

The investigation of mineral chemistry of garnet and tourmaline in Marziyan leucogranite (North Azna, Sanandaj-Sirjan Zone)

Esmail Darvishi^{1*}

1- Department of Geology, Aligudarz Branch, Islamic Azad University, Aligudarz, Iran

Keywords: Garnet, Tourmaline, Leucogranite, Mineral chemistry, Azna

1-Introduction

Azna leucogranites host two essential minerals, i.e., garnet and tourmaline. Garnet is one of the most common constituents in granites with variable composition. Based on many studies (e.g., Barbarin, 1999; Samadi et al., 2014b), garnet-bearing granites have developed in orogenic strips, and spessartin-rich types are commonly found in S-type granites, in fact in aluminium and manganese granite magmas and at high pressures it crystallizes relatively low (Dalquist, 2007). Garnets show varying chemical composition based on the nature of their host granite. Garnet garnets found in S-type granites have high amounts of MnO, FeO, and low amounts of MgO (Zhang et al., 2012). Tourmaline is a common and minor mineral of igneous, metamorphic, and sedimentary rocks and crystallizes as a primary magmatic mineral and sometimes hydrothermal in granite and pegmatite rocks (Slack et al., 1996). Its stability over a wide range of complex and varied temperatures, pressure, and chemical variations is particularly crucial in lithological studies (London and Maning, 1995; Speer, 2016; Baxter et al., 2017). In this study, we have tried to study the mineralogical and chemical properties of garnet and tourmaline sub-minerals for characterizing the type of these minerals, and their formation conditions in the Marziyan leucogranites.

2-Methodology

The specimens were then prepared for microscopic studies in one hundred and twenty thin sections. Careful mineralogical and tissue studies were performed, and two suitable samples were selected for electron decomposition using an Olympus BH-2 microscope. Determination of composition and oxides of garnet and tourmaline minerals using Camera Sx-50 model electron microprobe with KeV 20 accelerator (kV) and 20 nA current (nano-amps) at Moscow State University The country of Russia has been conducted by point analysis method, the results of which are presented in Tables 1 and 2.

3-Results and discussion

3-1-Mineralogy and petrography

According to the mineralogical composition, the major minerals of leucogranites include quartz, plagioclase, feldspar potassium biotite, and minor minerals, including tourmaline, muscovite and garnet. Accessory minerals include zircon, apatite, and opaque. Based on petrographic studies, the main textures of these rocks are granular, with the grains varying from grain to grain, and the boundary between the grains is polygonal to inter-lobitic. The garnet-like, shapely garnets were observed in normal light as high-pale brown, with no reactive margins with adjacent minerals and no inclusions. Garnet is found in leucogranites in a light brown, worm-like, moderately to the coarse-grained specimen, and Tourmalines are coarse to medium in shape, longitudinally shapeless but transversely shaped and semi-shaped. This inverted multi-colored mineral is blue to cream and high-grade interference. Three types of tourmaline were identified as primary, secondary, and intermediate in the studied rocks. Primary tourmaline (magma) with field and microscopic features.

*Corresponding author: geo.edarvishi@gmail.com

DOI: 10.22055/aag.2020.26726.1882

Received 2018-08-07

Accepted 2020-03-11

3-2-Chemical composition and determination of garnet formation conditions

The Marziyan garnets are based on the FeO-10*MgO-MnO diagram within the range of garnets found in S-type granites. Harangi et al. (2001) show that garnets with MnO less than 4% and high CaO have magmatic nature (type I or M magmas), and garnets with MnO more than 4% have metapelite origin. Therefore, considering the amount of MnO in the garnets in the region (more than 7%) and the composition of the solid solution of Almandin-Spessartin, one can imagine their metapelite origin.

3-3- Chemical composition and determination of tourmaline formation conditions

The tourmalines studied based on $X_{vac} / (Na + X_{vac})$ versus $Mg / (Fe + Mg)$ diagrams are in the range of shorlittite to dravite, indicating a high iron content compared to magnesium in the chemical composition of the samples (Fig. 1). In this diagram, the source rocks of the tourmalines are in the realm of metapelites and metapamites coexisting with a saturated phase of aluminium. The Ti values in the Marziyan tourmalines are between 0.08 to 0.14, and the Mg# values are between 0.35 and 0.51, and variations in these varieties are also minor. The low values of these elements indicate the non-zoning and almost homogeneous composition of the tourmalines in question (London, 2011). Due to the low titanium (Ti = 0.01-0.15) and Mg # (0.19-0.50) by Ribeiro da Costa et al. (2014) have been reported for tourmalines of S-type mica granites, which may well imply S-type of Marziyan granite magma.

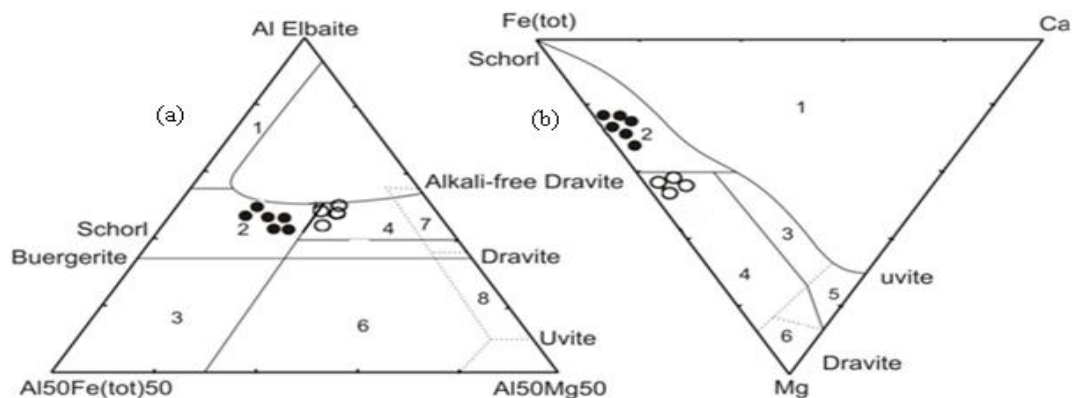


Fig. 1. (a) The Marziyan region tourmalines in the range of cheerlittite to dravite in $X_{vac} / (Na + X_{vac})$ vs. $Mg / (Fe + Mg)$, and (b) in Fe vs. Mg diagrams (data from Table 2).

4-Conclusions

The chemistry of the Marziyan granite rocks shows that the garnets are magmatic and belong to the series of Almendin-Spessartian series and, given that they contain more than 30% FeO and about 8% MnO, it can be concluded that the garnets in question are magmatic S-type is highly peraluminous crystalline and low-pressure crystallized in the upper crust. Probably garnets have metapelite origin due to CaO content of less than 4% and high MnO. The tourmalines in the region are in the range of shorlittite to dravite, indicating a high amount of Fe compared to magnesium in the chemical composition of the samples studied and considering the Fe# of tourmalines in the region (0.48- 0.7) at a magmatic system with high Fe/Fe+Mg and Al ratios and hydrothermal with Fe# are classified. Also, the low titanium ancestry in the tourmalines in the region may well indicate the S-type of Marziyan granite magma. The presence of magmatic garnet and tourmaline indicates a peraluminous leucogranite nature of the area.

Acknowledgments

The author of the article is grateful for the support of the Vice-Chancellor for Research of the Islamic Azad University, Aligudarz Branch.

References

- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.

- Baxter, E.F., Caddick, M.J., Dragovic, B., 2017. Garnet: A Rock-Forming Mineral Petrochronometer. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 83, 469–533.
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., Saavedra, J., Fanning, C.M., 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos* 95, 177-207.
- Darvishi, E., Khalili, M., Koksai, S., Koksai, F., Roy, B., 2015. Geochemistry, Sr-Nd isotope data and petrogenesis of the Marziyan granitoid, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Mineralogy and Geochemistry* 192, 195-210.
- Harangi, S., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Matthey, D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology* 42, 1813–1843.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example for the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist* 70, 1-15.
- London, D., Manning, D., 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology* 90, 495-519.
- London, D., 2011. Experimental synthesis and stability of tourmaline: a historical perspective. *The Canadian Mineralogy* 49, 117-136.
- Ribeiro da Costa, I., Mourao, C., Re'cio, C., Guimara'es, F., Antunes, I.M., Farinha Ramos, J., Barriga, F.J.A.S., Palmer, M.R., Milton, J.A., 2014. Tourmaline occurrences within the Penamacor-Monsanto granitic pluton and host-rocks (Central Portugal): Genetic implications of crystal-chemical and isotopic feature. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167, 979-993.
- Samadi, R., Miller, N.R., Mirnejad, H., Harris, C., Kawabata, H., Shirdashtzadeh, N., 2014b. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos* 208–209, 378-392.
- Slack, J.F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *Review Mineralogy* 33, 559-643.
- Spear, F.S., Pattison, D.R.M., Cheney, J.T., 2016. The metamorphism of metamorphic petrology. *Geological Society of America Special Publication* 523, 31–73.
- Villaros, A., Stevens, G., Buick, I.S., 2009. Tracking S-type granite from source to emplacement: clues from garnet in the Cape Granite Suite. *Lithos* 112, 217–235.
- Zhang, J., Ma, C., She, Z., 2012. An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints. *Geoscience Frontiers* 3, 635-646.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Darvishi, E., 2021. The investigation of mineral chemistry of garnet and tourmaline in Maziyan leucogranite (North Azna, Sanandaj-Sirjan Zone). *Adv. Appl. Geol.* 11(1), 12-28.

DOI: 10.22055/aag.2020.26726.1882

url: https://aag.scu.ac.ir/article_15497.html?lang=en

شیمی کانی‌های گارنت و تورمالین در لوکوگرانیت مرزبان (شمال ازنا، پهنه سنندج - سیرجان)

اسماعیل درویشی*

گروه زمین‌شناسی، واحد الیگودرز، دانشگاه آزاد اسلامی، الیگودرز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۵/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۲۱

*geo.edarvishi@gmail.com

چکیده

گارنت و تورمالین، از جمله کانی‌های فرعی موجود در لوکوگرانیت‌های مرزبان واقع در شمال ازنا، بخشی از پهنه زمین‌ساختی سنندج - سیرجان می‌باشند. این لوکوگرانیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی، شامل میکاشیست و آندالوزیت شیست رخنمون دارند. گارنت‌ها اکثراً بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، بدون حاشیه واکنشی و ادخال، دارای ترکیب یکنواخت و غنی از اسپسارتین می‌باشند. طبق شواهد پتروگرافی و شیمی کانی گارنت‌ها دارای منشأ ماگمایی و مشتق شده از مذاب‌های فلسیک بوده و با توجه به اینکه دارای مقدار CaO پایین (کمتر از ۴ درصد وزنی) و مقادیر متغیری از MnO می‌باشند، بر این اساس می‌توان گفت گارنت‌های مورد بحث در یک ماگمای نوع S و شدیداً پرآلومینه و تحت فشار کم در پوسته بالایی متبلور شده و نظر به محتوای CaO کمتر از ۴ درصد و MnO بالا درصد، دارای خاستگاه متاپلیتی می‌باشند. تورمالین‌ها اغلب بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در ابعاد متوسط تا درشت و دارای ترکیب شورلیت - دراویت بوده و در گروه قلیایی قرار می‌گیرند. تورمالین‌ها (شورلیت و دراویت) به دو گروه ماگمایی با نسبت بالای Fe/Fe+Mg و Al و هیدروترمالی با #Fe پایین رده‌بندی می‌شود. بررسی شیمی کانی‌های گارنت و تورمالین دلالت بر S تایپ بودن ماگمای گرانیت مرزبان دارد.

کلمات کلیدی: گارنت، تورمالین، لوکوگرانیت، شیمی کانی، ازنا

مقدمه

یافته متبلور شده دارای MnO حدود ۳۰٪ و FeO بین ۱۰-۱۵٪ می‌باشد (Whithworth, 1992). تورمالین کانی رایج و فرعی انواع سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی است و به عنوان یک کانی ماگمایی اولیه و گاهی گرمایی در سنگ‌های گرانیتی و پگماتیته متبلور می‌شود (Slack et al., 1996). این کانی به دلیل پایداری در گستره وسیعی از تغییرات دما، فشار و ترکیب شیمیایی پیچیده و متنوع، در بررسی‌های سنگ‌شناسی از اهمیت خاصی برخوردار است (London and Maning, 1995; Speer, 2016; Baxter et al., 2017). تورمالین، کانی رایج گرانیتوئیدها، پگماتیته‌ها و سنگ‌های گرمایی وابسته به آنها است. این کانی همچنین در شیست‌های پلیتی و پسامیتی سرزمین‌های دگرگون ناحیه‌ای و نوارهای شدیداً چین خورده گزارش شده‌است (Harras et al., 2001). کانی تورمالین دارای ساختار کانیاپی پیچیده و ترکیب شیمیایی متنوع بوده و همین امر باعث شده تا در طیف گسترده‌ای از تغییرات نظیر فشار، دما مقاوم باشد. همین تنوع ترکیبی باعث گردیده که کانی تورمالین در پی جویی کانسارهای نظیر قلع و تنگستن و در بررسی‌های سنگ‌شناسی و متالورژیکی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار باشد (London and Maning, 1995). به دلیل ساختار منحصر به فرد و پیچیده تورمالین و با توجه به واکنش‌های جانیشینی متفاوتی که در آن صورت می‌گیرد از نظر ترکیب دارای تنوع شیمیایی بالایی است، که این تنوع ترکیب شیمیایی منجر به معرفی ۴۶ نوع تورمالین طبیعی و مصنوعی شده است که در حال حاضر ۲۱ گونه

لوکوگرانیت‌های ازنا میزبان دو کانی مهم گارنت و تورمالین هستند. گارنت یکی از تشکیل دهنده‌های نامتداول در گرانیت‌هاست که ترکیبات متغیری دارد. بر پایه بسیاری از مطالعات (برای مثال Barbarin, 2014b; Samadi et al., 1999) گرانیت‌های گارنت‌دار در نوارهای کوهزایی گسترش دارد و انواع غنی از اسپسارتین معمولاً در گرانیت‌های نوع S و در واقع در ماگماهای گرانیتی سرشار از آلومینیوم و منگنز و در فشارهای نسبتاً پایین متبلور می‌شود (Dalquist, 2007). گارنت‌ها بر اساس طبیعت گرانیت میزبانشان ترکیب شیمیایی متغیری نشان می‌دهد. گارنت‌های موجود در گرانیت‌های نوع S دارای مقادیر بالایی از FeO، MnO و مقادیر پایین MgO می‌باشند (Zhang et al., 2012). همچنین گارنت ماگمایی موجود در سنگ‌های آذرین را می‌توان به سه گروه ۱- گارنت‌هایی که در گرانیت‌های شدیداً پرآلومینه که تحت فشار کم در پوسته بالایی متبلور شده است و دارای مقدار بالای FeO (بیشتر از ۳۰ درصد) و MnO بین ۵ تا ۱۵ درصد می‌باشد (Zhang et al., 2012; Samadi et al., 2014b) ۲- گارنت‌هایی که در بازالت‌ها، آندزیت‌ها، داسیت‌ها، ریولیت‌ها، تونالیت‌ها و گرانیت‌های پورفیری که تحت فشار بالا در پوسته زیرین و یا گوشته متبلور شده باشد و دارای مقدار FeO (۲۰ تا ۳۰ درصد) MgO (۵ تا ۱۰ درصد) و CaO حدود ۵ درصد است (Zhang et al., 2012) ۳- گارنت‌هایی که در پگماتیته‌ها، آپلیت‌ها و گرانیت‌هایی که از سیالات پست ماگماتیک یا ماگمای شدیداً تفریق

منطقه دیده می‌شود که از فراوانی متوسطی برخوردار است. تورمالین، فراوان‌ترین کانی فرعی در لوکوگرانیت‌های منطقه است که در نمونه دستی به صورت درشت بلورهایی به رنگ سیاه مشاهده می‌شود (شکل ۵). همچنین پیرامون هاله مجاورتی توده اصلی مرزبان (آندالوزیت و کدرپریت شیبست) گستره‌ای از لوکوگرانیت‌های تورمالین و گارنت‌دار، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها، میگماتیت‌ها و میلونیت‌ها رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های عمده کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوزکلاز و کانی‌های فرعی بیوتیت، تورمالین، گارنت، موسکویت و سیلیمانیت بوده که براساس شواهد پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها را می‌توان در شمار گرانیت‌های تیپ S طبقه بندی نمود (Darvishi et al., 2015). با توجه به اینکه درون فیلیت‌های همدان - گلپایگان (ژوراسیک میانی) نفوذ کرده و نظر به اینکه فازهای مختلف تکتونیکی را تحمل نموده است می‌توان سن تشکیل آنرا به اواخر دوره ژوراسیک و کرتاسه نسبت داد (Sahandi et al., 2007). سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه شامل دو سری دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین و مجاورتی درجه پایین تا بالا می‌باشد. مرزبندی بین دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی شناسی صورت گرفته است. دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت‌ها و فیلیت‌ها می‌باشد که تغییرات بافتی محسوس را نشان نمی‌دهند. دگرگونی مجاورتی با شیبست‌های لکه‌دار شروع شده و به هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها ختم می‌گردد. دگرگونی ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره شیبست سبز دیده می‌شود که در طی نفوذ توده گرانیتی در امتداد سطح شیبست‌زیده آن‌ها، یک مجموعه دگرگونی مجاورتی دمای متوسط تا بالا - فشار پایین حاصل شده است (Darvishi et al., 2015).

روش انجام پژوهش

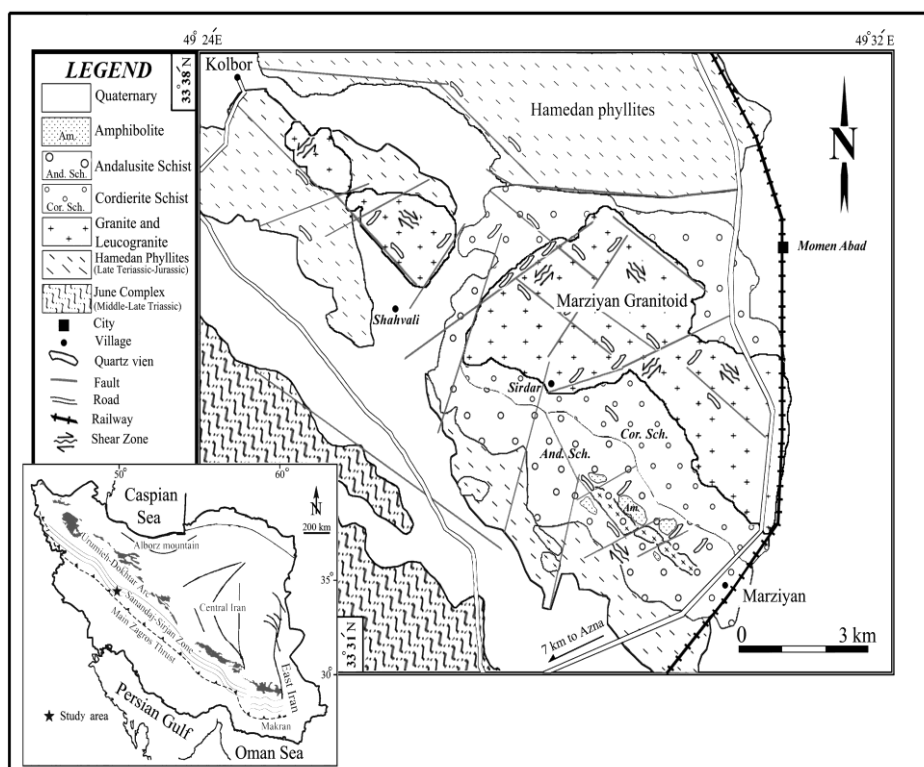
به منظور شناسایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفت. در ابتدا از کلیه رخنمون‌های سنگ‌های منطقه بیش از ۲۰۰ نمونه برداشت شد. سپس از نمونه‌ها برای مطالعات میکروسکوپی به تعداد یکصد و بیست مقاطع نازک تهیه گردید. بررسی دقیق کانی‌شناسی و روابط بافتی انجام شد و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان (Olympus) مدل BH-2 دو نمونه‌های مناسب جهت انجام تجزیه الکترونی انتخاب گردید. تعیین ترکیب و مقادیر اکسیدهای کانی‌های گارنت و تورمالین با استفاده از دستگاه تجزیه الکترونی (الکترون مایکروپروب) مدل Cameca Sx-50 با ولتاژ شتاب دهنده 20 KeV (کیلو الکترون ولت) و شدت جریان 20 nA (نانو آمپر) در دانشگاه مسکو کشور روسیه به روش آنالیز نقطه‌ای صورت پذیرفته است که نتایج آنها در جدول‌های شماره ۱ و ۲ آورده شده است. محاسبه فرمول ساختاری این کانیها بر پایه ۳۱ آنیون (O و OH) و آهن کل دوظرفیتی انجام شد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزارهای Structural Minpet, Mineral Formulae و Excel استفاده گردید.

مورد تأیید کمیسیون انجمن بین المللی کانی شناسی، طبقه بندی و نامگذاری شده‌اند (Henry et al., 2011). در این پژوهش سعی شده با استفاده از ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمی دو کانی فرعی گارنت و تورمالین در لوکوگرانیت‌های مرزبان، نوع این کانی‌ها و شرایط تشکیل آن‌ها مورد بررسی قرار گیرد.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در حدود ۷ کیلومتری شمال ازنا، استان لرستان در محدوده‌ی بین طول جغرافیایی ۲۴' ۴۹° تا ۳۲' ۴۹° شرقی و عرض جغرافیایی ۳۱' ۳۳° تا ۳۸' ۳۳° شمالی در جنوب محدوده نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند (Sahandi et al., 2007) و در نوار دگرگونی سنندج - سیرجان واقع شده است (شکل ۱). پهنه زمین‌ساختی سنندج - سیرجان به صورت یک نوار کشیده با ۱۵۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر عرض با روند شمال غرب - جنوب شرق بین پهنه‌های زمین‌ساختی ایران مرکزی و زاگرس و در امتداد گسل اصلی زاگرس قرار دارد و شامل مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی - ماگمایی است. این پهنه به طور عمده شامل سنگ‌های دگرگون شده‌ی پالئوزوئیک - مزوزوئیک است (Sheikholeslami et al., 2008). توده‌های نفوذی متعددی به صورت دگرشکل شده و یا دگرشکل نشده در نقاط مختلف این پهنه و در میان سنگ‌های دگرگون شده نفوذ کرده‌اند، این توده‌ها غالباً گرانیتوئیدی هستند (Ghorbani, 2007). از توده‌های نفوذی موجود در این پهنه به باتولیت الوند، بروجرد، ازنا و الیگودرز و نفوذی‌های مناطق جنوبی سنندج - سیرجان می‌توان اشاره کرد که تشکیل آن‌ها بر اساس شواهد صحرایی و چینه‌ای به قبل از کرتاسه (Thiele et al., 1968) و شواهد ساختاری بعد از کرتاسه (Braud and Bellon, 1974) و بر اساس شواهد چینه‌ای - ساختاری کرتاسه بالایی - پالئوسن (Aghanabati, 2006; Mohajjel and Rasoli, 2014) نسبت داده می‌شود و با سن‌نگاری مطلق (سن سنجی زیرکن و روبیدیم - استرانسیوم) که اخیراً صورت گرفته است سن این توده‌ها عمدتاً مربوط به ژوراسیک میانی می‌باشند (Shakerardakani et al., 2015). اما توده نفوذی جوانی نیز برای اولین بار با سن ۳۴/۸ Ma (بر پایه سن نسبی U-Pb) در منطقه توان دشت شناخته شد که در شمال درود و در حاشیه توده نفوذی بروجرد واقع شده است (Masoudi, 2009; Mahmoudi et al., 2011). گرانیت‌های شمال ازنا از نوع لوکوگرانیت، گرانیت و گرانودیوریت معرفی شده و مطالعات ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت ساب آکالن (کالک آکالن)، سرشت پرآلومین و نوع S است و خاستگاه این سنگ‌ها پوسته بالایی (ذوب بخشی متاپلیت‌ها) و از لحاظ ژئوتکتونیک در جایگاه همزمان با برخورد است (Darvishi et al., 2015). در منطقه شمال ازنا توده‌ی لوکوگرانیتی تقریباً به موازات برگوارگی سنگ میزبان (آندالوزیت - میکاشیبست) نفوذ کرده که این ویژگی می‌تواند یکی از دلایل سین‌تکتونیک بودن توده‌ی گرانیتوئیدی باشد (شکل ۲).

بر اساس مشاهدات صحرایی، گارنت در نمونه دستی به صورت بلور-های دانه درشت به رنگ قهوه‌ای روشن مایل به کرم در لوکوگرانیت‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند؛ با تغییرات از Sahandi و همکاران (۲۰۰۷).
 Fig. 1. Geological map of the study area adapted from Shazand's 100,000 maps. Modified after Sahandi et al. (2007).

جدول ۱- نتایج آنالیز مایکروپروب کانی گارنت موجود در سنگ‌های گرانیتی منطقه مرزیان.

Table 1. Analysis of the mineral composition of garnet microprobe in granite rocks of Marziyan area.

Sample	Az-24	Az-24	Az-24	Az-24	S-20	S-20	S-20	S-20
Rock type	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite
SiO ₂	36.28	36.24	36.22	36.26	36.12	36.21	36.09	36.15
Al ₂ O ₃	20.75	20.71	20.74	20.73	20.70	20.65	20.75	20.70
FeO _t	32.57	33.20	33.22	32.8	33.14	32.83	32.9	32.85
MnO	7.70	7.06	7.09	7.20	7.18	7.22	7.1	7.16
MgO	2.02	2.09	2.05	2.06	1.95	2.16	1.96	2.06
CaO	0.28	0.26	0.24	0.25	0.26	0.25	0.24	0.25
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.60	99.56	99.54	99.3	99.35	99.32	99.04	99.17
O	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.97	2.96	2.95	2.96	2.96	2.97	2.97	2.97
Al	2	2	2	2	2.002	1.96	2.01	1.98
Fe ³⁺	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06
Fe ²⁺	2.16	2.2	2.3	2.19	2.2	2.18	2.21	2.20
Mn	0.533	0.489	0.482	0.51	0.499	0.501	0.495	0.498
Mg	0.246	0.255	0.250	0.25	0.239	0.264	0.24	0.25
Ca	0.025	0.023	0.021	0.024	0.023	0.022	0.021	0.022
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Almandine	72.9	74.1	74.6	73.2	74.3	73.5	74.5	74.1
Spessartine	18	16.5	16.2	17.2	16.8	16.9	16.7	16.8
Pyrope	8.3	8.6	8.2	8.5	8	8.9	8.1	8.5
Grossular	0.8	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7

جدول ۲- نتایج آنالیز مایکروپروب کانی تورمالین موجود در سنگ‌های گرانیتی منطقه مرزیان.

Table 2. Results of microprobe analysis of tourmaline minerals in granite rocks of Marziyan area.

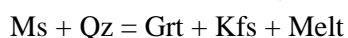
Sample Mineral	M-40 Tur	M-40 Tur	M-40 Tur	M-40 Tur	M-40 Tru	M-40 Tur	S-20 Tur	S-20 Tur	S-20 Tur	S-20 Tur
SiO ₂	35.83	36.28	36.11	35.92	36.12	36.28	35.95	36.15	35.2	35.17
TiO ₂	0.94	0.69	0.92	0.85	1.02	0.99	1.10	0.97	1	0.99
Al ₂ O ₃	34.91	35.31	35.5	35.1	34.62	35.22	34.86	35.42	35.1	35.35
FeO _t	8.77	7.59	7.89	8.9	10.09	10.56	9.98	10.76	11	10.98
MnO	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	4.67	5.04	4.88	4.55	3.95	3.20	3.17	3.1	2.9	2.05
CaO	0.27	0.19	0.17	0.22	0.29	0.15	0.18	0.12	0.15	0.14
Na ₂ O	2	2.01	1.92	2	1.95	1.99	1.92	2	1.9	1.95
K ₂ O	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Total	87.47	87.15	87.44	87.59	88.07	88.45	88.12	88.58	87.31	87.09
O	31	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Si	5.76	5.81	5.77	5.79	5.819	5.82	5.83	5.83	5.75	5.79
Ti	0.11	0.08	0.11	0.09	0.124	0.119	0.134	0.118	0.123	0.121
Al	6.62	6.68	6.69	6.67	6.57	6.659	6.66	6.68	6.76	6.72
Fe ⁽²⁺⁾	1.13	1.1	1.10	1.14	1.36	1.42	1.35	1.43	1.50	1.48
Mn	-	-	-	-	-	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Mg	1.11	1.20	1.17	1.08	0.94	0.76	0.76	0.75	0.706	0.72
Ca	0.05	0.03	0.03	0.04	0.050	0.026	0.031	0.025	0.026	0.026
Na	0.63	0.63	0.6	0.62	0.61	0.619	0.603	0.6	0.6	0.6
K	0.12	0.008	0.01	0.11	0.008	0.010	0.010	0.01	0.010	0.01
Xsite	0.712	0.629	0.611	0.705	0.625	0.598	0.585	0.581	0.550	0.56
Xvac	0.2	0.332	0.36	0.25	0.332	0.345	0.356	0.348	0.361	0.355
Mg/Mg+Fe	0.49	0.51	0.5	0.48	0.41	0.35	0.36	0.34	0.34	0.34
Fe/Fe+Mg	0.50	0.48	0.49	0.525	0.53	0.65	0.64	0.66	0.7	0.68

کانی شناسی و پتروگرافی

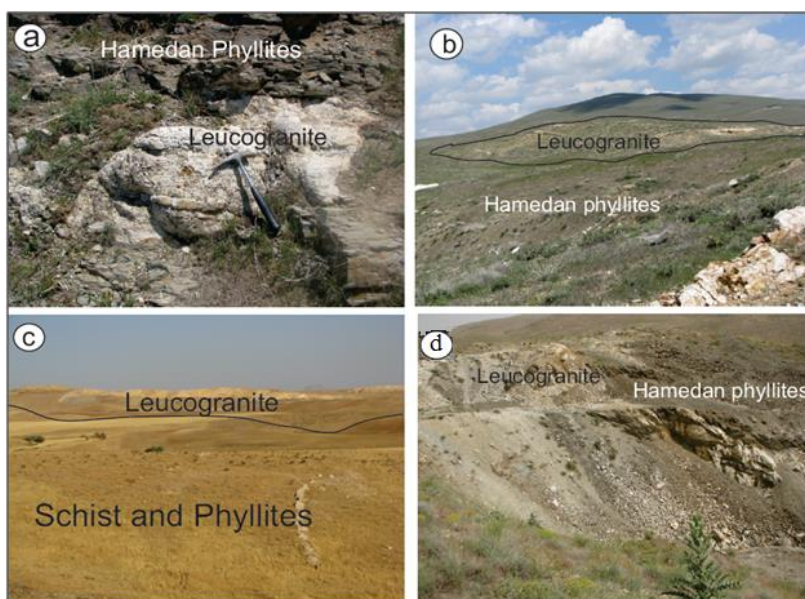
از نظر ترکیب کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی لوکوگرانیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل تورمالین، موسکویت و گارنت است. کانی‌های نادر شامل زیرکن، آپاتیت و اوپاک می‌باشند. براساس مطالعات پتروگرافی بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار است که دانه‌ها از هم بعد دانه تا سری‌ایت تغییر می‌کند و مرز بین دانه‌ها پلی‌گونال تا اینترلوبیت می‌باشد. کوارتزها در اندازه‌های مختلف قابل رؤیت و اکثراً دارای خاموشی موجی وصله‌ای و صفحه شطرنجی می‌باشند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و دارای ماکل آل‌بیت و آل‌بیت پریکلین هستند. همچنین، این کانی به صورت درشت بلورهای پورفیروکلاست تا ریزدانه‌های بازتبلور یافته دیده می‌شود. فلدسپار پتاسیم به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های بزرگ تا ریز بلور و برخی مواقع به صورت میکروکلین پرتیتی دیده می‌شود. گارنت‌ها بی‌شکل تا شکل‌دار، در نور عادی به صورت قهوه‌ای کم رنگ با برجستگی بالا، بدون حاشیه واکنشی با کانی‌های مجاور و بدون ادخال مشاهده شدند (شکل ۳). تورمالین‌ها در ابعاد درشت تا متوسط، در مقطع طولی بدون شکل ولی در مقطع عرضی شکل‌دار و نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. این کانی چند رنگی معکوس سبز-آبی تا کرم و اینترفرانس درجه بالا دارد (شکل ۶).

گارنت

گارنت در لوکوگرانیت‌های منطقه در نمونه دستی به رنگ قهوه‌ای روشن مایل به کرم (حنایی) و به صورت متوسط تا درشت دانه دیده می‌شود (شکل ۳). فراوانی این کانی در حاشیه توده نفوذی و به‌ویژه در لوکوگرانیت‌ها بیشتر می‌باشد. در زیر میکروسکوپ و در نور عادی به صورت قهوه‌ای کم رنگ با برجستگی بالا، بی‌شکل تا شکل‌دار (به صورت چند ضلعی با مرزهای واضح و صاف) و نیز به شکل اتول (دارای فرورفتگی‌های خلیج مانند)، خرد شده با اندازه‌های کوچک و بزرگ (حدود ۲ میلی‌متر تا یک سانتی‌متر) بدون واکنش با کانی‌های مجاور دیده می‌شود که گاه به کلریت و بیوتیت تبدیل شده است (شکل ۴). بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، وجود گارنت بدون ادخال و بی‌شکل در گرانیت‌های پرآلومینه نشانگر تبلور گارنت در شرایط حرارت و فشار بالا و اکتیویته کم آب می‌باشد (Clemens and Wall, 1981). همچنین در لوکوگرانیت‌های منطقه کانی سیلیمانیت مشاهده گردید و کردیریت مشاهده نگردید. گارنت عموماً در مجموعه رستیت پایدار است که نتیجه ذوب لیتولوژی پوسته‌ای می‌باشد، مگر اینکه ذوب در درجه حرارت کمتر از ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد توسط واکنش زیر رخ دهد (Guillot et al., 1995).

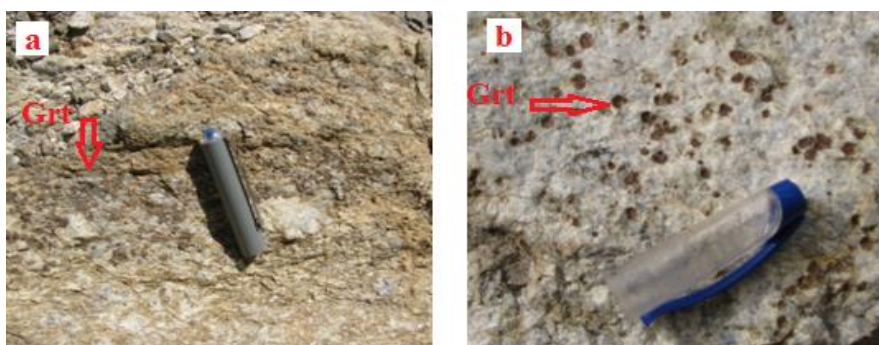


از طریق این واکنش در یک پروتولیت بدون گارنت یا ذوب در فشار کمتر از ۵ کیلوبار، کوارتز و مسکویت به‌وسیله گارنت و فلدسپار جایگزین می‌شود.



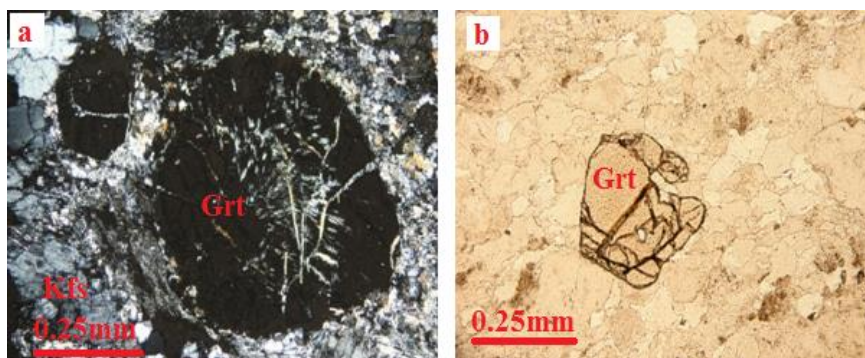
شکل ۲- (a-d) رخنمون لوکوگرانیت‌ها درون سنگهای دگرگونی منطقه.

Fig. 2. (a-d) Leucogranite outcrops within metamorphic rocks of the area.



شکل ۳- (a-b) نمایی از رشد بلورهای گارنت بصورت پراکنده و تجمعی درون لوکوگرانیت‌ها.

Fig. 3. (a-b) An overview of the distribution of garnet crystals scattered and accumulated within leucogranites.



شکل ۴- (a) بلورهای گارنت که به کلریت تبدیل شده اند و تصویر (b) تجمع بلورهای درشت گارنت در لوکوگرانیت‌های منطقه مرزیان (تصویر a: XPL, b: PPL).

Fig. 4. (a) Garnet blocks have been converted to chlorite and (b) Accumulation of coarse-grained garnet crystals in the Marziyan region leucogranites (Figure a: XPL, b: PPL).

پراکنده، سوزنی، تجمعی و برشی مشاهده می‌گردد (شکل ۵). برخی از تورمالین‌ها حالتی جهت یافته از خود به نمایش می‌گذارد، به نظر می‌رسد در این نوع تورمالین‌ها بعد از تبلور و انجماد ماگما در اثر تحمل

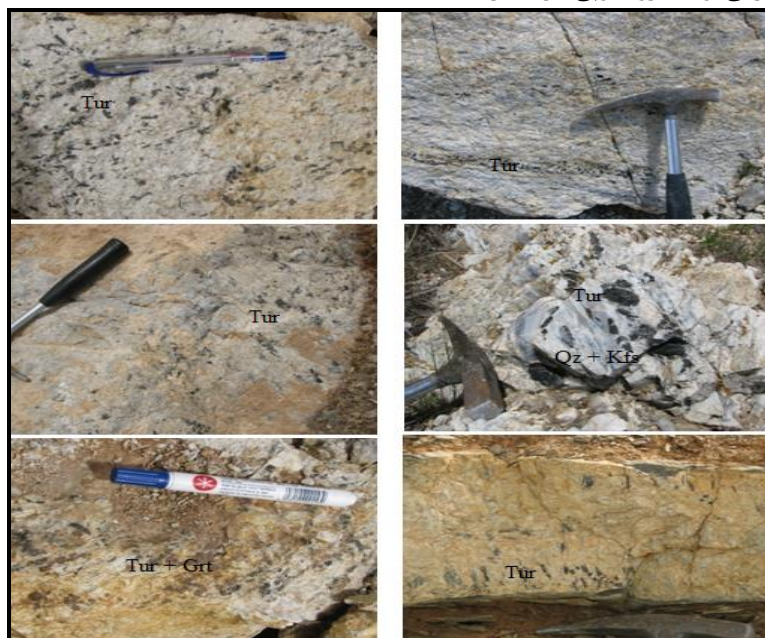
تورمالین

بر پایه مطالعات پتروگرافی متنوع‌ترین کانی فرومنیزین موجود در لوکوگرانیت‌های مرزیان تورمالین است که به اشکال مختلف نودول،

(شکل‌های ۶ و ۷) وجود چنین تورمالین‌هایی در گرانیت‌ها نشانه بارز غنی بودن خاستگاه آنها از B است (London and Maning, 1995) و اکثراً در متن توده‌های لوکوگرانیت‌های منطقه مشاهده می‌شوند، نوع دوم تورمالین‌هایی که در مراحل بعد از تبلور ماگما و در مراحل هیدروترمال و تحت تأثیر نفوذ محلول‌های سرشار از بور به وجود آمده است. این نوع از تورمالین‌ها به ویژه در حاشیه توده نفوذی بیشتر از مرکز توده است (شکل ۶) و به صورت رگه و رگچه، همراه با رگه‌های کوارتزی یافت می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی نیز به صورت رگه‌های نازک و پراکنده و گاه به صورت جانشینی در درون کانی‌های پلاژیوکلاز و به ویژه فلدسپار پتاسیم دیده می‌شود. همچنین نوع سومی از تورمالین‌ها نیز وجود دارد که در واقع حدواسط ماگمایی و هیدروترمال است. نامبرندگان تشکیل تورمالین همراه فلدسپارها و نیز وجود رگچه‌های ریز تورمالین در سنگ‌ها را نشانه حد واسط بودن این کانی می‌دانند (London and Maning, 1995) (شکل ۷).

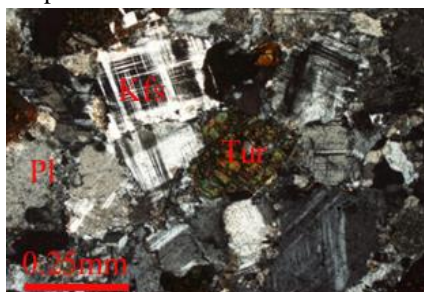
استرس حاصل از نیروهای تکتونیکی جهت‌دار فابریک‌های میلونیتی مانند بافت میکروبان‌دینگ (Microbanding) در آنها ایجاد شده است (Vernon, 2008) (شکل ۸). شکل‌دار بودن برخی از تورمالین‌ها بیانگر تشکیل آنها در مراحل اولیه و قبل از تبلور کوارتز است که می‌تواند حاکی از خاستگاه ماگمایی آنها باشد (Vernon, 2008). همراهی تورمالین با فلدسپارها نشان از رابطه تنگاتنگ این کانی با فلدسپارها دارد که شاید دلیلی بر تبدیل فلدسپار به تورمالین نیز باشد (Vernon, 2008).

این کانی در نور طبیعی دارای پلئوکروئیسم سبز متمایل به سیاه (سبز لجنی) تا قهوه‌ای بوده و به صورت رگه‌ای و یا همراه با کانی‌های حاصل از دگرسانی دیده نمی‌شود. کانی تورمالین در کنار مسکویت و کوارتز در گرانیت‌ها دیده می‌شود که در حال تبدیل به کانی سرسیت می‌باشد (شکل‌های ۶ و ۷). سه نوع تورمالین به صورت اولیه، ثانویه و حدواسط در سنگ‌های مورد تحقیق شناسایی شد. تورمالین‌های اولیه (ماگمایی) که به ویژگی‌های صحرایی و میکروسکوپی آن اشاره شد



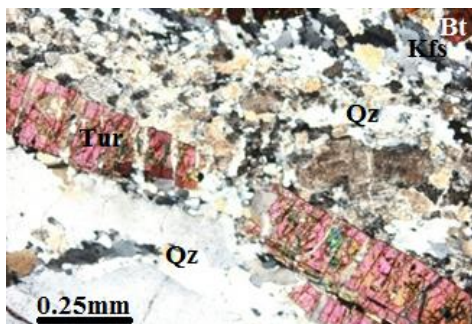
شکل ۵- نمایی از رخنمون حالت‌های مختلف تورمالین در لوکوگرانیت‌های منطقه مرزیان.

Fig. 5. Overview of outcrops of various tourmaline states in the Marziyan leucogranites.



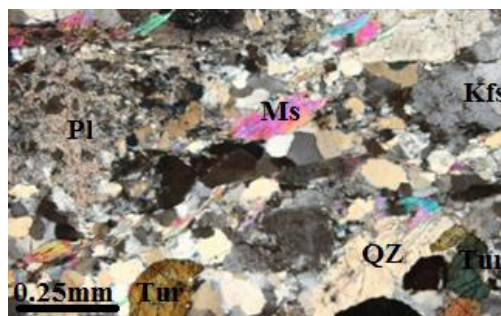
شکل ۶- تورمالین‌های تجمعی همراه با میکروکلین ماگمایی با ماکل مشبک در لوکوگرانیت‌های مرزیان (تصویر XPL).

Fig. 6. Accumulated tourmalines with magmatic microcline with reticulate macrophages in Marziyan leucogranites (XPL image).



شکل ۸- فابریک میکروبان‌دینگ (Microboundinge) در تورمالین لوکوگرانیت‌های میلونیتی شده مرزبان (تصویر XPL).

Fig. 8. Microboundinge fabric tourmaline in Mylonite Marziyan leucogranites (XPL image).



شکل ۷- تورمالین بصورت پراکنده همراه با مسکوویت در لوکوگرانیت‌ها (تصویر XPL).

Fig. 7. Tourmaline dispersed along with muscovite in leucogranites (XPL image).

ترکیب شیمیایی و تعیین شرایط تشکیل گارنت

گارنت گروهی از نئوسیلیکات‌های کوبیک با فرمول کلی $X_3Y_2Si_3O_{12}$ است و روی هم رفته ۱۴ عضو پایانی در گروه گارنت وجود دارد (Grew et al., 2013). Ca, Fe^{2+}, Mg و Mn معمولاً در موقعیت X و Al, Fe^{3+} و Cr^{3+} در موقعیت Y قرار می‌گیرند. در مجموعه‌های طبیعی، انواع گارنت‌ها محلول جامد گسترده‌ای دارند، بنابراین ترکیب شیمیایی آنها بر اساس نسبت‌های مولار ترکیب اعضای پایانی بیان می‌شود (Hawthorne, 2002). بیشترین اعضای پایانی متداول شامل آلماندین ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$)، پیروپ ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$)، اسپسارتین ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) و گراسولار ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$)، آندرادیت ($Ca_3(Fe,Ti)_2Si_3O_{12}$) و اووارویت ($Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$) می‌باشد (Krippner, 2014). نتایج آنالیز نقطه‌ای بر روی ۸ نقطه از گارنت در جدول ۱ آورده شده است. با توجه به این جدول اعضای نهایی گروه پیرالسپیت به ترتیب از مقادیر زیاد به کم به صورت $Sps > Alm > Pyr$ می‌باشند. ترکیب گارنت‌های مورد مطالعه طبق تقسیم بندی های (Krippner, 2014) متعلق به سری اسپسارتین گارنت‌ها می‌باشند. با توجه به این که گارنت‌های شکل دار و فاقد منطقه بندی معمولاً به عنوان فنوکریستال شناخته می‌شوند (Harrison, 1988)، فنوکریست بودن گارنت‌های منطقه نیز می‌تواند دلیلی بر غنی بودن آنها از اسپسارتین باشد (Stoddard and Miller 1981). همچنین Miller and Stoddard (۱۹۸۱) اظهار داشتند $XMn = Mn/(Mn + Mg + Fe^{2+})$ در گارنت‌های فنوکریست غنی از اسپسارتین در حدود ۰/۱ تا ۰/۸ هستند که این مقدار برای گارنت‌های منطقه به طور متوسط حدود ۰/۴۹ می‌باشد. گارنت لوکوگرانیت‌های دارای مقدار بالای Fe و Mn و میزان کم Ca و Mg می‌باشد (جدول ۱) و بر این اساس تشکیل این کانی، در فشارهای کمتر از ۵ کیلو بار صورت گرفته است (Stoddard, 1981). بر اساس فرمول ساختاری، گارنت‌های مورد بحث به سری اسپسارتین ($[SiO_4]_3$) (Al_2Mn_3) و آلماندین ($[SiO_4]_3 Al_2Fe_3$) تعلق دارد (جدول ۱).

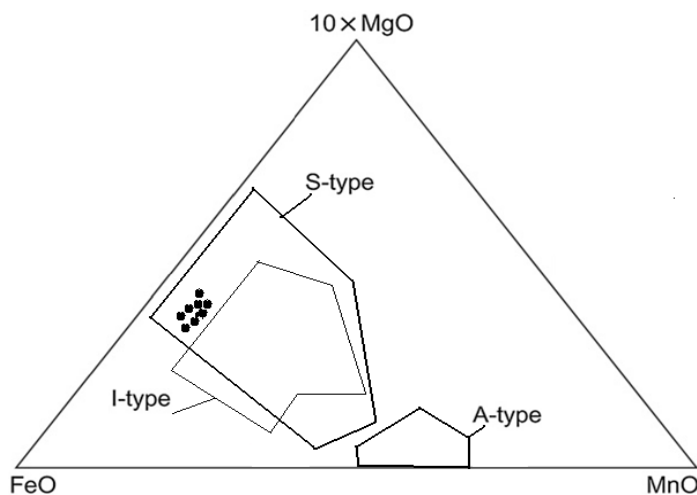
مطالعه Green (۱۹۹۲) و Yuan (۲۰۰۹) بر روی سنگ‌های آتشفشانی مانند آندزیت، داسیت و ریوداسیت گارنت‌دار نشان داد که گارنت‌ها در ماگماهای با فشار ۵ تا ۷ کیلو بار ناپایدار می‌شود. نتایج مشابهی نیز از ذوب سنگ‌های گریوک، پلیت، گنایس، تونالیت و گرانیت به دست آمد (Whitworth, 1992). همچنین افزایش مقدار MnO گارنت (محتوای اسپسارتین) می‌تواند موجب افزایش گسترده پایداری گارنت تا فشارهای پایین‌تر شود. بر اساس پیشنهاد گرین (۱۹۹۲)، میزان گروسولار و اسپسارتین گارنت‌ها نسبت به شرایط فشار و دما حساس است، به طوری که گراسولار گارنت‌ها با افزایش فشار افزایش می‌یابد، در حالی که محتوای بالاتر Mn می‌تواند موجب پایداری گارنت در عمق‌های کمتر شود. لذا گارنت غنی از Mn ($MnO > 4 \text{ wt\%}$) می‌تواند از گدازه‌های سیلیسی و در فشارهای کمتر از ۵ کیلو بار متبلور شود. حضور گارنت در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند نتیجه شکل‌گیری این کانی با منشأ آلوکتون باشد که از عمق به شکل رستیت و گزنوکریست سنگ‌های دگرگونی تشکیل شده است (Whitworth, 1992).

گارنت در گرانیتوئیدهای سین تکتونیک اغلب دارای خاستگاه دگرگونی است (Weigand et al., 1981) که ممکن است به طور مستقیم در مراحل مختلف تبلور ماگمای گرانیتی متبلور شود (Taylor and Stevens, 2010; Samadi et al., 2014b). همچنین گارنت معمولاً به سه حالت ذیل رخ می‌دهد: ۱- بعنوان فاز رستیت (Rene and Stelling, 2007)؛ ۲- بعنوان گزنوکریست از سنگ‌های گوشته بالایی و یا سنگ‌های دگرگونی پوسته (Embey-Isztin, 1985)؛ ۳- بعنوان واکنشی در فشار کم یا فنوکریست فشار بالا از مذاب (Rene and Stelling, 2007). گارنت‌های منطقه مرزبان بر اساس نمودار $FeO-10*MgO-MnO$ در محدوده گارنت‌های موجود در گرانیت‌های S-type واقع می‌شود (شکل ۹). بررسی‌های Harangi و همکاران (۲۰۰۱)، نشان می‌دهد که گارنت‌های دارای MnO کمتر از ۴ درصد و CaO بالا، طبیعت ماگمایی (ماگمای نوع I یا M) دارد و گارنت‌های دارای MnO بیشتر از ۴ درصد دارای خاستگاه متاپلیتی است. لذا با توجه به مقدار MnO گارنت‌های منطقه (بیشتر از ۷ درصد)

صعود سریع ماگماست و طیف تغییرات ترکیب محدودی دارند (Kawabata and Takafuji, 2005). ۲- دگرگونی (فاز زینوگریست دیرگداز): این گارنت‌ها دارای منشأ غیر ماگمایی بوده و با ماگمای در حال تبلور در تعادل نیستند. در حقیقت این گونه گارنت‌ها را به عنوان تفاله ذوب سنگ مادر یا زینوگریست در نظر می‌گیرند (Stone, 1988). گارنت‌های دگرگونی معمولاً از طریق زون‌بندی با توجه به میزان Fe, Mg و Mn، حاشیه خورده شده و وجود ادخال تشخیص داده می‌شوند (Patranabis-Deb et al., 2008) و طیف تغییرات ترکیب گسترده‌ای دارند (Kawabata and Takafuji, 2005) و ۳- متاسوماتیک (Kantak and Corey, 1988). با توجه به شواهد پتروگرافی و آنالیز شیمیایی، گارنت‌های منطقه‌ی مرزبان، شکل‌دار، دارای زون بندی ضعیف، فاقد حاشیه واکنشی، غنی از اسپسارتین و دارای طیف ترکیبی یکنواخت می‌باشند و احتمال ماگمایی بودن آنها زیاد است. هم‌چنین فقدان ادخال دگرگونی در گارنت مورد نظر می‌تواند نشانه‌ای از منشأ ماگمایی گارنت‌ها باشد. گارنت‌های ماگمایی بسیار نادر هستند و تنها تحت شرایط محدود می‌توانند توسعه یابند، از این رو اطلاعات مفیدی در مورد ژئودینامیک، منشأ ماگما و شرایط دما و فشار ارائه می‌دهند (Green, 1992; Harangi et al., 2001). هم‌چنین برخی محققین تشکیل گارنت ماگمایی را به تبلور در فشارهای بالا یعنی $P > 7\text{kb}$ (Green, 1977) و یا تبلور در فشارهای نسبتاً پایین ماگمای پرآلومینوس تفریق یافته نسبت می‌دهند (Allan and Clarke, 1981).

و نیز ترکیب محلول جامد آلماندین- اسپسارتین (جدول ۱)، می‌تواند خاستگاه متاپلیتی را برای آنها تصور نمود. در نمودار $\text{Mn} - \text{Mg} - \text{Fe}^{2+}$ (Miller, 1981)، گارنت‌های منطقه تحت مطالعه در محدوده گارنت‌های ماگمایی واقع می‌شود (شکل ۱۰) به اعتقاد Stoddard and Miller (۱۹۸۱)، منگنز اساساً از مذاب وارد ساختار گارنت می‌شود، بر این اساس این فاز به ترکیب سنگ منشاء گرانیست بستگی دارد. مقدار اسپسارتین در گارنت‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر از ۱۶/۵ است (جدول ۱).

گارنت ماگمایی با ویژگی محلول جامد آلماندین- اسپسارتین در گرانیست‌های پرآلومینه گزارش شده است (Clark et al., 2005). هم‌چنین گارنت‌هایی که در گرانیست‌های شدیداً پرآلومینه که تحت فشار کم در پوسته بالایی متبلور شده است و دارای مقدار بالای FeO (بیشتر از ۳۰ درصد) و MnO بین ۵ تا ۱۵ درصد می‌باشد (Rene and Stelling, 2007, Zhang et al., 2012; Samadi et al., 2014b). بنابراین با توجه به ترکیب شیمیایی گارنت‌های لوکوگرانیست‌های منطقه مورد مطالعه (که دارای بیش از ۳۰ درصد FeO و حدود ۸ درصد MnO)، می‌توان نتیجه گرفت که گارنت‌های مورد بحث در یک ماگمای نوع S و شدیداً پرآلومینه و تحت فشار کم در پوسته بالایی متبلور شده و نظر به محتوای CaO کمتر از ۴ درصد و MnO بالا، دارای خاستگاه متاپلیتی است. کانی گارنت می‌تواند دارای سه منشأ باشد: ۱- ماگمایی: این نوع گارنت‌ها محصول تبلور ماگما بوده و به عنوان فنوگریست شناخته می‌شوند. این گارنت‌ها دارای مرزهای واضح گرد شده و یا خود شکل و فاقد منطقه‌بندی می‌باشند که بیانگر



شکل ۹- موقعیت گارنت‌های گرانیست مرزبان در نمودار مثلثی $\text{FeO-MgO} * 10\text{-MnO}$ (Zhang et al., 2012; داده‌ها از جدول ۱).

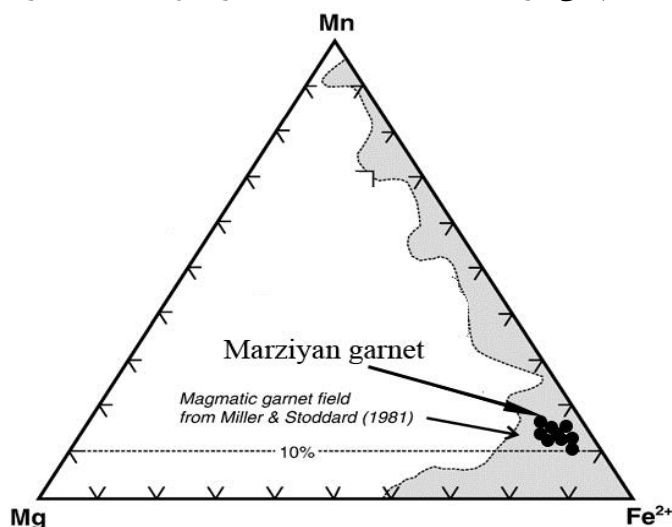
Fig. 9. Location of Marziyan granite garnets in the $\text{FeO-MgO} * 10\text{-MnO}$ triangular diagram (Zhang et al., 2012; data from Table 1).

به طور متوسط حدود ۷/۴ wt% است، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که این گارنت‌ها در فشارهای پایین تبلور یافته‌اند. به عقیده‌ی Harangi و همکاران (۲۰۰۱)، گارنت‌های فشار بالایی که از گوشته مشتق شده‌اند (ماگمای نوع I یا M) به وسیله‌ی CaO بالا ($\text{wt\%} >$)

به اعتقاد Green (۱۹۷۷) گارنت غنی از Mn ($\text{MnO} > 4\text{wt\%}$) می‌تواند از گدازه‌های سیلیسی و در فشار < 5 کیلوبار متبلور شود و گارنت‌های حاوی Mn بیشتر در فشار زیر ۱ کیلوبار و در ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدارند. با توجه به اینکه میزان MnO گارنت‌های منطقه

۴) پایین و مقادیر متغیری از MnO می‌باشند، بر این اساس گارنت‌های مورد بحث در یک ماگمای نوع S و شدیداً پرآلومینه و تحت فشار کم در پوسته بالایی متبلور شده و نظر به محتوای CaO کمتر از ۴ درصد و MnO بالا، دارای خاستگاه متاپلیتی است.

۵) و مقدار پایین MnO ($wt\% < 2$) مشخص می‌شوند، با کاهش فشار، مقدار MnO گارنت افزایش می‌یابد ($wt\% > 3$) در حالی که مقدار CaO نسبتاً بالا باقی می‌ماند ($wt\% > 4$). در مقایسه گارنت‌هایی با منشأ ماگمای نوع S و نیز منشأ متاپلیتی دارای CaO ($wt\%$)



شکل ۱۰- ترکیب گارنت‌های گرانیت مرزبان در نمودار Fe^{2+} -Mg-Mn (Miller and Stoddard, 1981؛ داده‌ها از جدول ۱).

Fig. 10. Composition of garnets of Marziyan granite in Fe^{2+} -Mg-Mn diagram (and Stoddard, 1981 Miller; data from Table 1)

تشکیل در مراحل اولیه و احتمالاً قبل از تبلور کوارتز است که دلالت بر نوع ماگمایی آنها دارد (Pesquera et al., 2013). بنابر عقیده (Pesquera et al., 2013) تورمالین‌های ماگمایی خود شکل، فاقد منطقه‌بندی و در شرایطی پرآلومین بودن ($A/CNK > 1$)، اسیدی $pH < 6.5$ و $B_2O_3 = 2wt\%$ متبلور می‌شود. وجود این تورمالین‌ها در گرانیت حاکی از غنای B در ماگمای اولیه است (London and Trumbull and Maning, 1995). از طرف دیگر به عقیده (Chaussidon ۱۹۹۹) تورمالین‌های ماگمایی در مقایسه با انواع گرمابی دارای مقدار Al بالاتر و کاستی بیشتر در موقعیت X می‌باشد. با توجه به جدول ۲ بسیاری از تورمالین‌های منطقه مرزبان به سمت Al بالا و کاهش در جایگاه X گرایش دارد. افزون بر این دارای خاستگاه ماگمایی است.

Collins (۲۰۱۰) به منظور تشخیص و تفسیر زایش تورمالین از نسبت $FeO/(FeO+MgO)$ بهره گرفت، چنانچه این نسبت بین ۱ تا ۰/۸ باشد، نشانگر بسته بودن سیستم ماگمایی و عدم دخالت سیالات و قرار گرفتن نمونه‌های تورمالین در مرکز منبع تغذیه کننده است. در صورتی که مقدار این نسبت در محدوده کمتر از ۰/۶ باشد، دلالت بر وجود یک سیال با خاستگاه حاوی بر یا منشأ خارجی و یک سیستم گرمابی در اطراف توده نفوذی، دارد. چنانچه میزان این نسبت بین دو عدد ۰/۸ و ۰/۶ باشد سیالات ماگمایی و گرمابی در تشکیل تورمالین‌ها نقش اساسی داشته است. بر این اساس و با توجه به مقدار $Fe^{\#}$ تورمالین‌های منطقه (۰/۷ - ۰/۴۸) می‌توان یک سیستم ماگمایی و گرمابی برای آنها تصور نمود. از طرف دیگر بالا بودن نسبت Fe^{2+} به Mg در تورمالین از نشانه‌های تشکیل آن به وسیله گدازه‌های ماگمایی

ترکیب شیمیایی و تعیین شرایط تشکیل تورمالین

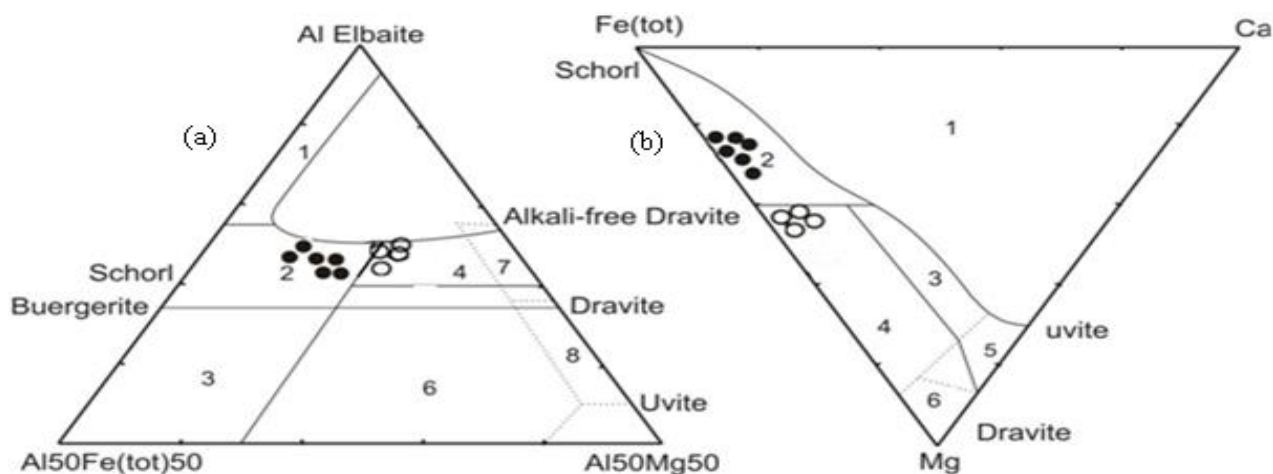
فرمول پایه تورمالین به صورت $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ است (London and Maning, 1995) و در ساختار آن حداقل ۱۲ عنصر فرعی و کمیاب جانشین می‌شوند. بر اساس جانشینی‌های گسترده ای که در ساختار تورمالین صورت می‌گیرد انواع مختلفی از این کانی تشکیل می‌شود اما سه ترکیب نهایی شورل (Schorl) (غنی از Fe) دراویت (Dravite) (غنی از Mg) و البایت (Elbaite) (غنی از Li+Al) از انواع دیگر رایج‌ترند (Hawthorne and Henry, 1999).

بر اساس ویژگی‌های نوری مانند رنگ، چند رنگی، سختی و ترکیب شیمیایی پنج خاستگاه محتمل برای تورمالین پیشنهاد شده است (Krynine, 1946): ۱- تورمالین نوع گرانیتی، ۲- پگماتیتی، ۳- پگماتیتی تزریق شده در نواحی دگرگونی، ۴- تورمالین‌های اتوژنتیک رسوبی و ۵- تورمالین‌های نواحی قدیمی‌تر. بر اساس نمودار $Mg/(Mg+Fe)$ در مقابل $X-vac/(X-vac+Na)$ و Fe در مقابل Mg تورمالین‌های منطقه مورد تحقیق به طور عمده‌ای از نوع شورل می‌باشد (شکل ۱۱). تورمالین از جمله کانی‌های فرعی لوکوگرانیت‌های مرزبان می‌باشد که به اشکال مختلف نودول، پراکنده، سوزنی، تجمعی و برشی یافت می‌شود و غالباً با کوارتز، فلدسپار، موسکویت و گاهاً با گارنت و بیوتیت همراه است. تورمالین‌هایی که در مطالعات صحرایی و میکروسکوپی حالتی جهت دارد از خود به نمایش می‌گذارد به احتمال بسیار زیاد بعد از تبلور و انجماد ماگما در اثر تحمل استرس حاصل از نیروهای تکتونیکی جهت‌دار فابریک‌های میلونیته‌مانند بافت دومینو در آنها ایجاد شده است. همچنین، شکل دار بودن برخی از آنها بیانگر

کانی‌هایی است که صرف نظر از مقدار B موجود در ماگما، در $ASI < 1.2$ و در $750-700$ درجه سانتیگراد ناپایدار می‌شود (Wolf and London, 1977). تورمالین‌های مورد مطالعه براساس نمودار $X_{vac}/(Na + X_{vac})$ در مقابل $Mg/(Fe + Mg)$ در محدوده شوریلت تا دراویت قرار دارند که حاکی از زیاد بودن مقدار آهن در مقایسه با منیزیم در ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه است (شکل ۱۱).

در این نمودار سنگ منشأ تورمالین‌ها در قلمرو متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). مقدار Ti در تورمالین‌های مرزبان بین $0.8/0$ تا $14/0$ و مقدار $Mg^{\#}$ بین $35/0$ تا $51/0$ می‌باشد و میزان تغییرات این ارقام نیز جزئی است (جدول ۲). مقادیر پایین این عناصر نشانگر عدم زونینگ و ترکیب تقریباً هموزن و ماگمایی بودن تورمالین‌های مورد بحث است (London, 2011)، همچنین با توجه به مقدار کم تیتانیوم ($Ti=$ Ribeiro da Costa et al (2014) و نیز $Mg^{\#}$ (0.01-0.15) که توسط S گزارش شده است، می‌تواند به خوبی دلالت بر S تایپ بودن ماگمای گرانیت مرزبان داشته باشد. ترسیم تورمالین‌های منطقه مورد تحقیق در گستره ۴ نمودارهای سه‌تایی $Ca-Fe-Mg$ و $Al-Fe_{50}-Mg_{50}$ (شکل ۱۲) (Henry and Guiditti, 1985)، بیانگر آنست که بر (B) مورد نیاز تورمالین‌های مورد مطالعه احتمالاً از متاپلیت و پسامیت‌های منطقه مرزبان (فیلیت‌های همدان؟) تامین شده است.

است (Cavarretta and Puxeddu, 1990). برخی از تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه که دارای $FeO/(FeO + MgO) > 0.6$ می‌باشد و درون لوکوگرانیت‌ها به صورت شکل‌دار و حالتی جهت‌دار دارد، خاستگاه ماگمایی دارد و پاره‌ای نیز با $FeO/(FeO + MgO) < 0.6$ به صورت رگه‌ای همراه با رگه‌های کوارتز یافت می‌شود که احتمالاً در مراحل بعد از تبلور ماگما و در مرحله هیدروترمالی تحت تاثیر نفوذ محلول‌های سرشار از بر تشکیل شده است. تورمالین‌های رگه‌ها بیشترین غنی‌شدگی از منیزیم Mg و کمترین میزان $Fe/Fe+Mg$ را دارا می‌باشد، در حالی‌که نمونه‌های موجود در لوکوگرانیت‌ها حاوی میزان $Fe/Fe+Mg$ و کمترین مقدار Mg است و به طور عمده‌ای از نوع ماگمایی است. گرانیت‌های با مقدار بالای بور و تورمالین ماگمایی معمولاً در مناطق برخورد قاره‌ای ظاهر می‌شود (Leeman and Sisson, 2002). بر این اساس تورمالین‌های منطقه مرزبان عمدتاً از نوع ماگمایی است و انواع هیدروترمال، منحصر به رگه‌هاست و بعضی‌ها هم حالت بینابین دارند. با توجه به اینکه گرانیت مرزبان دارای ترکیب پرآلمین است، لذا می‌تواند مقدار Al لازم برای تشکیل تورمالین درون خود توده و رگه‌های موجود در آن را تامین نماید. وجود تورمالین‌های اولیه حاکی از آنست که این توده گرانیتی مقدار B لازم برای تشکیل تورمالین در درون توده و رگه‌ها را دارا بوده است. شاخص ASI شدیداً پایداری تورمالین را کنترل می‌کند، بنابراین مقدار بالای ASI باعث پایداری تورمالین می‌شود، در نتیجه شرایط برای بوجود آمدن تورمالین در سنگ‌های گرانیتی پرآلمینه فراهم می‌گردد (London, 2011; Pesquera et al., 2013). تورمالین از جمله



شکل ۱۱- (a) قرارگیری تورمالین‌های منطقه مرزبان در محدوده شوریلت تا دراویت در نمودار $X_{vac}/(Na + X_{vac})$ در مقابل $Mg/(Fe + Mg)$ و (b) در نمودار Fe در مقابل Mg، (داده‌ها از جدول ۲).

Fig. 11. (a) The Marzian region tourmalines in the range of cheerlite to derivite in $X_{vac} / (Na + X_{vac})$ vs. $Mg / (Fe + Mg)$ and (b) in Fe vs. Mg diagrams (data from Table 2).

می‌باشد و با توجه به اینکه دارای بیش از ۳۰ درصد FeO و حدود ۸ درصد MnO می‌باشند، می‌توان نتیجه گرفت که گارنت‌های مورد بحث در یک ماگمای نوع S و شدیداً پرآلمینه و تحت فشار کم در

نتیجه‌گیری

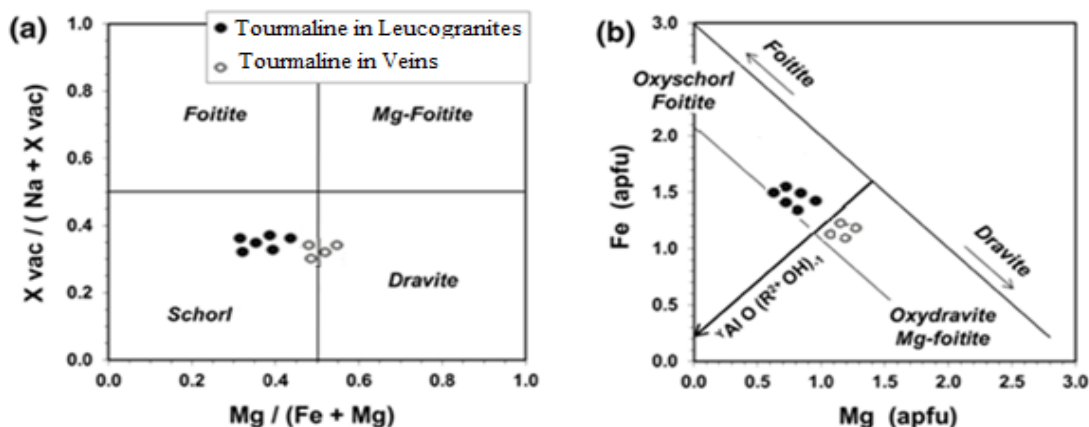
بررسی شیمی کانی‌های سنگ‌های گرانیتی مرزبان نشان می‌دهد که گارنت‌ها از نوع ماگمایی و متعلق به سری آلماندین- اسپسارتین

تورمالین های منطقه می تواند به خوبی دلالت بر S تایپ بودن ماگمای گرانیت مرزبان داشته باشد. وجود گارنت و تورمالین ماگمایی دلالت بر پراآلومینه لوکوگرانیت های منطقه دارد.

تشکر و قدر دانی

نویسنده مقاله از حمایت های معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد الیگودرز سپاسگزاری می نماید

پوسته بالایی متبلور شده و نظر به محتوای CaO کمتر از ۴ درصد و MnO بالا، احتمالاً گارنت ها دارای خاستگاه متاپلیتی است. تورمالین های منطقه در محدوده شورلیت تا دراویت قرار دارند که حاکی از زیاد بودن مقدار آهن در مقایسه با منیزیم در ترکیب شیمیایی نمونه های مورد مطالعه است و با توجه به مقدار Fe^{II} تورمالین های منطقه (۰/۷-۰/۴۸) در یک سیستم ماگمایی با نسبت بالای Fe/Fe+Mg و Al و هیدروترمالی با Fe^{II} پایین رده بندی می شوند. و نیز مقدا کم تیتان در



شکل ۱۲- موقعیت تورمالین های منطقه مرزبان بر روی نمودارهای سه تایی (a) Al-Fe-Mg و (b) Ca-Fe-Mg (Henry and Guiditti, 1985).
 Fig. 12. Location of Marziyan region tourmalines on triple (a) Al-Fe-Mg and (b) Ca-Fe-Mg diagrams (Henry and Guiditti, 1985).

منابع

- Allan, B.D., Clarke, D.B., 1981. Occurrence and origin of garnets in the south mountain batholith, Nova Scotia. *The Canadian Mineralogist* 19, 19-24.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.
- Baxter, E.F., Caddick, M.J., Dragovic, B., 2017. Garnet: A Rock-Forming Mineral Petrochronometer. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 83, 469-533.
- Braud, J., Bellon, H., 1974. Donnes nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan; nature, age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions evolution structural. *Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris*.
- Cavarretta, G., Puxeddu, M., 1990. Schorl-Dravite- Ferridravite Tourmalines Deposited by Hydrothermal Magmatic Fluids during Early Evolution of the Larderclio Geothermal Field, Italy. *Economic Geology* 85, 1236-1251.
- Clarke, D.B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., el Baghdadi, M., Erdmann, S., Förster, H.J., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R.A., Kontak, D.J., Koller, F., Gomes, C.L., London, D., Morgan Vi, G.B., Neves, L.J.P.F., Pattison, D.R.M., Pereira, A.J.S.C., Pichavant, M., Rapela, C.W., Renno, A.D., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A.N., Toselli, A.J., Ugidos, J.M., Uher, P., Villaseca, C., Visonà, D., Whitney, D.L., Williamson, B., Woodard, H.H., 2005. Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks, *Journal of Petrology* 46, 441-472.
- Clemens, J.D., Wall, V.J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist* 19, 111-131.
- Collines, A.C., 2010. Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapo area, Northern Chile. PhD Thesis, University of Arizona, United States.
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., Saavedra, J., Fanning, C.M., 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos* 95, 177-207.

- Darvishi, E., Khalili, M., Koksai, S., Koksai, F., Roy, B., 2015. Geochemistry, Sr-Nd isotope data and petrogenesis of the Marziyan granitoid, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Mineralogy and Geochemistry* 192, 195-210.
- Embey-Isztin, A., Noske-Fazekas, G., Kurat, G., Brandstatter, F., 1985. Genesis of garnets in some magmatic rocks from Hungary. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 34, 49-66.
- Green, T., 1977. Garnet as a pressure indicator in granites. *Contribution Mineralogy and Petrology* 65, 59-67.
- Green, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanic and high-level intrusive from Northland, New Zealand. *Trans Royal Society Edinburg Earth Science* 83, 429-438.
- Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskina, E.V., Hålenius, U., 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist* 98, 785-811.
- Guillot, S., Le Fort, P., 1995. Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos* 95, 221-234.
- Harangi, S., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Matthey, D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology* 42, 1813-1843.
- Harraz, H.Z., El-Sharkawy, M.F., 2001. Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait politic belt, south eastern desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 33, 391-416.
- Harrison, T.N., 1988. Magmatic garnets in the Cairngorm granite. *Mineralogical Magazine* 52, 659-670.
- Hawthorne, F.C., 2002. The use of end-member charge-arrangements in defining new mineral species and heterovalent substitutions in complex mineral. *Canadian Mineralogist* 40, 699-700.
- Hawthorne, F.C., Henry, D.J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European journal of mineralogy* 11, 201-215.
- Henry, D.J., Dutrow, B.L., 2012. Tourmaline at diagenetic to low-grade metamorphic conditions: Its petrologic applicability. *Lithos* 154, 16-32.
- Henry, D.J., Guiditti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example fro the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist* 70, 1-15.
- Henry, D.J., Guiditti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example for the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist* 70, 1-15.
- Henry, D.J., Novák, M., Hawthorne, F.C., Ertl, A., Dutrow, B.L., Uher, P., Pezzotta, F., 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *American Mineralogist* 96, 95-913.
- Huckenholz, H.G., 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, 1-33.
- Hwang, S.L., Shen, P., Yui, T.F., Chu, H.T., 2003. On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 761-769.
- Kantak, D.J., Corey, M., 1988. Metasomatic origin of spessartine-rich garnet in the soth mountiain batholiths, nova Scotia. *Canadian Mineralogist* 26, 318-334.
- Kawabata, H., Takafuj, N., 2005. Origin of garnet crystals in calc-alkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. *Mineralogical Magazine* 69, 951-971.
- Kebede, T., Koeberl, C., Koller, F., 2001. Magmatic evolution of the Suqii-Wagga garnetbearing two-mica granite, Wallagga area, western Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences* 32, 193-221.
- Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A. and Eynatten, H.V., 2014. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks Sedimentary. *Geology* 306, 36-52.
- Krynine, P.D., 1946. The tourmaline group in sediments. *Journal of Geology* 54, 65-87.
- Leeman, W.P., Sisson, V.B., 2002. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: Grew, E.S. & Anovitz, L.M. (eds) *Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* 33, 645-707.
- London, D., 2011. Experimental synthesis and stability of tourmaline: a historical perspective. *The Canadian Mineralogy* 49, 117-136.
- London, D., Manning, D., 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology* 495-519.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, B., Mphajjel, M., 2011. U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41(3), 238-249.
- Mange, M.A., Morton, A.C., 2007. Geochemistry of heavy minerals. In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), *Heavy Minerals in Use*, *Developments in Sedimentology Elsevier*, Amsterdam 58, 345-391.

- Miller, C.F., 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, 233–246.
- Miyashiro, A., 1955. Pyrospite garnets in volcanic rock. *Geological society of Japan* 61(721), 363-470.
- Mohajjel, M., Rasoli, A., 2014. Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran. *Journal of Structural Geology* 62, 65-79.
- Patranabis-Deb, S., Schieber, J. and Basu, A., 2008. Almandine garnet phenocrysts in a 1 Ga rhyolitic tuff from central India. *Geological Magazine* 146, 133–143.
- Pesquera A, Torres-Ruiz J, Garcí'a-Casco A, Gil-Crespo P.P., 2013. Evaluating the controls on tourmaline formation in granitic systems: a case study on peraluminous granites from the Central Iberian Zone (CIZ), Western Spain. *Journal of Petrology* 54, 609-634.
- Rene, M., Stelling, J., 2007. Garnet-bearing granite from the Trebic pluton, Bohemian massif (Czech Republic). *Mineralogy and Petrology* 91, 55-69.
- Ribeiro da Costa, I., Mourao, C., Re'cio, C., Guimara'nes, F., Antunes, I.M., Farinha Ramos, J., Barriga, F.J.A.S., Palmer, M.R., Milton, J.A., 2014. Tourmaline occurrences within the Penamacor-Monsanto granitic pluton and host-rocks (Central Portugal): genetic implications of crystal-chemical and isotopic feature. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167, 979-993.
- Sahandi, M.A., Radfar, J., Hosseini Doust, H., Mohajjel, M., 2007. Geological map of Shazand, Scale: 1/100000, Geological Survey of Iran.
- Samadi, R., Miller, N.R., Mirnejad, H., Harris, C., Kawabata, H., Shirdashtzadeh, N., 2014b. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos* 208–209, 378-392.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X.m Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B., Friedl, G., 2015. Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud–Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry. *Tectonophysics* 647, 146-171.
- Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj–Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of African Earth Sciences* 31, 504–521.
- Slack, J.F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *Review Mineralogy* 33, 559-643.
- Spear FS, Pattison DRM, Cheney JT., 2016. The metamorphosis of metamorphic petrology. *Geological Society of America Special Publication* 523, 31–73.
- Stone, J., 1988. The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. *Mineralogical Magazine* 52, 651–658.
- Taylor, J., Stevens, G., 2010. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: Evidence from Archaean mid-crustal anatexites. *Lithos* 120, 277-292.
- Thiele, O., Alavi-Naini, M., Assefi, R., Hushmand- Zadeh, A., Seyed-Emami, K., Zahedi, M., 1968. Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map 1:250000, Geological quadrangle N. E7. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Trumbull, R.B., Chaussidon, M., 1999. Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granitepegmatite system in Swaziland. *Chemical geology* 153, 125-137.
- Vernon, R.H., Paterson, S.R., 2008. How extensive are subsolidus grain-shape changes in cooling granites. *Lithos* 105, 42-50.
- Villaros, A., Stevens, G., Buick, I.S., 2009. Tracking S-type granite from source to emplacement: clues from garnet in the Cape Granite Suite. *Lithos* 112, 217–235.
- Webber, K., Simmons, W., Falster, A., Foord, E., 1999. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatites -aplite dikes, San Diego country. *American Mineralogist* 84, 708-717.
- Weigand, P.W., Parker, J., Collins, L.G., 1981. Metamorphic origin of garnets in the Lowe Granodiorite, San Gabriel Mountains, California, *EOS* 62, 45p.
- Whithworth, M.P., 1992. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland. *Mineralogical Magazine* 56, 75-83.
- Wolf, M.B., London, D., 1997. Boron in granitic magma: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordiorite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130, 12-30.
- Yardley, B.W.D., Rochelle, C.A., Barnicoat, A.C., Lioyd, G.E., 1991. Oscillatory zoning in metamorphic minerals, an indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical Magazine* 55, 357-365.

- Yuan, C., Sun, M., Xiao, W., Wilde, S., Li, X., Liu, X., Long, X., Xia, X., Ye, K., Li, J., 2009. Garnetbearing tonalitic porphyry from East Kunlun, Northeast Tibetan Plateau: implications for adakite and magmas from the MASH zone, *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 98, 1489-1510.
- Zhang, J., Ma, C., She, Z., 2012. An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints. *Geoscience Frontiers* 3, 635-646.

