسبیده به گارنت دیده می‌شود.



شکل ۵- الف) تصویر BSE از ادخال تیتانومگنتیت در گارنت، ب) بلورهای پلی‌کریستالین گارنت در تصویر BSE



شکل ۶- بلورهای گارنت در زیر میکروسکوپ پلاریزان، الف) برشی از بلور گارنت با هابیت ترپزوئدری، ب و ج) برشی از بلور گارنت با هابیت دودکائدری، د) بلور گارنت پلی‌کریستالین

تعداد ۱۸ نقطه از گارنت‌های منطقه در ۶ نمونه آنالیز شده‌اند که نتایج آن در جدول ۳ دیده می‌شود. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده و مقدار اکسید آهن سه ظرفیتی نیز با روش Droop (۱۹۸۷) و بر اساس ضرایب استیکیومتری محاسبه شده است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که گارنت‌های منطقه عمدتاً غنی از آهن بوده و مقادیر سازنده‌های دیگر نظیر منیزیم و کلسیم اندک است (شکل ۷). بر اساس محاسبات انجام شده ترکیب اعضای انتهایی در جدول ۴ ارائه شده است. با توجه به این جدول گارنت‌های منطقه غنی از آلماندین بوده، مقادیر سازنده‌های دیگر پایین است، بخصوص مقدار پیروپ از ۷/۶۵ درصد فراتر نمی‌رود که کم بودن درصد پیروپ، در تطابق با درصد پایین سازنده فلوگوپیت در ترکیب میکاهای منطقه بوده، شاهدی بر تعادل گارنت و میکا در محیط ماگمایی است. پایین بودن مقدار گراسولار نیز در تطابق با ماهیت آلکالن بخش عمده سنگ‌ها و کمبود کلسیم در آنها و نبود پلاژیوکلاز به‌عنوان فنوکریست است (بهاری‌فر، ۱۳۸۵). با توجه به جدول ۳، ترکیب عمومی گارنت‌های منطقه را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:

$Alm_{81-85}\ Prp_{4.4-7.6}\ Grs_{0.9-3.2}\ Sps_{8.6-9.5}$

همچنین، فرمول عمومی گارنت‌های منطقه بر اساس میانگین کاتیون‌های محاسبه شده، عبارت است از:

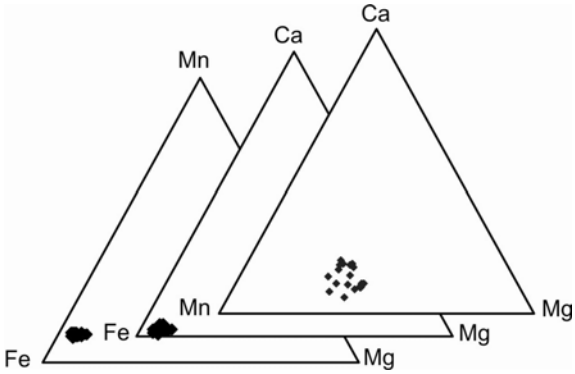
$(Fe^{+2}_{2.41}\ Mg_{0.18}\ Mn_{0.28}\ Ca_{0.06})\ (Fe^{+3}_{0.01}\ Ti_{0.005}\ Al_{1.93})\ (Al_{0.05}\ Si_{2.95})\ O_{12}$

جدول ۳- نتایج آنالیز گارنت‌های منطقه

Sample	294-1	294-2	294-3	294-4	294-5	294-6	294-7	294-8	294-9
SiO_2	36.94	37.31	36.64	36.69	36.89	36.96	37.18	36.76	37.41
TiO_2	0.11	0.06	0.12	0.10	0.03	0.02	0.07	0.01	0.00
Al_2O_3	21.27	20.66	20.90	21.52	20.38	20.50	22.08	21.04	21.11
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	0.00	0.00	0.10	0.07	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	35.49	36.56	36.84	36.18	35.85	35.97	37.01	36.66	35.47
MnO	3.94	3.83	3.80	3.93	3.98	3.83	4.02	4.03	3.79
MgO	1.79	1.45	1.21	1.25	1.33	1.23	1.09	1.18	1.20
CaO	0.58	0.55	0.84	1.00	1.07	1.10	0.69	0.41	0.54
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.11	0.00	0.07	0.03	0.04
K_2O	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	100.16	100.42	100.45	100.82	99.91	99.61	102.21	100.15	99.56
Si	3.00	3.03	2.99	2.97	3.02	3.03	2.97	3.00	3.05
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.03	1.98	2.01	2.05	1.97	1.98	2.08	2.02	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	2.41	2.48	2.51	2.45	2.45	2.46	2.47	2.50	2.42
Mn	0.27	0.26	0.26	0.27	0.28	0.27	0.27	0.28	0.26
Mg	0.22	0.18	0.15	0.15	0.16	0.15	0.13	0.14	0.15
Ca	0.05	0.05	0.07	0.09	0.09	0.10	0.06	0.04	0.05
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	7.98	7.98	8.00	8.00	8.00	7.98	7.99	7.99	7.95

Sample	295-2	296-1	296-2	296-3	Q1	Q2-1	Q2-2	Q3-1	Q3-2
SiO_2	37.92	37.12	37.04	37.52	37.41	37.44	37.32	37.40	37.01
TiO_2	0.06	0.11	0.11	0.17	0.00	0.03	0.12	0.12	0.03
Al_2O_3	20.54	20.48	20.22	21.42	21.30	21.31	21.10	21.20	21.31
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	0.00	0.00	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	36.04	36.28	34.71	35.44	36.36	36.41	35.60	35.12	36.11
MnO	3.85	4.03	3.81	3.78	4.11	3.73	3.86	3.86	3.87
MgO	1.75	1.69	1.83	1.73	1.50	1.40	1.55	1.49	1.53
CaO	0.61	0.50	0.66	0.63	0.33	1.01	1.00	0.78	1.11
Na_2O	0.00	0.00	0.35	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.03	0.04	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.80	100.25	99.58	100.76	101.01	101.33	100.55	99.97	100.97
Si	3.06	3.02	3.02	3.02	3.01	3.01	3.02	3.03	2.99
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al	1.95	1.97	1.95	2.03	2.02	2.02	2.01	2.02	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	2.43	2.47	2.37	2.38	2.45	2.45	2.41	2.38	2.44
Mn	0.26	0.28	0.26	0.26	0.28	0.25	0.26	0.27	0.27
Mg	0.21	0.21	0.22	0.21	0.18	0.17	0.19	0.18	0.18
Ca	0.05	0.04	0.06	0.05	0.03	0.09	0.09	0.07	0.10
Na	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	7.97	7.99	8.00	7.96	7.98	7.98	7.97	7.95	8.00

همان‌گونه که مشاهده می‌شود، گارنت‌ها غنی از آلماندین بوده، تغییرات طیف ترکیبی محدود است. در این میان، تغییرات درصد اسپسارتین بسیار محدود بوده، با توجه به حساسیت بسیار بالای این سازنده به تغییرات فشار، دما و ترکیب شیمیایی، یکنواختی ترکیب، می‌تواند حاکی از یکنواختی شرایط PTX تبلور گارنت باشد. گراسولار نیز بسیار کم بوده که این مسأله علاوه بر نقش فشار، می‌تواند از درصد بسیار پایین کلسیم در سنگ‌های دربرگیرنده نیز متأثر باشد (Green, 1977).

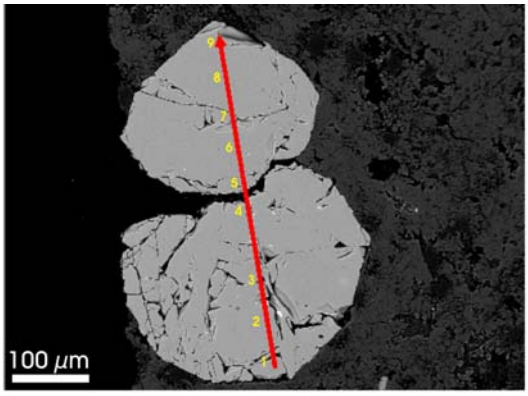


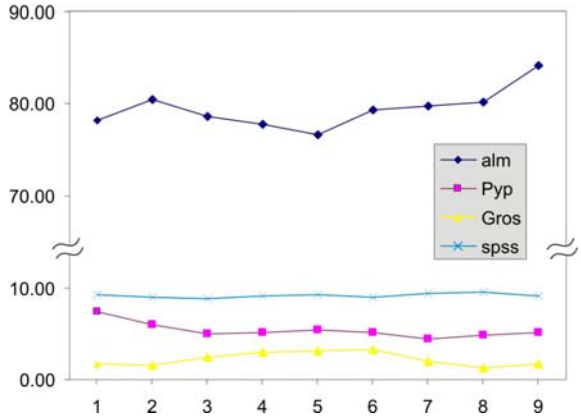
شکل ۷- نمایش ترکیب شیمیایی گارنت‌های منطقه

جدول ۴- درصد اعضای انتهایی سازنده‌های گارنت در ریولیت‌های منطقه. علایم اختصاری بر مبنای Kretz (۱۹۸۳) هستند.

Sample	294-1	294-2	294-3	294-4	294-5	294-6	294-7	294-8	294-9
Alm	81.76	83.63	83.89	82.85	82.17	82.76	84.28	84.53	84.18
Sps	9.21	8.86	8.76	9.10	9.25	8.94	9.28	9.43	9.10
Prp	7.34	5.90	4.91	5.11	5.43	5.04	4.43	4.83	5.09
Grs	1.70	1.62	2.44	2.94	3.15	3.26	2.01	1.22	1.64
Sample	295-2	296-1	296-2	296-3	Q1	Q2-1	Q2-2	Q3-1	Q3-2
Alm	82.20	82.41	81.33	82.14	83.39	82.77	81.72	82.26	81.72
Sps	8.90	9.28	9.03	8.86	9.53	8.60	8.97	9.16	8.89
Prp	7.11	6.84	7.65	7.14	6.13	5.69	6.35	6.22	6.17
Grs	1.79	1.47	1.99	1.86	0.95	2.94	2.96	2.35	3.22

زونینگ گارنت در دوگارنت مجاور هم و در ۹ نقطه بررسی شده است که محل نقاط اندازه‌گیری و نمودار تغییرات درصد سازنده‌ها در شکل ۸ نشان داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، تغییرات از نظم خاصی پیروی نمی‌کند و تنها کاهش مقدار آلماندین در محل مجاورت دو گارنت و افزایش آن در حاشیه یکی از گارنت‌ها قابل توجه است. همچنین، روند نسبتاً ثابت اسپسارتین نیز قابل توجه است.





شکل ۸- زونینگ گارنت در دو بلور مجاور هم.

ب) میکا

جمعا ۲۰ نقطه از میکاهای سنگ‌های منطقه بررسی شده است. ویژگی‌های این میکاها به تفصیل در بهاری‌فر (۱۳۸۸) مورد بحث قرار گرفته و بررسی‌های فوق نشان داده است که میکاهای منطقه غنی از آهن بوده، مقدار منیزیم آنها بسیار پایین است. مطابق تقسیم‌بندی میکاها، نمونه‌های منطقه عمدتاً از نوع سیدروفیلیت و بعضی نیز آنیت هستند و یک نمونه نیز در محدوده لپیدوملان قرار می‌گیرد. به این ترتیب، می‌توان بیشتر نمونه‌های میکای منطقه را سیدروفیلیت در نظر گرفت. بر مبنای ترکیب شیمیایی بلورهای بیوتیت، ماگماهای منطقه ماگماهای پرآلومینه با منشأ پوسته‌ای هستند (بهاری‌فر، ۱۳۸۸) که با توجه به جایگیری در راستای گسل میم، احتمالاً این گسل، فضای لازم برای صعود و جایگیری ماگما را فراهم نموده است.

پ) فلدسپار

مجموعا ۵ نقطه از فلدسپارهای منطقه بررسی شده و مقدار کاتیون‌ها بر مبنای ۸ اکسیژن محاسبه شد (جدول ۵). نتایج نشان می‌دهد که نمونه‌های فلدسپار عمدتاً از نوع ارتوز با محلول جامد جزئی از آلبیت یا آنورتیت هستند.

جدول ۵- نتایج آنالیز فلدسپارهای منطقه

Sample No.	M289	M289	M294-0	M294-1
SiO_2	61.570	63.830	61.440	62.440
TiO_2	0.000	0.050	0.030	0.050
Al_2O_3	17.070	17.530	17.450	19.660
Cr_2O_3	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe_2O_3	0.070	0.210	0.170	0.020
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.030	0.000	0.000	0.020
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.720	0.940	0.01	0.010
Na_2O	0.400	0.000	0.140	0.300
K_2O	16.310	15.040	17.440	17.560
Total	96.200	97.620	96.680	100.090
Si	2.985	3.011	2.975	2.916
Ti	0.000	0.002	0.001	0.002
Al	0.976	0.975	0.996	1.083
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.003	0.008	0.006	0.001
Fe2	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.037	0.048	0.000	0.001
Na	0.038	0.000	0.013	0.027
K	1.010	0.906	1.078	1.047
Ab	3.500	0.000	1.190	2.510
An	3.410	5.030	0.000	0.090
Or	93.090	94.970	98.810	97.400

ت) کانی‌های فرعی

علاوه بر کانی‌های اشاره شده در بالا، کانی‌های فرعی نیز در سنگ‌های منطقه یافت می‌شوند که بر مبنای بررسی طیف EDS مهم‌ترین آنها عبارتند از: اکسید آهن، منگنز (هولاندیت؟)، زیرکن، سلستین، نقره و روتیل.

منشأ گارنت

به‌منظور تشخیص منشأ گارنت در سنگ‌های آتشفشانی، راه‌های متفاوتی پیشنهاد شده است، اما هیچ یک از آنها معیار مطلق محسوب نشده و ممکن است در

منطقه‌ای کاربرد داشته، اما در منطقه دیگر فاقد کـارایی باشند.

مهم‌ترین معیارهای مطرح شده برای تشخیص منشأ گارنت به‌طور خلاصه عبارتند از:

- الگـوی زونینـگ (Birch and Gleadow, 1974; Kawabata and Takafuji, 2005; Patranabis *et al*. 2009)؛
- شـکل بلـوری (Birch and Gleadow, 1974; Kawabata and Takafuji, 2005)؛
- توزیـع عناصـر اصـلی (Hamer and Moyes, 1982; Harangi *et al*., 2001; Mirnejad *et al*., 2008)؛
- توزیـع عناصـر کمیـاب (Harangi *et al*., 2001; Scheibner *et al*., 2007)؛
- ایزوتوپ‌ها (Harangi *et al*., 2001)؛
- وجود ادخال‌های آذرین یا دگرگونی (Kawabata and Takafuji, 2005; Birch and Gleadow, 1974; Patranabis *et al*., 2009; Green, 1977).

از بین معیارهای ارائه شـده بـالا، تقریبـاً هـیچ یـک قابلیت تعمیم بـه‌عنـوان یـک معیـار عمـومی را ندارنـد. معمولاً هریک از معیارهای فوق در محـدوده یـا منطقـه کوچکی کاربرد داشته، مخصوصاً هنگـامی قابـل اسـتناد هستند که مانند مطالعـه Harangi و همکـاران (۲۰۰۱) انواع گارنت با بافت و ترکیب متفـاوت در سـنگ حضـور داشته باشند.

در مواردی که گارنت تنوع ترکیبی نداشته باشد، بـه سختی می‌توان از معیارهای شیمیایی اسـتفاده کـرد. در این موارد، می‌توان از وضعیت ادخال‌ها، نوع زنولیـت‌هـا، تنوع ترکیبی گارنت و نیز ماهیت ماگما استفاده نمـود و هیچ معیار جهانی بـرای تفکیـک سـریع گارنـت وجـود نداشته و لازم است هر مورد به تنهایی بحث شود. بـرای تعیین منشأ گارنـت‌هـای منطقـه، لازم اسـت کـه کلیـه اطلاعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی مد نظر قرار گیرند. اطلاعات موجود برای تعیین منشأ گارنت‌های منطقه که در این نوشته بحث شده‌اند و می‌تـوان بـه آنهـا اسـتناد کرد، به شرح زیر است:

الـف) ماگماهـای منطقـه از نـوع ریولیـت‌هـای غنـی از پتاسیم بوده، در بررسی بر مبنـای عناصـر اصـلی، از نوع پرآلومین هستند.

ب) بررسی ترکیب بیوتیت‌ها نشان می‌دهد کـه ترکیـب ماگماها در محدوده پرآلومینه قرار دارند.

پ) طیف تغییرات ترکیبی گارنت محدود بوده، زونینـگ معنی‌داری در آنها قابل مشاهده نیست.

ت) از نظـر مقـادیر آهـن و منیـزیم بـین کـانی‌هـای فرومنیزین تعادل وجود داشته، توزیع آهن و منیزیم منطقی است.

با در نظر گرفتن اطلاعات بالا می‌توان نتیجه گرفـت که ماگمای منطقه بر اثر ذوب‌بخشی پوسته ضخیم‌شـده شکل گرفته و در امتداد گسل میم فـوران نمـوده اسـت (عسگری و همکـاران، ۱۳۸۷؛ بهـاری‌فـر، ۱۳۸۵). بـا در نظـر گـرفتن تاریخچـه تحـولات نئـوتتیس، ایـن ضخیم‌شدگی، پیامد برخورد صفحه عربستان بـه صـفحه ایران است که به ماگماتیسـم گسـترده ترشـیری منجـر شـده، ماگماتیسـم مـذکور، بـه بـالا رفـتن گرادیـان زمین‌گرمایی منطقه و حصول شرایط ذوب‌بخشی منجـر می‌شود.

با توجه به دلایل زیر می‌توان گارنت‌هـای منطقـه را بلورهای اولیه در نظر گرفت که از ماگما متبلور شده اند:

الف) عدم زنولیت یا زنوکریست مشخص: همان‌گونه که در متن مقاله مشخص است، در سنگ‌هـای منطقـه، هیچ‌گونه زنولیـت یـا زنوکریسـتی دیـده نمـی‌شـود. مسلماً انتظار می‌رود که در صورت منشأ زنوکریستی گارنت، بخـش‌هـایی از سـنگ مـادر نیـز بـه‌صـورت زنولیت با بلورهای گارنـت مشـابه در سـنگ حضـور داشـته باشـند (Harangi *et al*., 2001; Kawabata and Takafuji, 2005).

ب) **یکنواختی ترکیب گارنت:** همان‌گونه که Green (۱۹۷۷) و Kawabata و Takafuji (۲۰۰۵) نشان داده‌اند، طیف تغییرات ترکیب در گارنت‌های دارای منشأ زنوکریستی وسیع بوده، در مقابل، تغییرات ترکیب در گارنت‌های اولیه، کم و محدود است.

پ) **تعادل گارنت و بیوتیت:** مسلماً منشأ زنوکریستی گارنت، به معنی عدم تعادل با ماگمای دربرگیرنده و کانی‌های ماگمایی است. طیف محدود تغییرات ترکیبی بیوتیت و نیز هماهنگی درصد عناصر فرومنیزین در این دو کانی، حاکی از تعادل بیوتیت و گارنت از ماگمای پرآلومینه است. وجود درصد بالای آلومینیم اکتائدری در میکا (بهاری فر ۱۳۸۸) و مقادیر کمتر در گارنت، مؤید بالا بودن درصد آلومینیم در ماگما و مؤید ماهیت پرآلومینه ماگماهای منطقه است.

ت) **عدم ادخال‌های دگرگونی:** در بین گارنت‌های بررسی شده، شواهدی از وجود ادخال‌های دگرگونی مانند سیلیمانیت وجود ندارد. از طرف دیگر، ادخال‌های موجود در گارنت از نوع تیتانومنیتیت هستند که بسیار محدودند. روند آرایش ادخال‌های مذکور، عمود بر سطح بلوری است. Anderson (۱۹۸۴) ادخال‌های عمود بر سطوح بلوری را به منشأ آذرین نسبت داده و در مقابل معتقد است که ادخال‌های دگرگونی، معمولاً به‌صورت دوایر متحدالمرکز آرایش می‌یابند. در بررسی‌های Hamer و Moyes (۱۹۸۲)، Harangi و همکاران (۲۰۰۱) و Kawabata و Takafuji (۲۰۰۵) نیز گارنت‌های اولیه در ریولیت‌ها دارای وضعیت مشابهی با منطقه قم هستند.

ث) **عدم حاشیه‌های واکنشی:** یکی از شواهد منشأ زنوکریستی گارنت، وجود حاشیه‌های واکنشی و جایگزینی سمپلکتیک سازنده‌هایی مانند مجموعه پلاژیوکلاز و آمفیبول (Kawabata and Takafuji, 2005) است که این حاشیه‌ها در گارنت‌های منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده نیست.

شرایط دما و فشار

بر اساس مطالعات تجربی Green (۱۹۷۷) گارنت‌های ماگمایی دارای ۲ تا ۶ درصد گراسولار و ۲ تا ۱۰ درصد اسپسارتین، در فشار حدود ۵ تا ۷ کیلوبار متبلور می‌شوند. با توجه به تعادل میکا و گارنت در سنگ‌های منطقه، برای تخمین حرارت تشکیل این دو کانی می‌توان از دماسنجی گارنت – بیوتیت با فرض فشارهای مذکور استفاده کرد. از بین کالیبراسون‌های موجود، کالیبراسیون Dasgupta و همکاران (۱۹۹۱) برای تخمین دما استفاده شده است، زیرا این کالیبراسیون تأثیر آلومینیم و تیتانیم در بیوتیت را مد نظر قرار داده است. همچنین، این کالیبراسیون مبتنی بر تعداد زیادی از نتایج ترکیب شیمیایی بیوتیت است. بر اساس محاسبه انجام شده برای نمونه ۲۹۴ دمای تشکیل فنوکریست‌های گارنت بیوتیت برابر با ۷۵۲ درجه سانتی‌گراد در فشار ۵ کیلوبار و ۷۶۸ درجه سانتی‌گراد در فشار ۷ کیلوبار است. بنابراین، می‌توان شرایط فشار و دمای تشکیل بیوتیت و گارنت را فشار ۵ تا ۷ کیلوبار و دمای ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفت.

از طرف دیگر، همان‌گونه که اشاره شد، سنگ‌های منطقه دارای بلورهای فلدسپار نیز هستند. دماسنجی شرایط تشکیل سنگ‌های آذرین آتشفشانی با استفاده از روابط فلدسپار پتاسیم – مذاب نیز امکان‌پذیر است (Putirka, 2008). برای این منظور، نتیجه آنالیز فلدسپار شماره M294-1 در جدول ۵ با ترکیب شیمیایی کل سنگ در نمونه A1 در جدول ۱ استفاده شده است. با استفاده از رابطه 24b در Putirka (۲۰۰۸) دمای تشکیل فلدسپارها ۶۱۶ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. با مقایسه دمای به‌دست آمده از دماسنجی گارنت

– بیوتیـت و دماسـنجی فلدسـپار – مـذاب، مـی‌تـوان دریافت که گارنت و بیوتیت در مراحل اولیـه و فلدسـپار در مراحـل پایـانی تکامـل ماگمـا تبلـور یافتـه‌انـد. ایـن نتیجه‌گیری با بررسی‌های مقطع نازک که نشان می‌دهد فلدسـپارها تشـکیل‌دهنـده زمینـه و بیوتیـت و گارنـت سازنده فنوکریست‌ها هستند، در تطابق است.

نتیجه‌گیری

بـا توجـه بـه مباحـث ارائـه شـده، گارنـت‌هـای منطقـه از ماگمـای اولیـه متبلـور شـده و منشأ آذریـن دارنـد. خـوردگی حاشـیه گارنـت‌هـا در بعضـی از نمونه‌هـا بـر مبنـای مطالعـات پتروگرافـی، را مـی‌تـوان معلـول عـدم تعـادل حرارتـی ماگمـا بـا گارنـت در مراحـل آخـر تبلـور در نظـر گرفـت (Green, 1977; Green and Ringwood, 1968). از طـرف دیگـر، چنـدقلویی متعـارف در گارنـت‌هـای منطقـه را نیـز می‌تـوان بـه‌عنـوان یکـی دیگـر از شـواهد رشـد سـریع گارنـت از ماگمـا در نظـر گرفـت کـه تـاکنون در مقاله‌های ارائه شده مدنظر قرار نگرفته است.

معمـولاً، گارنـت در اعمـاق بـالا و فشـارهای بـیش از ۵ کیلوبـار تشـکیل مـی‌شـود و در فشـارهای پـایین ناپایدار اسـت. بـر مبنـای مطالعـات تجربـی انجـام شـده بـر روی سـنگ‌هـای آتشفشـانی ماننـد آنـدزیت و داسـیت، گارنـت در فشـار بـالاتر از ۵-۷ کیلوبـار پایـدار اسـت (Green 1972, 1992; Green and Ringwood 1972).

نتایج مشابهی برای ذوب‌بخشی سـنگ‌هـای رسـوبی مانند پلیت‌ها و گری‌واک‌هـا نیـز بـه‌دسـت آمـده اسـت (Vilzeuf and Montel, 1994; Patino Douce and Johnston, 1991). اما بررسی‌هـای تکمیلـی نشـان داده است کـه فشـار، تنهـا شـرط پایـداری گارنـت نبـوده و بـه‌عنـوان مثـال، بـالا بـودن درصـد منگنـز در محـیط، می‌تواند حد پایداری گارنت‌ها را تـا کمتـر از ۱ کیلوبـار کـاهش دهـد (Clemens and Wall, 1981, 1988). Green (۱۹۷۷) نشان داد که افزایش منگنـز، محـدوده پایداری گارنت‌های آلماندین غنـی از منگنـز را بـه نحـو قابل توجهی افزایش می‌دهد.

در شـرایط فشـار پـایین، گارنـت در مـذاب بـا کردیریـت در تعـادل بـوده، درصـد اسپسـارتین آن بسـیار بالاسـت. از یـک سـو، پـایین بـودن مقـدار اسپسـارتین در سـنگ‌هـای منطقـه و از سـوی دیگـر نبود کردیریت نشان مـی‌دهـد کـه گارنـت‌هـای منطقـه در فشار نسبتاً بالا تشـکیل شـده و بـا توجـه بـه نقـش گسـل مـیم در انتقـال سـریع ماگماهـا بـه سـطح، فرصت ناپایداری گارنـت فـراهم نشـده اسـت؛ اگـر چـه مـی‌تـوان گفـت کـه ممکـن اسـت برخـی از بلورهـای بیوتیت از جملـه بیوتیـت‌هـای غنـی از منگنـز و دارای کلسـیم (بهـاری‌فـر، ۱۳۸۸)، محصـول واکـنش گارنـت با ماگما در حین صعود باشـند. اشـاره شـد کـه از بـین رخنمـون‌هـای ریـولیتی منطقـه، تنهـا یـک رخنمـون دارای گارنت است.

همچنـین، سـاختار فـورانی و ایگنمبریتـی تنهـا در رخنمـون دارای گارنـت دیـده مـی‌شـود. بـا توجـه بـه سـاختار گنبـدی ریولیـت‌هـای دیگـر، احتمـالا گارنت‌هـای موجـود در آنهـا بـر اثـر سـرد شـدن آرام و کـاهش تـدریجی فشـار، بـه بیوتیـت تبـدیل شـده و اثـری از آنهـا بـاقی نمانـده اسـت، امـا در رخنمـون گارنت‌دار، بـه‌علـت فـوران ماگمـا، فرصـت کـافی بـرای واکنش گارنت فراهم نشده است.

سپاسگزاری

ایـن تحقیـق بـا اسـتفاده از اعتبـار طـرح پژوهشـی گرانـت بـه شـماره ۰۱۰۸/۳۹/۱۱۱۷۴ از دانشـگاه پیـام‌نـور اسـتان زنجـان، انجـام شـده اسـت. لـذا از ریاسـت و شـورای پژوهشـی دانشـگاه پیـام‌نـور اسـتان زنجـان صـمیمانه تشـکر مـی‌کـنم. همچنـین، دونـا

ویتنی از دانشگاه مینوسوتای امریکا، تعدادی از نمونه‌های ارسالی را توسط میکروپروب آنالیز کردند که مراتب تشکر خود را از نامبرده اعلام می‌نمایم و در پایان از داوران محترم نیز به‌دلیل تذکر نکات سودمند و ارزنده آنها سپاسگزاری می‌کنم.

منابع

بهاری‌فر، ع. ا. (۱۳۸۵) گزارش پایانی عملیات اکتشافی معدن خاک صنعتی دستگرد قم. شرکت رنگین پودر غدیر (منتشر نشده).

بهاری‌فر، ع. ا. (۱۳۸۸) شیمی میکا در ریولیت‌های منطقه کهک، قم و کاربرد آن در بررسی خاستگاه سنگ‌های منطقه. مجموعه مقالات سومین همایش تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، اصفهان.

عسگری، ن.، امامی، م. ح.، خیرخواه، م.، خداییان، ز. و فتحیان، ل. (۱۳۸۷) پترولوژی سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی گنبد حلقوی دستگرد (جنوب‌شرق کهک). مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.

Anderson, T. B. (1984) Inclusion patterns in zoned garnets from Mageroy, North Norway. Mineralogical Magazine 48: 21-26.

Aydar, E. and Gourgaud, A. (2002) Garnet-bearing basalts: An example from Mt. Hasan, Central Anatolia, Turkey. Mineralogy and Petrology 75: 185-201.

Birch, W. D. and Gleadow, A. J. W. (1974) The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: Evidence from the Cerberean Cauldron, Central Victoria, Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology 45: 1–13.

Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1981) Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. The Canadian Mineralogist 19: 111-131.

Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1988) Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. Lithos 21: 53-66.

Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric data. Mineralogical Magazine 51: 431-435.

Green, T. H. (1977) Garnet in silicic liquids and its possible use as a P–T indicator. Contributions to Mineralogy and Petrology 65: 59–67.

Green, T. H. and Ringwood, A. E. (1968) Origin of the garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. Contribiution to Mineralogy and Petrology 18: 163–174.

Green, T. H. and Ringwood, A. E. (1972) Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high-pressure hydrous conditions. Journal of Geological Society of Australia 19: 203–212.

Green, T. H. (1992) Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83: 429–438.

Hamer, R. D. and Moyes, A. B. (1982) Composition and origin of garnet from the Antarctic Peninsula Volcanic Group of Trinity Peninsula. Journal of Geological Society, London 139: 713–720.

Harangi, S. Z., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C. S., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D. and Mattey, D. (2001) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the North Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. Journal of Petrology 42: 1813-1843.

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.

Kawabata, H. and Takafuji, N. (2005) Origin of garnet crystals in calc-alkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. Mineralogical magazine 69: 159-179.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudeck A., Keller J., Lameyre Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R. and Zanettin B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of American Bulletin 101: 635-643.

Mirnejad, H., Blourian, G. H., Kheikhah, M., Akrami, M. A. and Tutti, F. (2008) Garnet-bearing rhyolite from Deh-Salm area, Lut block, Eastern Iran: Anatexis of deep crustal rocks. Mineralogy and Petrology 94: 259-269.

Patino Douce, A. E. and Johnston, A. D. (1991) Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology 107: 202-218.

Patranabis-Deb, S., Schieber, J. and Basu, A. (2009) Almandine garnet phenocrysts in a ~1 Ga rhyolitic tuff from central India. Geological Magazine 146: 133-143.

Peccerillo A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 56: 221—246

Putirka, K. D. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69: 61-120

Scheibner, B., Wörner, G., Civetta, L., Stosch, H., Simon, A. and Kronz, A. (2007) Rare earth element fractionation in magmatic Ca-rich garnets Contributions to Mineralogy and Petrology 154: 55-74.

Vielzeuf, D. and Montel, J. M. (1994) Partial melting of metagreywackes, Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. Contributions to Mineralogy and Petrology 117: 375-393.

Mineralogy and origin of garnet in acidic volcanic rocks of Dastgerd area, Qom

Ali Akbar Baharifar

Department of Geology, Payame Noor University, 19395-4697 Tehran, I. R. of IRAN

Abstract

The rhyolitic and trachytic domes in south of Dastgerd in Qom province, contain garnet phenocrysts. Based on the micro-probe analysis, garnets are almandine rich, and poor in other components. Considering the whole rock chemistry, the magmas of the area have continental origin or at least contaminated with a continental source. Based on chemical composition of biotites, the magmas are peraluminous with continental origin. Several evidences such as lack of any metamorphic xenocrysts or xenoliths, homogeneous composition of garnets, compositional equilibrium between garnet and biotite, lack of metamorphic inclusions in garnet and lack of reaction rims, in addition with the origin of host rocks and whole rock composition, indicate that garnets in the area could be crystallized from a peraluminous magma and they are igneous garnets.

Key words: Trachyite, Dastgerd, Rhyolite, Qom, Garnet, Peraluminous magma

* a_baharifar@pnu.ac.ir