



Petrogenesis of melanite-garnets in monzodiorites from SW of Jandaq (NW of Central-East Iranian Microcontinent)

Ahmad Jamshidzaei ¹, Khadijeh Khalili ^{2*}, Ghodrat Torabi ³

¹ Ph.D., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Payam Noor University of Tehran, Tehran, Iran

³ Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 17 November 2023
Revised: 06 May 2024
Accepted: 11 May 2024

Keywords

Petrogenesis
Melanite-Garnet
Monzodiorite
Endo-skarn
Jandaq
Central-East Iranian
Microcontinent

ABSTRACT

The Godar-e-Siah Eocene monzodiorite stock is located in the southwest of the Jandaq area (NE of Isfahan) and northwest of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM). The main minerals in these monzodiorites are plagioclase, K-feldspar, clinopyroxene, phlogopite, and garnet, which are set in a fine-grained groundmass of feldspars. The main textures are granular, porphyritic, and poikilitic. In some cases, these rocks contain euhedral to subhedral garnet crystals with inclusions of the igneous clinopyroxene and groundmass minerals including feldspar and graphite. These garnets exhibit Ti-andradite and Ca-melanite composition from the solid solution series of andradite-grossular. The chemical zoning patterns of the studied garnets confirm that these garnets have a non-magmatic origin and metamorphic nature. In the investigated monzodiorites, the presence of euhedral garnet crystals with inclusions of igneous clinopyroxenes metasomatic scapolite, and metasomatic phlogopite shows that these garnets are of metasomatic origin, which formed due to the alteration of igneous clinopyroxenes. All geochemical and petrographic evidences from the studied garnets indicate that they have formed as a result of the intrusion of Eocene monzodiorites into the carboniferous limestones (or dolomites), leading to the creation of endoskarn or reactions skarn that can be distinguished at the millimetric scale in microscopic studies.

*Corresponding author

Khadijeh Khalili
✉ khalilikhadijeh@pnu.ac.ir

How to cite this article

Jamshidzaei, A., Khalili, Kh. and Torabi, Gh., ?. Petrogenesis of melanite-garnets in monzodiorites from SW of Jandaq (NW of Central-East Iranian Microcontinent). *Journal of Economic Geology*, ?(?): ?-?. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2024.1091>



©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Garnet is a general mineral forms in metamorphic rocks derived from the sedimentary and igneous protoliths and at all metamorphic grades above the greenschist facies (Baxter et al., 2017). However, the presence of garnet in certain types of igneous rocks, such as peraluminous granite and ultramafic rocks in the upper mantle, introduces complexities in unraveling the petrogenesis of garnets in igneous and metamorphic rocks (Rong et al., 2018). Titanium-rich garnets are enriched in andradite, occur in various types of rocks, including a variety of igneous rocks, encompassing trachytes and phonolites (Dingwell and Brearley 1985), syenites and carbonatites, nephelinites and tephrites (Gwalani et al., 2000), as well as ultramafic lamprophyres, rodingites (Schmitt et al., 2019); high temperature metamorphic rocks and skarns.

The composition of titaniferous garnets besides their paragenetic relationships is one of the significant petrology factors (Chakhmouradian and McCammon, 2005).

The study area is situated in the northwestern part of the CEIM (northwestern part of the Yazd block), and southwest of the Jandaq City. The rock units of the Jandaq area are mainly include Paleozoic metamorphic rocks, Upper Paleozoic sedimentary rocks, Cretaceous and Paleocene sediments, Eocene intrusive rocks, Eocene subvolcanic (dikes) and volcanic rocks (Jamshidzaei et al., 2021), the Pis-Kuh upper Eocene sedimentary rocks (flysch), and Early Oligocene lamprophyric rocks, and alkali basalts (Torabi, 2010; Berra et al., 2017; Sargazi et al., 2019; Jamshidzaei et al., 2021). In this paper, the chemical characteristics of the monzodiorite stock and origin of garnet mineral are discussed.

Material and methods

To determine the chemical compositions of minerals, JEOL JXA-8800 WDS at the Department of Earth Science, Kanazawa University, Kanazawa, Japan was used. Chemical analyses of minerals was performed under an accelerating voltage of 20 kV, a probe current of 20 nA, and a focused beam diameter of 3 μ m. The ZAF program was used for data correction. Natural minerals and synthetic materials with well-characterized compositions serve as standards for calibration and validation purposes.

The Fe²⁺# and Mg# parameters of minerals are represented by the atomic ratios of Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) and Mg/(Mg+Fe²⁺), respectively. To recalculate the FeO and Fe₂O₃ concentrations from Fe₂O₃^{*}, recommended ratios of Middlemost (1989) is used. The mineral abbreviations used in this context are derived from Whitney and Evans (2010).

Results and discussion

The monzodiorites of the Godar-e-Siah area mostly show fine to coarse-grained granular, porphyritic and poikilitic textures. These rocks are mesocrate in color, displaying massive and mineralogically homogeneous nature in their outcrops. K-feldspars are the primary minerals and garnet mineral is imposed on these rocks. The main minerals of this monzodiorite stock are plagioclase, K-feldspar, clinopyroxene, phlogopite, and garnet, set in a fine-grained matrix of feldspars. These rocks have mainly granular, porphyritic, and poikilitic textures. In some cases, these rocks contain euhedral to subhedral garnet crystals with inclusions of igneous clinopyroxene and groundmass minerals including feldspar and graphite. These garnets have a composition of Ti-garnet and Ca-melanite from the solid solution series of andradite-grossular. Based on the EPMA data, the clinopyroxenes show diopside to hedenbergite compositions, indicating that two types of clinopyroxene are in these rocks. The first group of this mineral contain MgO (6.9-10.20 wt.%), FeO*(11-16.88 wt.%), Al₂O₃ (2-5.84), and Na₂O (1.1-1.9 wt.%), is reactive pyroxenes. The second category contains MgO (9.98-12.89 wt.%), FeO* (9.13-13.87 wt.%), Al₂O₃ (1.82-3.11 wt.%), and Na₂O (0.7-1.42% Wt.%), is igneous pyroxenes. Chemistry of the pyroxenes reveals that reactive pyroxenes have higher concentrations of FeO* and Al₂O₃ than igneous pyroxenes. Chemistry of the feldspars indicates that the K-feldspars is orthoclase in composition. Also, chemical analyses of mica show that these minerals contain high concentrations of MgO (21.54-22.60 wt.%) and low values of Al₂O₃ (12.89-13.30 wt.%). The mica from the studied rocks of the Jandaq area plots in the phlogopite field. The garnet grains in these rocks contain 61.94-66.39 mol.% almandine (Fe₂Al₂Si₃O₁₂), 18.60-23.40 mol.% grossular (Ca₃Al₂Si₃O₁₂), 10.06-15.11 mol.% pyrope (Mg₂Al₂Si₃O₁₂), and 1.09-4.32 mol.% spessartine (Mn₂Al₂Si₃O₁₂). These garnets have a composition of Ti-garnet and Ca-melanite from the

solid solution series of andradite-grossular. The chemical zoning patterns of the studied garnets confirm that these garnets have a non-magmatic origin and metamorphic nature. The presence of discontinuous chemical zoning and the pattern of variations in the end-member compositions of these garnets indicate that they were formed under disequilibrium conditions accompanied by changes in the environmental oxidation conditions. In the studied monzodiorites, the presence of euhedral garnet crystals with inclusions of igneous clinopyroxenes, metasomatic scapolite, and metasomatic phlogopite shows that these garnets are of metasomatic origin which formed due to the alteration of igneous clinopyroxenes. The

geochemical characteristics and petrographic evidences from the studied garnets; including the presence of euhedral crystals with distinct boundaries to contact minerals, the occurrence of inclusions of background minerals and igneous clinopyroxenes in the garnets, as well as the presence of discontinuous chemical zoning, confirms that they have formed as a result of the intrusion of Eocene monzodiorites into the carboniferous limestones (or dolomites), leading to the creation of endoskarn or reactions skarn.

Acknowledgments

The authors thank the University of Isfahan for financial supports.



پتروژنز گارنت- ملانیت‌ها در مونزودئوریت‌های جنوب‌غرب جندق (شمال‌غرب خرد قاره شرق-ایران مرکزی)

احمد جمشیدزایی^۱، خدیجه خلیلی^{۲*}، قدرت ترابی^۳

^۱ دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

استوک مونزودئوریتی گدارسیاه با سن ائوسن زیرین در جنوب‌غربی شهر جندق (شمال‌شرق اصفهان) و شمال‌غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی قرار دارد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این مونزودئوریت‌ها پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و گارنت است که در زمینه‌ای ریز بلور از فلدسپار قرار گرفته‌اند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار، پورفیریتیک و پوئی‌کلیتیک است. در برخی موارد، این نمونه‌ها حاوی بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار گارنت هستند که در آنها اذخال‌هایی از کلینوپیروکسن آذرین و کانی‌های زمینه شامل فلدسپار و گرافیت دیده می‌شود. این گارنت‌ها از نوع آندرادیت غنی از تیتان و ملانیت کلسیم‌دار از سری محلول جامد آندرادیت-گروسولار است. الگوی منطقه‌بندی شیمیایی در گارنت‌های مورد بررسی تأیید می‌کند که این کانی‌ها دارای منشأ غیرماگمایی و از نوع دگرگونی هستند. وجود منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته و الگوی تغییرات اعضای پایانی این گارنت‌ها نشان می‌دهد که آنها در شرایط عدم تعادل همراه با تغییر در شرایط اکسایش محیط تشکیل شده‌اند. وجود درشت‌بلورهای شکل‌دار گارنت با اذخال‌هایی از کلینوپیروکسن‌های آذرین، اسکاپولیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها و فلوگوپیت‌هایی با منشأ دگرگونی در مونزودئوریت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که گارنت‌های مورد بررسی دارای منشأ دگرگونی متاسوماتیک هستند و به خرج کلینوپیروکسن‌های آذرین تشکیل شده‌اند. تمام شواهد زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاری گارنت‌های مورد بررسی تأیید می‌کند که در اثر نفوذ توده مونزودئوریتی گدارسیاه با سن ائوسن زیرین، در رسوبات آهکی (دولومیتی) کریونفر، اندواسکارن یا اسکارن واکنشی تشکیل شده است که در مقیاس میلی‌متری در بررسی‌های میکروسکوپی به خوبی قابل تشخیص است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۲۶

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۲/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۲۲

واژه‌های کلیدی

پتروژنز
ملانیت-گارنت
مونزودئوریت
اندواسکارن
جندق
خرد قاره شرق-ایران مرکزی

نویسنده مسئول

خدیجه خلیلی

khalilikhadijeh@pnu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

جمشیدزایی، احمد؛ خلیلی، خدیجه و ترابی، قدرت. ۴. پتروژنز گارنت-ملانیت‌ها در مونزودئوریت‌های جنوب‌غرب جندق (شمال‌غرب خرد قاره شرق-ایران

مرکزی). زمین‌شناسی اقتصادی، ۴(۴): ۴-۴. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2024.1091>

مقدمه

فرمول عمومی گارنت به صورت $R_3R'_2(SiO_4)_3$ است که در جایگاه R، کاتیون‌های دو ظرفیتی (Ca^{2+} و Mn^{2+} ، Fe^{2+} ، Mg^{2+}) و در جایگاه R'، کاتیون‌های سه ظرفیتی (Mn^{3+} ، Cr^{3+} ، Al^{3+}) قرار می‌گیرند (Locock, 2008; Li et al., 2010). معمولاً بیش از یک کاتیون در جایگاه R و R' قرار می‌گیرد و بر همین اساس بلورهای گارنت به صورت سری‌های ایزومورف (محلول جامد) رشد می‌کنند. اگر Al^{3+} در جایگاه R' قرار گیرد، سری محلول جامد پیرالسپیت و اگر Ca در موقعیت R قرار بگیرد، سری محلول جامد اوگراندیت حاصل می‌شود. سری محلول جامد پیرالسپیت، شامل گارنت‌های غنی از Al (آلماندین، پیروپ و اسپسارتین) و سری اوگراندیت شامل گارنت‌های غنی از Ca (آندرادیت، گروسولار و اووویت) است (Grew et al., 2013).

گارنت به طور معمول در سنگ‌های دگرگونی به خصوص متاپلیت‌ها و اسکارن‌ها مشاهده می‌شود (Deer et al., 1992; Baxter et al., 2017) و از آن می‌توان به عنوان کلیدی در رسم پیشینه سنگ‌های دگرگونی وابسته به آن استفاده کرد (Smith et al., 2004)؛ اما وجود گارنت در سنگ‌های آذرین از جمله گرانیتوئیدهای پرآلمینوس فلسیک و خیلی فلسیک ($SiO_2 \geq 70$ wt.%)، گرانت‌های نوع I، پگماتیت‌ها، آندزیت‌ها و داسیت‌هایی که حاصل ذوب‌بخشی رسوبات پلیتی در فشارهای بالا هستند ($P > 9$ kbar) نیز گزارش شده است (Deer et al., 1992; Dahlquist et al., 2007; Nouri et al., 2022). گارنت‌های موجود در لوکوگرانت‌ها اغلب از نوع گروسولار و معمولاً دارای منطقه‌بندی پیوسته عادی هستند (Samadi et al., 2014; Rong et al., 2018). گارنت‌های موجود در سنگ‌های آندزیت، داسیت و پگماتیت بیشتر از نوع آلماندین هستند (Green, 1992; Lackey et al., 2012). اسپسارتین نیز فراوان‌ترین و معمول‌ترین نوع گارنت در پگماتیت‌های گرانتیتی و آپلیت‌هاست (Samadi et al., 2014; London, 2014). گارنت‌های موجود در

سنگ‌های دگرگونی از نوع گروسولار-اسپسارتین (Hajialioghli and Moazzen, 2009; Moeinzadeh et al., 2019) و گارنت موجود در اسکارن‌ها بیشتر از نوع آندرادیت-گروسولار هستند (Harangi et al., 2001; Baxter et al., 2013; Ayati, 2017; Chavideh et al., 2018). گارنت‌های آندرادیت غنی از Ti در انواع مختلف سنگ‌های آذرین قلیایی از جمله تراکیت و فونولیت (Dingwell and Brearley 1985)، سینیت و کربناتیت (Ramasamy, 2011; Saha et al., 2011; 1986)، نفلینیت و تفریت (Gwalani et al., 2000)، لامپروفیرهای اولترامافیک (Tappe et al., 2004) و همچنین کیمبرلیت‌ها یافت می‌شود؛ اما در هم‌یافت سنگ‌های دگرنهاد، اسکارن‌ها (Deer et al., 1992; Russel, 1999; Saha et al., 2011)، رودینگیت‌ها (Schmitt et al., 2019)، و به ندرت در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا درجه بالا نیز یافت شده‌اند (Schingaro et al., 2016). آندرادیت تیتان‌دار (ملانیت) در محیط‌های ماگمایی به عنوان کانی فرعی، فقط در سنگ‌های تحت اشباع از سیلیس (سینیت، نفلینیت، تفریت و کربناتیت) یافت می‌شود؛ اما این کانی همچنین توسط سیالات گرمابی وابسته به ماگماهای تحت اشباع از سیلیس و سیالات گرمابی متاسوماتیسم (اسکارن‌ها) تشکیل می‌شود (Dingwell and Brearley 1985; Saha et al., 2011; Hajialioghli and Moazzen, 2009).

توده نفوذی گدارسیاه به صورت استوک و با ترکیب مونزودیوریتی در جنوب‌غرب شهر جندق در شمال‌غربی خردقاره شرق-ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). به طور کلی، این استوک در دو بخش مختلف رخمون دارد. رخمون اصلی آن در قسمت شمالی گدارسیاه و رخمون کوچک‌تر در قسمت جنوبی گدارسیاه وجود دارد (شکل ۲). بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها در مونزودیوریت‌های منطقه مورد بررسی نشان‌دهنده است که مونزودیوریت‌های بخش شمالی گدارسیاه نسبت به بخش جنوبی، تغییرات ترکیب کانی‌شناسی

دارند. واحدهای آذرین منطقه دارای امتداد شمال شرقی- جنوب غربی و شمالی- جنوبی بوده و شامل استوک مونزودیوریتی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، دایک‌های تراکی آندزیتی ائوسن، دایک‌های لامپروفیری پیسکوه و توده گرانیتوئیدی تویره هستند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت، داسیت و ریولیت در بخش شمالی و جنوبی گدارسیاه رخنمون دارند (Bagheri and Stampfli, 2008; Berra et al., 2017). بررسی‌های انجام‌شده بر روی این سنگ‌ها بیانگر ایجاد آنها از یک ماگمای کالک‌آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی است که در یک کمان ماگمایی و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس در غرب خرد قاره شرق- ایران مرکزی تشکیل شده است (Tabatabaei Manesh et al., 2013). در بخش شمالی و غربی گدارسیاه فلش‌های پیسکوه رخنمون دارند. این رسوبات توسط یک سری دایک موازی قطع شده‌اند (Torabi, 2010). در بخش جنوب غربی گدارسیاه توده نفوذی گرانیتوئیدی تویره به سن ائوسن میانی رخنمون دارد. این سنگ‌ها ویژگی‌های مربوط به گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند (Sargazi et al., 2019). استوک مونزودیوریتی گدارسیاه در قسمت جنوبی و شرقی پیسکوه با طول حدود ۵ کیلومتر و عرض حدود ۱/۵ تا ۲ کیلومتر در راستای شمال شرق- جنوب غرب و به موازات گسل کویر بزرگ، رخنمون دارد. بررسی ترکیب شیمی سنگ کل استوک مونزودیوریتی جنوب گدارسیاه بیانگر ماهیت فلسیک و سدیک این نمونه‌هاست. همچنین، ماگمای مولد این نمونه‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالین است و ویژگی زمین‌شیمیایی سری آداکیتی دارد (Jamshidzaei and Torabi, 2018; Jamshidzaei, 2021). رخنمون این استوک در دو بخش مختلف مشاهده می‌شود. رخنمون اصلی آن در بخش شمالی کوه گدارسیاه و رخنمون کوچک‌تر در بخش جنوبی گدارسیاه قرار دارد (شکل ۱- C).

توالی واحدهای رسوبی گدارسیاه توسط این توده نفوذی قطع شده است. در بخش جنوبی گدارسیاه و در نزدیکی چاه بنی گو، استوک مونزودیوریتی در مجاورت سنگ‌های ولکانیک قرار گرفته است. در بررسی‌های صحرایی، در مجاورت این دو

بارزی را نشان می‌دهند. مونزودیوریت‌های بخش شمالی گدارسیاه شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و بیوتیت هستند که در زمینه‌ای ریزدانه از همین کانی‌ها قرار گرفته‌اند (Jamshidzaei et al., 2021)؛ در حالی که مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه، شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و گارنت هستند که در زمینه‌ای ریزبلور از فلدسپار قرار گرفته‌اند. از مهم‌ترین ویژگی‌های این نمونه‌ها وجود گارنت در برخی از این نمونه‌هاست. با توجه به اینکه گارنت از کانی‌های شاخص جهت شناسایی تاریخچه سنگ‌هاست، در این پژوهش، سنگ‌نگاری و شیمی کانی گارنت‌های موجود در این توده مونزودیوریتی برای تعیین منشأ گارنت مورد بررسی قرار گرفته است.

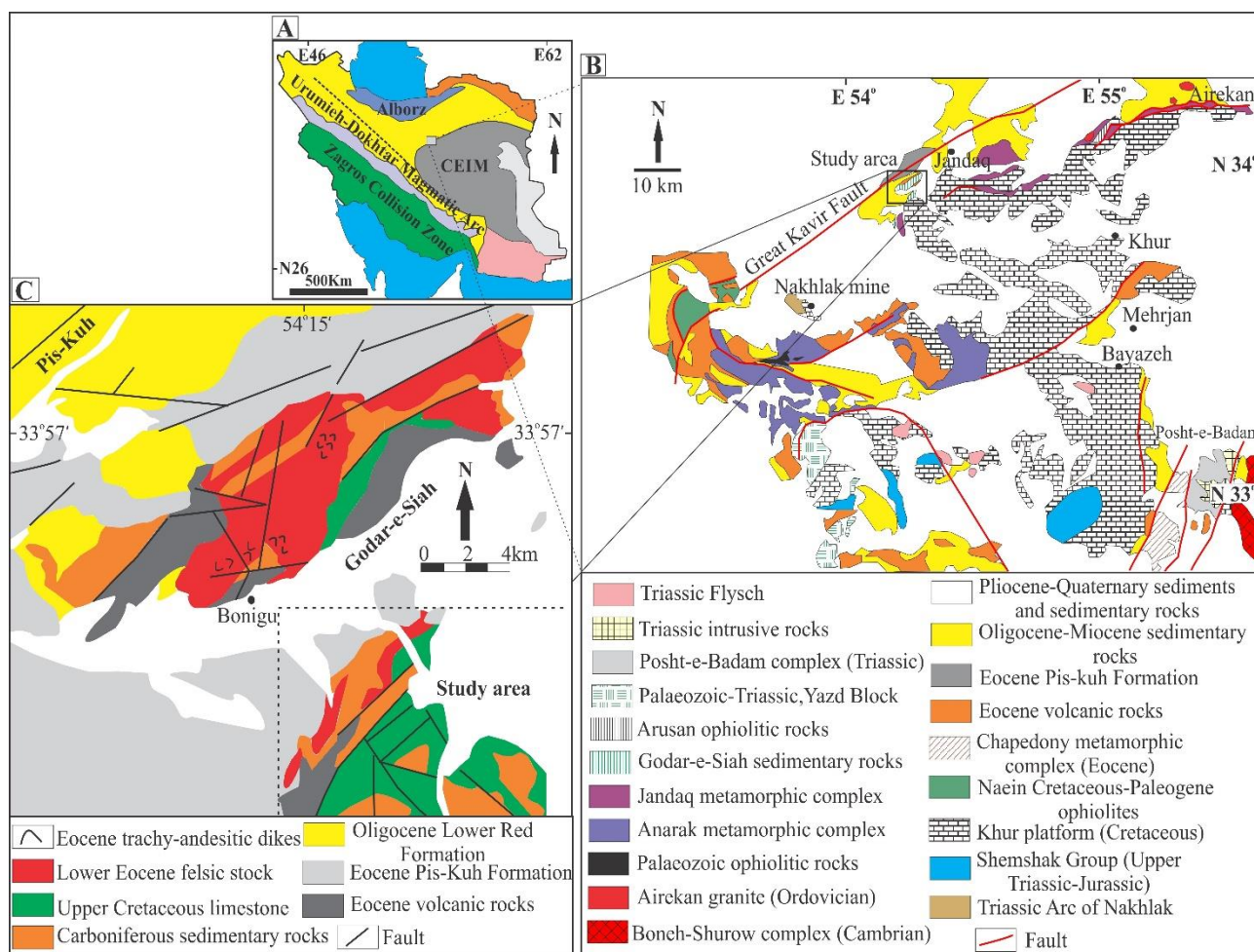
زمین‌شناسی عمومی

توده نفوذی گدارسیاه با روند شمال شرق- جنوب غرب در جنوب غربی شهر جندق (شمال شرق اصفهان) و در مجاورت گسل کویر بزرگ قرار دارد. این منطقه از لحاظ تقسیم‌های زمین‌شناسی ایران بخشی از خرد قاره شرق- ایران مرکزی است. خرد قاره شرق- ایران مرکزی در بخش شرقی نوار ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته و بین گسل‌های کویر بزرگ، ناین- دهشیر- بافت، گسل نهندان و مجموعه‌های افیولیتی محصور شده است. خرد قاره شرق- ایران مرکزی بر اساس فعالیت‌های زمین‌ساختی به سه واحد اصلی کوچک‌تر شامل بلوک یزد (ناین)، بلوک طبس (کرمان) و بلوک لوت تقسیم می‌شود. منطقه مورد بررسی در بخش شمال غربی بلوک یزد قرار گرفته است (شکل ۱- A).

در منطقه جندق واحدهای رسوبی، آذرین و دگرگونی با سن‌های مختلف رخنمون دارند (شکل ۱- B). واحدهای رسوبی منطقه با سن کربونیفر بالایی و پرمین از کنگلومرا، ماسه سنگ‌های قرمز تا سبز رنگ، سیلتستون و آهک با ضخامت کمتر تشکیل شده است (Aistov et al., 1984; Bagheri and Stampfli, 2008; Berra et al., 2017). علاوه بر این، در بخش‌هایی از گدارسیاه، سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی نیز به مقدار خیلی کم رخنمون

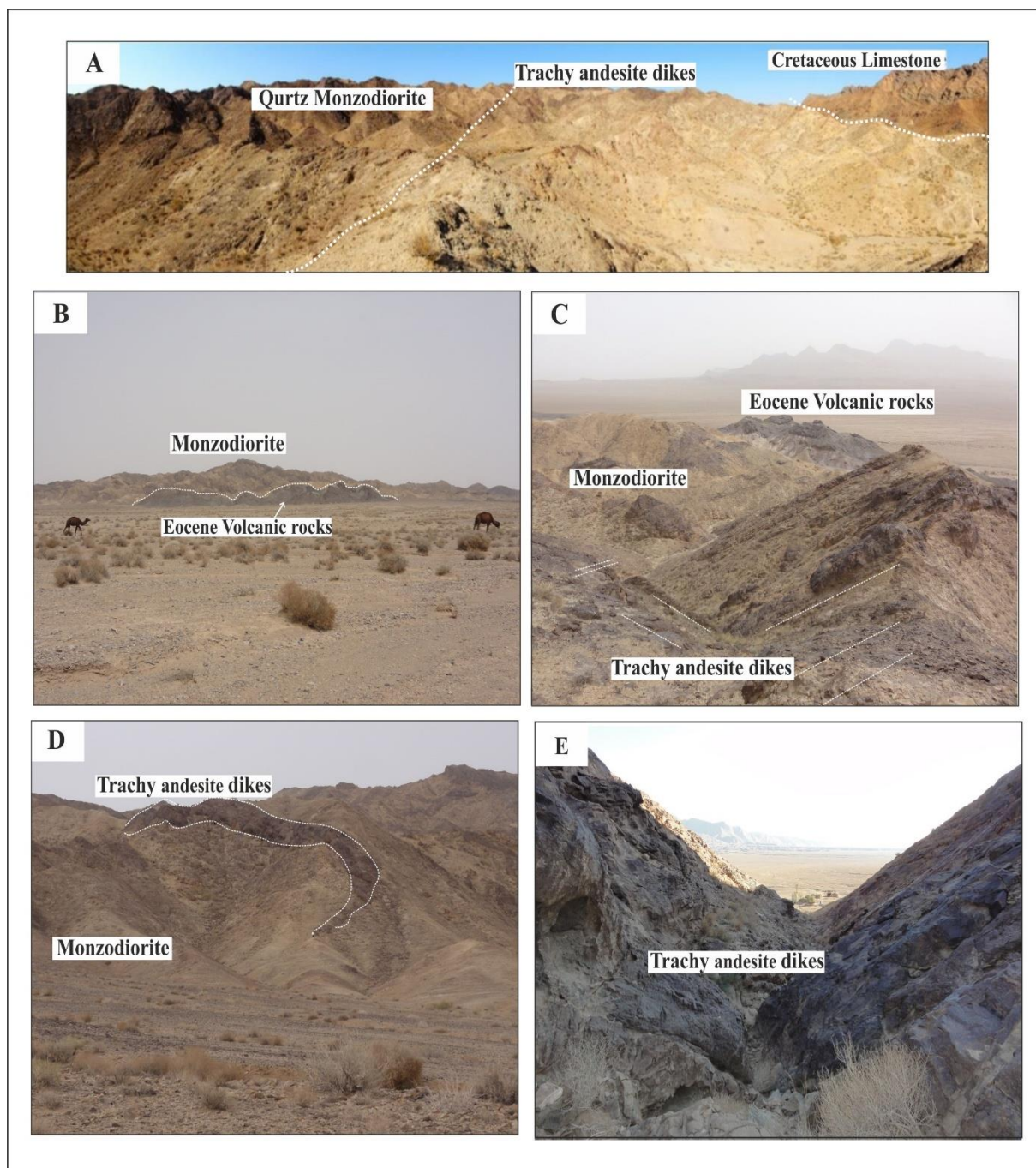
اساس سن‌سنجی‌های انجام‌شده به روش K-Ar، توده نفوذی مونزودیوریتی گدارسیاه سن ۵۴ میلیون سال (اوسن زیرین) را نشان می‌دهد (Aistov et al., 1984). علاوه بر این، تعیین سن این توده با استفاده از زیرکن‌های موجود و به روش U-Pb بیانگر زمان 53.1 ± 0.4 میلیون سال (اوسن زیرین) است (Berra et al., 2017).

واحد سنگی پختگی محدودی قابل مشاهده است (شکل ۲-B و C). استوک مورد بررسی در چندین بخش توسط دایک‌های حدواسط تراکی آندزیتی قطع شده است (شکل ۲-C، D و E) که در بررسی‌های صحرائی در محل تماس دایک‌ها پختگی قابل مشاهده است (شکل ۲-A). آثاری از کانه‌زایی مس به مقدار جزئی در محل تماس دایک‌ها با استوک مشاهده می‌شود. بر



شکل ۱. A: موقعیت منطقه جندق و گدارسیاه در نقشه تقسیمات زمین‌شناسی ایران (برگرفته از تدین و همکاران (Tadayon et al., 2017) با تغییرات)، **B:** نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه جندق در بخش شمال‌غرب خرد قاره شرقی-ایران مرکزی (برگرفته از برا و همکاران (Berra et al., 2017) با تغییرات) و **C:** نقشه زمین‌شناسی ساده شده گدارسیاه (جنوب‌غرب جندق) (برگرفته از برا و همکاران (Berra et al., 2017) با تغییرات)

Fig. 1. A: The location of Jandaq and Godar-e-Siah area on the map of geological divisions of Iran is taken from (modified after Tadayon et al., 2017), **B:** Simplified geological map of the Jandaq area in the northwestern of Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) (Berra et al., 2017), and **C:** Simplified geological map of the Godar-e-Siah area (southwestern Jandaq) (Berra et al., 2017)



شکل ۲. روابط صحرایی مونزودیوریت‌ها در جنوب گدارسیاه A: نمایی کلی از واحدهای سنگی رسوبی به همراه مونزودیوریت‌ها و دایک‌های حدواسط در گدارسیاه، B: نمایی کلی از واحدهای ولکانیک در مجاورت مونزودیوریت‌ها، C و D: حضور دایک‌های حدواسط در مونزودیوریت‌ها و در مجاورت با سنگ‌های ولکانیک و E: رخمون دایک تراکی آندزیتی در مجاورت با مونزودیوریت‌ها

Fig. 2. Field photographs of the monzodiorite in the southern Godar-e-Siah. A: General view of the sedimentary rocks, monzodiorite and intermediate dikes in Godar-e Siah, B: General view of the volcanic rocks in contact to monzodioritic stock, C and D: The presence of intermediate dikes in monzodiorites and their association with volcanic rocks, and E: The outcrop of trachy andesitic dikes in contact to monzodiorites

روش مطالعه

ابتدا بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری از واحدهای سنگی مورد بررسی انجام شد. از نمونه‌های مناسب، مقطع نازک صیقلی تهیه شد. طی بررسی‌های سنگ‌نگاری، شناخت بافت سنگ‌ها و کانی‌های تشکیل دهنده و همچنین تعیین روابط کانی‌ها و فرایندهای دگرگونی مورد بررسی قرار گرفت. آنالیز نقطه‌ای و تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها توسط دستگاه الکترون مایکروپروب JEOL مدل JXA-8800 با ولتاژ شتاب دهنده 15 kV و 20 nA و جریان 20 در دانشگاه کاناواوی ژاپن انجام شد. نتایج آنالیز میکروپروب کانی‌ها در جدول‌های 1، 2 و 3 ارائه شده است. مقادیر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ و $Mg\#$ به ترتیب به صورت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ و $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ محاسبه شد. برای محاسبه مقادیر FeO و Fe_2O_3 از $Fe_2O_3^*$ از نسبت ارائه شده توسط میدلموست (Middlemost, 1989) استفاده شده است. علائم اختصاری کانی‌ها در تصویرهای میکروسکوپی برگرفته از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) است. در محاسبه مقدار Fe^{3+} موجود در ساختار کانی‌ها از استوکیومتری کانی‌ها استفاده شد (Deer et al., 1992).

سنگ‌نگاری مونزودیوریت‌های جنوب گدارسیاه

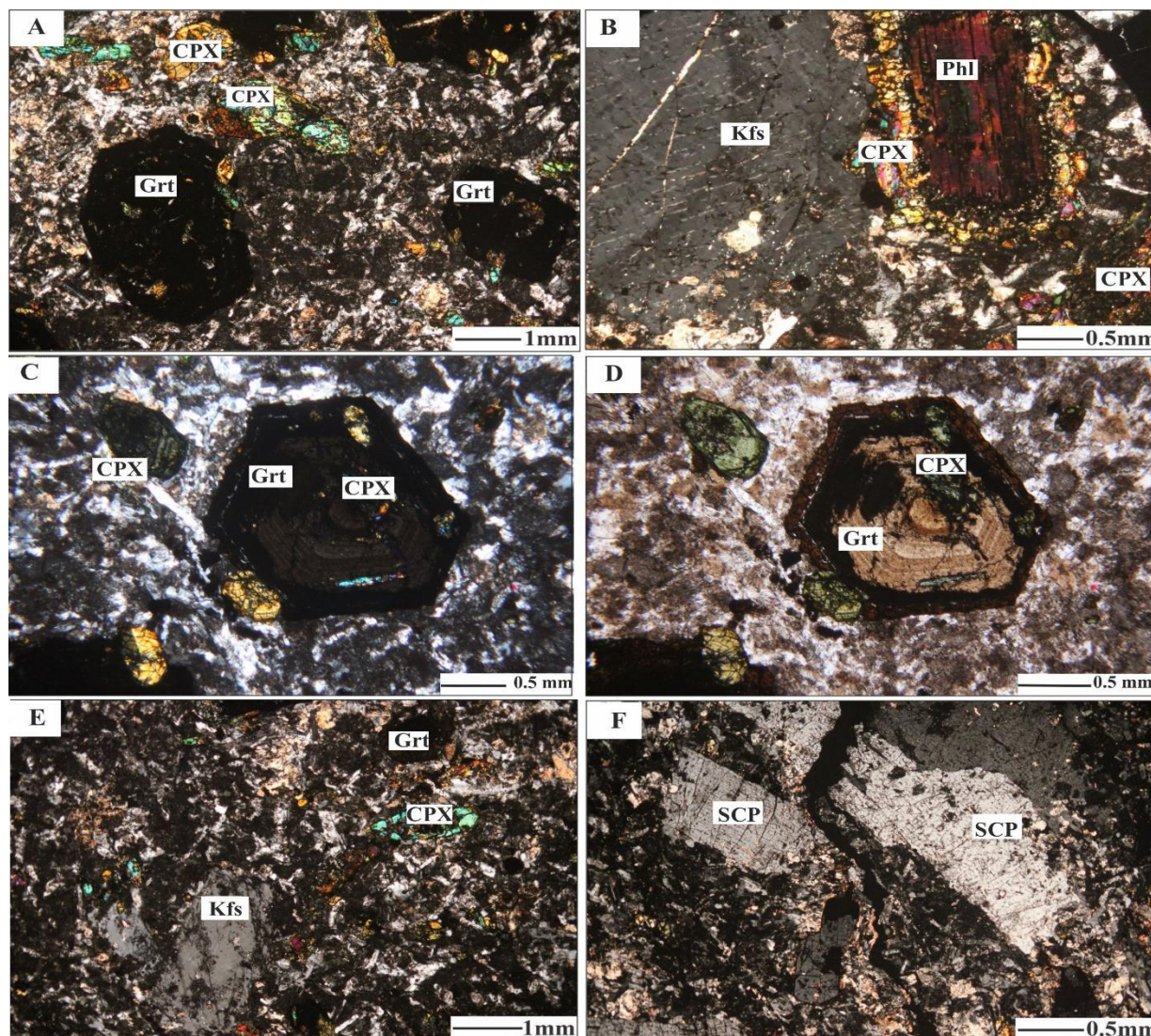
بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی مونزودیوریت‌های جنوب گدارسیاه نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و گارنت است که در زمینه‌ای ریز بلور از فلدسپار قرار گرفته‌اند. کانی‌های فرعی شامل کلسیت، گرافیت و مگنتیت است. از نظر سنگ‌شناسی، نمونه‌های مربوط به این توده نیمه روشن و متراکم هستند. در بررسی‌های کانی‌شناسی، این نمونه‌ها هموژن بوده و در برخی از نمونه‌ها، میزان گارنت فراوان است. بافت اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها از نوع گرانولار، پورفیریتیک و پوئی کلیتیک است.

در سنگ‌های مورد بررسی، کلینوپیروکسن همراه با گارنت و

فلدسپار، فراوانی بیشتری نسبت به سایر کانی‌ها دارند. در بررسی‌های میکروسکوپی، کلینوپیروکسن‌ها به دو صورت مشاهده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌های آذرین که به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در زمینه و همچنین، ادخال‌هایی از بازمانده‌های این کانی در گارنت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل 3-3-A). کلینوپیروکسن‌های واکنشی به صورت ریزبلور پیرامون فلوگوپیت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل 3-3-B). در بررسی‌های میکروسکوپی ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن‌های آذرین به صورت نیمه‌شکل‌دار با حاشیه خورده شده در داخل گارنت به موازات امتداد صفحه‌های رشد بلور مشاهده می‌شوند. همچنین، در برخی از نمونه‌ها ادخال‌هایی از بازمانده این کلینوپیروکسن‌ها در گارنت مشاهده می‌شوند (شکل 3-3-C و D). بررسی شیمی این کانی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها با کلینوپیروکسن‌های واکنشی حاشیه فلوگوپیت‌ها متفاوت بوده و از نوع آذرین هستند. حضور بازمانده‌هایی از کلینوپیروکسن‌های آذرین به صورت ادخال در گارنت‌ها نشان دهنده تشکیل گارنت‌ها به خرج کلینوپیروکسن‌هاست (شکل 3-3-C و D).

آلکالی فلدسپارها به صورت بلورهای ریز و درشت در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند (شکل 3-3-E). شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که در مونزودیوریت‌های منطقه گدارسیاه برخی از پلاژیوکلازها دگرسان شده و به اسکاپولیت تبدیل شده‌اند. در بررسی‌های میکروسکوپی، اسکاپولیت‌ها بسیار شبیه به پلاژیوکلاز هستند؛ اما بدون ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی بوده و برجستگی بیشتری را نسبت به پلاژیوکلازها نشان می‌دهند (شکل 3-3-F).

کانی فلوگوپیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای مایل به قرمز در مونزودیوریت‌های مورد بررسی دیده می‌شود (شکل 3-3-F). به نظر می‌رسد، در بررسی‌های میکروسکوپی پیرامون کانی فلوگوپیت، حاشیه‌های واکنشی از کانی کلینوپیروکسن به همراه کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل 3-3-A). همچنین در امتداد رخ‌های فلوگوپیت، اکسیدهای آهن تشکیل شده‌اند.

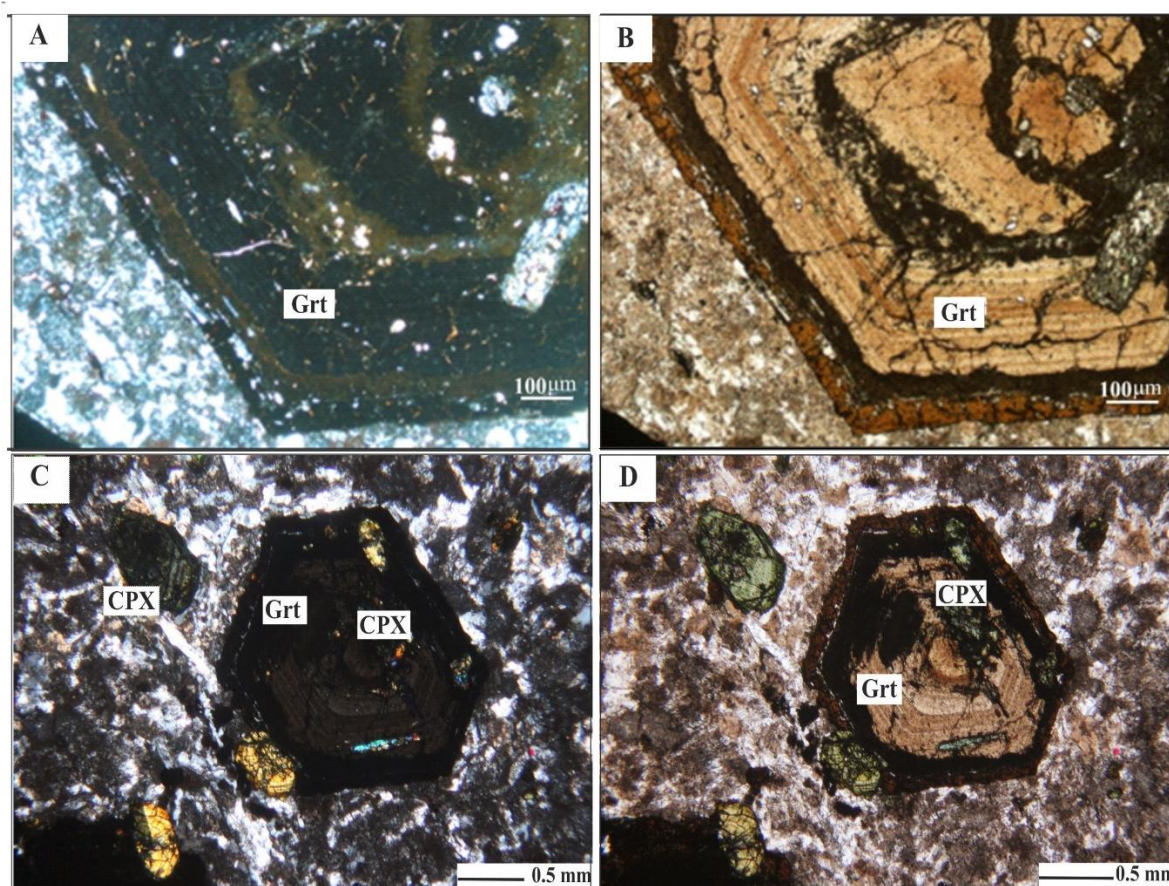


شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی کانی‌های تشکیل‌دهنده مونزودیوریت‌ها در جنوب گدارسیاه. A: بافت پورفیریتیک و حضور کلینوپیروکسن و گارنت در زمینه‌ای از فلدسپارها (XPL)، B: کانی فلوگوپیت و کلینوپیروکسن‌های واکنش در پیرامون آن (بافت کرونا) (XPL)، C و D: ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن‌ها در داخل گارنت به موازات امتداد صفحه‌های رشد بلورشناسی (PPL, XPL)، E: وجود کانی فلدسپار پتاسیم به همراه کلینوپیروکسن و گارنت در مونزودیوریت‌های مورد بررسی (XPL) و F: اسکاپولیت که در سنگ‌های مورد بررسی در نتیجه دگرسانی فلدسپارها ایجاد شده است (XPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Grt: گارنت، SCP: اسکاپولیت، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Phl: فلوگوپیت).

Fig. 3. Photomicrographs of the rock-forming minerals of the monzodiorites in the southern Godar-e-Siah. A: Porphyritic texture and the presence of garnet and clinopyroxene in a matrix of feldspars (XPL), B: Clinopyroxene formed by reaction around of the phlogopite (Corona texture) (XPL, C and D: Clinopyroxene inclusions of the garnet are situated in parallel to the crystallographic planes of the host garnet (PPL, XPL), E: Presence of potassium feldspar, clinopyroxene and garnet in the studied monzodiorites (XPL), and F: Presence of the scapolite, which was created by alteration of the feldspars (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: Clinopyroxene, Grt: Garnet, SCP: Scapolite, Kfs: potassium feldspar, Phl: phlogopite).

گارنت‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۳). ادخال‌هایی از سایر کانی‌های زمینه از جمله گرافیت و مگنتیت به صورت هم‌مرکز یا دوار در گارنت مشاهده می‌شود (شکل ۴-۴). بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و بافتی از جمله وجود ادخال‌های فراوان از کلینوپیروکسن‌های آذرین با حاشیه‌های خورده شده در گارنت‌ها، به نظر می‌رسد گارنت‌ها به خرج کلینوپیروکسن‌ها تشکیل شده‌اند.

گارنت‌های موجود در مونزودیوریت‌های مورد بررسی به رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره، به صورت بلورهای درشت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار (حدود ۱ تا ۲ سانتی‌متر) مشاهده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها، منطقه‌بندی به صورت واضح در زیر میکروسکوپ قابل مشاهده است (شکل ۴-۳ و ۴-۴). مرز بیرونی این کانی با زمینه به صورت واضح است و بدون حاشیه‌های خورده شده است. ادخال‌هایی از کانی کلینوپیروکسن آذرین اولیه در درون



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی گارنت و کانی‌های همراه موجود در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه. A و B: منطقه‌بندی شیمیایی موجود در گارنت مورد بررسی (PPL و XPL)، C: گارنت بافت پوئیکلوبلاستیک (XPL) و D: حضور ادخال‌های هم‌مرکز کانی‌های مختلف در درون گارنت (XPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Grt: گارنت).

Fig. 4. Photomicrographs of garnets and associated minerals in the monzodiorites of the southern Godar-e-Siah. A and B: Chemical zoning in the studied garnets (PPL and XPL), C: Garnet with poikiloblastic texture (XPL), and D: The presence of concentric mineral inclusions within the garnet (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: Clinopyroxene, Grt: Garnet).

شیمی کانی‌ها

کلینوپیروکسن: بررسی شیمی کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که در نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها، این کانی‌ها از نوع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe دار بوده و در محدوده Quad قرار می‌گیرند (جدول ۱ و شکل ۵-A). کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی ترکیب دیوپسید-اوژیت دارند (شکل ۵-B). بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و ترکیب شیمیایی، دو دسته کلینوپیروکسن در مونزودایوریت‌های مورد بررسی تشخیص داده شده است. دسته اول این کانی با میزان $Mg=9/6-10/20$ ، $FeO^*=16-11/88$ ، $Al_2O_3=5-2/84$ ، $Na_2O=1/1-1/9$ درصد وزنی از نوع پیروکسن‌های واکنشی هستند که در اطراف فلوگوپیت‌ها طی فرایند دگرگونی متاسوماتیسم تشکیل شده‌اند. دسته دوم با میزان $Mg=9/12-98/89$ ، $FeO^*=9/13-3/87$ ، $Al_2O_3=1/3-82/11$ ، $Na_2O=0/1-7/42$ درصد وزنی از نوع پیروکسن‌های آذرین به صورت ادخال درون گارنت‌های این نمونه سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. بررسی و مقایسه شیمی این پیروکسن‌ها نشان می‌دهد که پیروکسن‌های واکنشی دارای مقادیر FeO^* و Al_2O_3 بالاتری نسبت به پیروکسن‌های آذرین موجود هستند. در دیوپسیدهای واکنشی نسبت به پیروکسن‌های آذرین در نمونه سنگ‌های مورد بررسی، میزان Al^{IV} افزایش می‌یابد و $Al^{IV} > Al^{VI}$ است. مقدار $Fe^{3+} + Al^{IV}$ در ترکیب کلینوپیروکسن‌های واکنشی نشان می‌دهد که محیط تشکیل این کلینوپیروکسن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن‌های آذرین اولیه دارای میزان فوگاسیته اکسیژن بالاتری بوده است (D'Antonio and Kristensen, 2005).

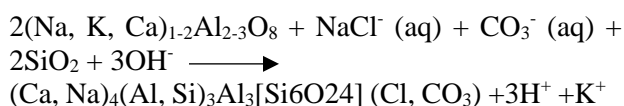
آلکالی فلدسپار: آلکالی فلدسپارهای موجود، مقادیر آنورتیت کمتر از ۰/۳ درصد وزنی و ارتوز برابر با ۶۵/۳۰ تا ۷۲/۸۰ درصد وزنی دارند و از نظر ترکیبی ارتوکلاز هستند (جدول ۲ و شکل ۶-A).

پلاژیوکلاز: در مونزودایوریت‌های منطقه گدارسیاه پلاژیوکلازهای موجود دگرسان شده و به اسکاپولیت تبدیل شده‌اند. این اسکاپولیت‌ها دارای مقادیر Na_2O برابر با ۱۱/۱۸ تا

۱۳/۲۳ درصد وزنی هستند (جدول ۲) و از نوع اسکاپولیت‌های غنی از سدیم هستند.

به نظر می‌رسد در اثر هجوم سیالات غنی از کلر به پلاژیوکلازها، به تدریج پلاژیوکلازها طی واکنش زیر توسط اسکاپولیت جایگزین شده‌اند (Lentz, 1998).

واکنش ۱:



فلوگوپیت: فلوگوپیت‌های موجود در مونزودایوریت جنوب گدارسیاه، محتوی SiO_2 برابر با ۴۰/۶۳ تا ۴۰/۷۴ درصد وزنی، Al_2O_3 برابر با ۱۲/۸۹ تا ۱۳/۳۰ درصد وزنی، MgO برابر با ۲۱/۵۴ تا ۲۲/۶۰ درصد وزنی و FeO^* برابر با ۶/۶۹ تا ۸/۳۳ درصد وزنی هستند (جدول ۲). با توجه به تقسیم‌بندی‌های ارائه شده برای میکاها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۶-B).

میزان Al^{VI} موجود در ساختار میکا به عنوان شاخصی برای تعیین ماگمایی یا غیر ماگمایی بودن میکاهاست. به این ترتیب که $Al^{VI} > 1$ ویژگی میکاهای ماگمایی است (Nachit et al., 2005). فلوگوپیت‌های با مقدار TiO_2 پایین (کمتر از ۰/۵ درصد وزنی)، اولیه هستند؛ در حالی که میزان بالای TiO_2 (بیشتر از ۰/۵ درصد وزنی) در این کانی نشان‌دهنده منشأ ثانویه این کانی است (Carswell, 1975; Delaney et al., 1980; Tronnes et al., 1985). در فلوگوپیت‌های مورد بررسی، میزان TiO_2 ۱/۲۸ تا ۱/۵۵ درصد وزنی و مقدار $Fe\#$ آنها برابر با ۰/۱۴ تا ۰/۱۸ است (جدول ۲). میزان Al^{VI} برابر با صفر است که نشان‌دهنده منشأ غیر ماگمایی برای این کانی است. با توجه به مقادیر عناصر مختلف و نمودار ارائه‌شده توسط ناچیت (Nachit, 1986)، میکاهای مورد نظر از نوع دگرگونی هستند (شکل ۶-C). به نظر می‌رسد این کانی طی فرایند دگرگونی متاسوماتیسم تشکیل شده است (واکنش ۲).

جدول ۱. نتایج آنالیزهای میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپروکسن (بر اساس ۶ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه

Table 1. Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of clinopyroxenes (Basis on 6 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

Sample	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1
Analysis	156*	157*	158	159*	351*	363	369
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	49.43	49.49	51.57	49.58	48.16	51.00	51.38
TiO ₂	0.47	0.35	0.36	0.35	0.87	0.23	0.24
Al ₂ O ₃	2.93	2.75	1.82	3.58	5.84	2.57	2.34
FeO*	13.85	14.07	9.31	12.38	11.04	12.01	10.93
MnO	0.62	0.59	0.41	0.53	0.39	0.56	0.48
MgO	9.16	9.27	12.89	9.90	10.20	10.01	10.78
CaO	22.53	21.88	23.17	22.44	22.10	22.72	23.00
Na ₂ O	1.24	1.68	0.72	1.19	1.28	0.89	0.84
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.23	100.09	100.26	99.97	99.89	99.99	99.99
Oxygen #	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.873	1.871	1.918	1.871	1.807	1.930	1.935
Ti	0.013	0.010	0.010	0.010	0.025	0.007	0.007
Al ^(IV)	0.127	0.122	0.080	0.129	0.193	0.070	0.065
Al ^(VI)	0.004	0.000	0.000	0.030	0.065	0.044	0.039
Fe ²⁺	0.253	0.206	0.173	0.224	0.174	0.302	0.271
Fe ³⁺	0.186	0.238	0.117	0.167	0.172	0.078	0.073
Mn	0.020	0.019	0.013	0.017	0.012	0.018	0.015
Mg	0.518	0.523	0.715	0.557	0.570	0.565	0.605
Ca	0.915	0.886	0.923	0.907	0.888	0.921	0.928
Na	0.091	0.123	0.052	0.087	0.093	0.065	0.061
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cation	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000
WO	48.37	47.33	47.58	48.47	48.88	48.90	49.03
EN	27.36	27.90	36.83	29.75	31.39	29.98	31.97
FS	24.26	24.77	15.59	21.78	19.74	21.13	19.00
WEF	90.34	86.90	94.61	90.73	89.83	93.26	93.68
JD	0.21	0.00	0.00	1.42	2.78	2.45	2.19
AE	9.45	13.10	5.39	7.85	7.39	4.29	4.13

*Reactive Cpx

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای میکروپروب (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپروکسن (بر اساس ۶ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه

Table 1 (Continued). Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of clinopyroxenes (Basis on 6 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

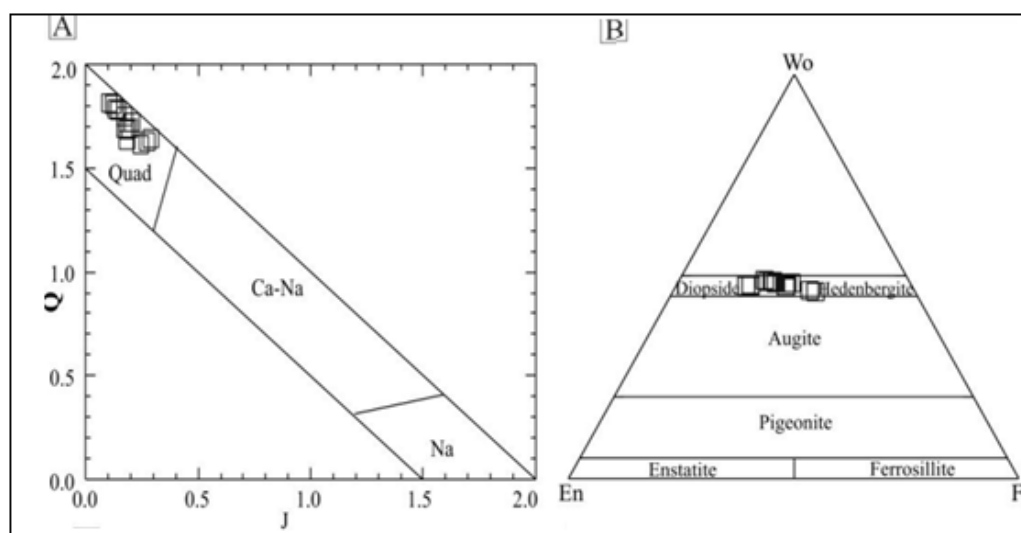
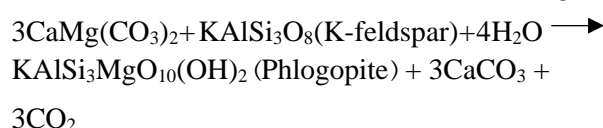
Sample	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1
Analysis	371	372*	375*	378	379	46	47*
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	50.78	49.76	49.58	51.75	51.60	51.01	50.54
TiO ₂	0.32	0.49	0.34	0.38	0.41	0.38	0.43
Al ₂ O ₃	1.90	2.09	3.16	2.87	2.89	3.11	2.08
FeO*	13.87	16.69	14.01	9.47	9.63	11.71	16.88
MnO	0.65	0.76	0.67	0.33	0.30	0.55	0.76
MgO	9.22	7.42	8.59	11.76	11.82	9.98	6.91
CaO	22.00	20.85	22.01	22.03	22.01	22.18	20.22
Na ₂ O	1.16	1.83	1.30	1.42	1.41	0.97	1.94
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	99.90	99.90	99.68	100.01	100.08	99.90	99.79
Oxygen #	6	6	6	66	6	6	6
Si	1.935	1.911	1.893	1.926	1.919	1.929	1.947
Ti	0.009	0.014	0.010	0.011	0.011	0.011	0.012
Al ^(IV)	0.065	0.089	0.107	0.074	0.081	0.071	0.053
Al ^(VI)	0.020	0.006	0.035	0.051	0.045	0.068	0.041
Fe ²⁺	0.330	0.344	0.299	0.191	0.185	0.318	0.411
Fe ³⁺	0.112	0.192	0.148	0.104	0.114	0.052	0.133
Mn	0.021	0.025	0.022	0.010	0.009	0.018	0.025
Mg	0.524	0.425	0.489	0.652	0.655	0.563	0.397
Ca	0.898	0.858	0.900	0.878	0.877	0.899	0.835
Na	0.086	0.136	0.096	0.102	0.102	0.071	0.145
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Cation	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999
WO	47.65	46.54	48.45	47.84	47.63	48.60	46.36
EN	27.79	23.04	26.31	35.54	35.59	30.43	22.05
FS	24.56	30.42	25.24	16.62	16.78	20.98	31.59
WEF	91.18	85.84	89.88	89.42	89.47	92.67	85.19
JD	1.35	0.40	1.94	3.49	3.00	4.15	3.50
AE	7.47	13.76	8.18	7.09	7.54	3.19	11.31

*Reactive Cpx

مهم‌ترین عامل پایداری فلوگوپیت وجود سیالات غنی از H_2O است که موجب رقیق‌شدن XCO_2 شده است. طی انجام واکنش‌های کربن‌زدا (از جمله تشکیل گارنت‌ها)، افزایش XCO_2 در محیط، در شرایط $XCO_2 > 0.8$ و دمای تقریباً ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، موجب ناپایداری فلوگوپیت شده است و کلینوپیروکسن‌ها در پیرامون فلوگوپیت تشکیل می‌شود (Olesch and Seifert., 1976; Deer et al., 1992).

همچنین بر اساس نمودار TiO_2 -FeO-MgO، کانی‌های میکایی مورد بررسی در محدوده میکاهای تبلور مجدد قرار گرفته‌اند (شکل ۶-D). به نظر می‌رسد این کانی طی فرایند دگرگونی متاسوماتیسم توسط واکنش زیر تشکیل شده است (Deer et al., 1992).

واکنش ۲:



شکل ۵. نمودارهای ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در مونزودیوریت‌های جنوب گدارسیاه. A: نمودار Q-J پیروکسن‌ها بر گرفته از موریموتو (Morimoto, 1989) و B: نمودار Wo-En-Fs تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها بر گرفته از دیر و همکاران (Deer et al., 1992)

Fig. 5. Geochemical plots of the clinopyroxenes in the monzodiorites of the southern Godar-e-Siah. A: Q-J diagram of clinopyroxenes (Morimoto, 1989), and B: Wo-En-Fs classification diagram of pyroxenes (after Deer et al., 1992)

گارنت

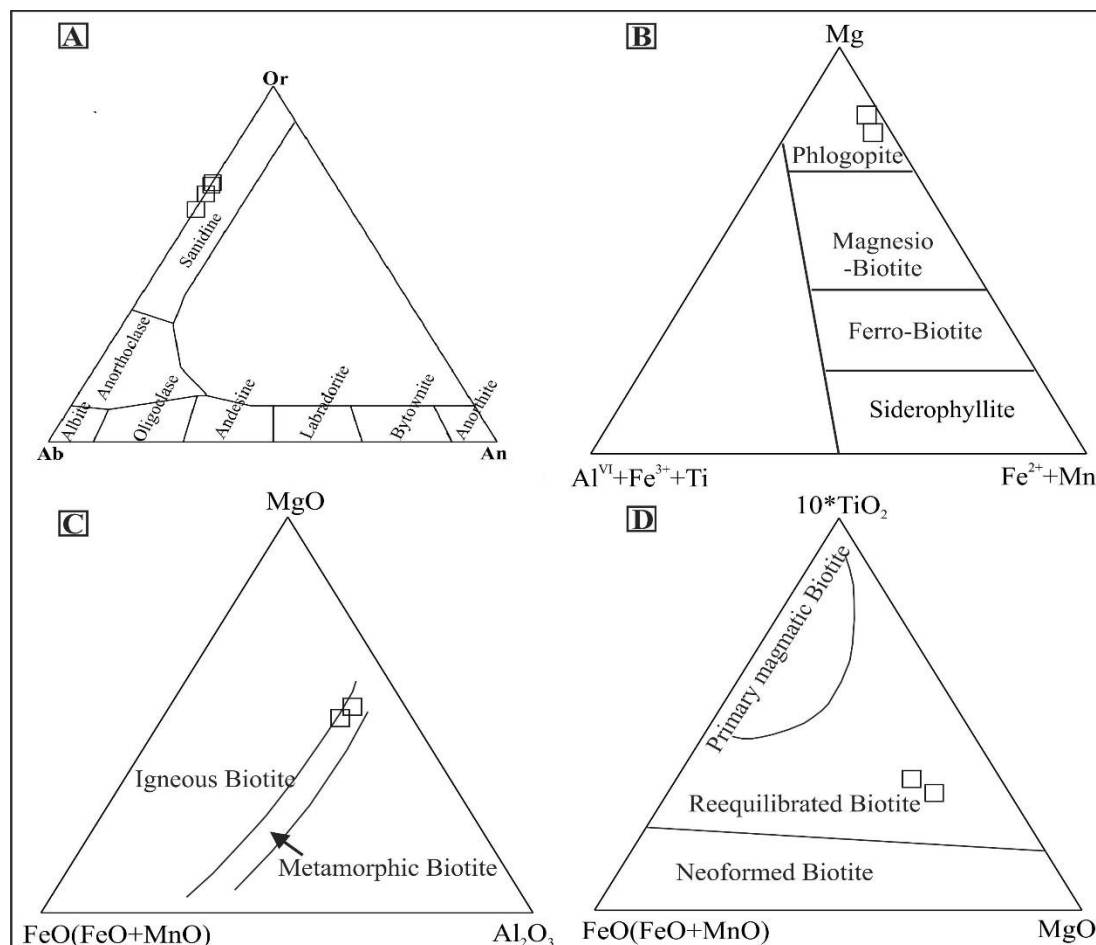
همبستگی منفی بین عناصر Al-Fe و Si-Ti نشان می‌دهد (شکل ۷-B و C) که بیانگر تبادل کاتیونی گسترده در این کانی‌هاست. تبادل کاتیونی Al^{3+}/Fe^{3+} در گارنت باعث تشکیل سری محلول جامد آندرادیت-گراسولار می‌شود؛ در حالی که تبادل کاتیونی Si^{4+}/Ti^{4+} روشی متداول برای جانشینی Ti در ساختار گارنت است (Huggins et al., 1977).

گارنت‌های موجود به طور میانگین حاوی مقادیر بالایی از CaO (۳۴/۱۵ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۰/۷۳ درصد وزنی) و FeO (۲۴/۴۳ درصد وزنی) (جدول ۳) بوده و متعلق به سری محلول جامد آندرادیت-گراسولار هستند (Deer et al., 1992) (شکل ۷-A). بررسی نتایج ریز پردازشی گارنت‌های مورد بررسی،

جدول ۲. نتایج آنالیزهای میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری پتاسیم فلدسپار (بر اساس ۸ اتم اکسیژن)، اسکاپولیت (بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن) و فلوگوپیت (بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت بخش جنوبی گذارسیاه

Table 2. Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of K-feldspar, scapolite and phlogopite (Basis on 22 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

Sample	B428	B428	B428	B428-1	Sample	B428-1	B428-1	B428-1	Sample	B428	B428
Analysis	361	362	364	48	Analysis	352	365	370	Analysis	350	373
Mineral	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Mineral	Scp	Scp	Scp	Mineral	Phl	Phl
SiO ₂	65.67	65.67	65.76	66.72	SiO ₂	54.38	52.68	53.61	SiO ₂	40.74	40.63
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.02	TiO ₂	0.01	0.00	0.00	TiO ₂	1.28	1.55
Al ₂ O ₃	18.63	18.58	18.67	18.79	Al ₂ O ₃	26.42	27.04	26.81	Al ₂ O ₃	13.30	12.89
FeO*	0.48	0.30	0.62	0.52	FeO*	0.59	0.58	0.22	Cr ₂ O ₃	0.64	0.57
MnO	0.01	0.04	0.02	0.02	MnO	0.00	0.02	0.00	FeO*	6.69	8.33
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.07	0.38	0.03	MnO	0.23	0.34
CaO	0.06	0.05	0.04	0.06	CaO	0.31	0.24	0.18	MgO	22.60	21.54
Na ₂ O	2.91	3.06	3.29	3.56	Na ₂ O	11.18	12.62	13.23	CaO	0.01	0.00
K ₂ O	12.01	12.11	11.54	10.32	K ₂ O	0.04	0.05	0.04	Na ₂ O	0.44	0.49
Total	99.77	99.81	99.98	100.01	Total	93.00	93.61	94.12	K ₂ O	10.00	9.84
Oxygen#	8	8	8	8	Oxygen#	24	24	24	Total	95.93	96.18
Si	2.998	2.998	2.994	3.011	Si	7.802	7.581	7.663	Oxygen#	22	22
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	Al	4.464	4.583	4.513	Si	5.556	5.570
Al	1.002	0.999	1.001	0.999	Ti	0.001	0.000	0.000	Ti	0.131	0.160
Fe ²⁺	0.018	0.011	0.024	0.020	Fe ²⁺	0.071	0.070	0.026	Al ^(IV)	2.136	2.081
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	Mn	0.000	0.002	0.000	Al ^(VI)	0.000	0.000
Mn	0.000	0.002	0.001	0.001	Mg	0.015	0.082	0.006	Fe ³⁺	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	Ca	0.048	0.037	0.028	Fe ²⁺	0.763	0.955
Ca	0.003	0.002	0.002	0.003	Na	3.110	3.522	3.667	Cr	0.069	0.062
Na	0.258	0.271	0.290	0.312	K	0.007	0.009	0.007	Mn	0.027	0.039
K	0.699	0.705	0.670	0.594	Sum	15.518	15.886	15.910	Mg	4.595	4.402
Sum	4.978	4.988	4.983	4.941					Ca	0.001	0.000
An	0.30	0.20	0.20	0.30					Na	0.116	0.130
Ab	26.90	27.70	30.10	34.30					K	1.740	1.721
Or	72.80	72.07	69.60	65.30					Sum	15.134	15.120
									Fe #	0.14	0.18
									Mg #	0.86	0.82



شکل ۶. نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها و میکاها در مونزودیوریت‌های جنوب گدارسیاه A: نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992)، B: نمودار تقسیم‌بندی گروه میکا (Foster, 1960)، C: نمودار تعیین ماهیت میکاها (نمودار برگرفته از ناچیت (Nachit, 1986)) و D: نمودار مثلی تفکیک انواع میکا بر اساس اولیه بودن، تبلور مجدد و یا دگرگونی (Nachit et al., 2005). این نمودارها بیانگر منشأ غیر آذرین میکاها هستند.

Fig. 6. Classification diagrams of the feldspars and micas in the monzodiorites of the southern Godar-e-Siah. A: Chemical classification diagram of feldspars (after Deer et al., 1992), B: Ternary diagram for classification of the micas (Foster, 1960), C: Diagram for determination of the nature of mica (Nachit, 1986), and D: Ternary plot for discrimination of the primary, reequilibrated and neoform micas (Nachit et al., 2005).

موقعیت تتراهدر به دو نوع ملانیت $(Ca_3 [Al < Fe^{3+}_2]_2)$ و اسکلورمیت $(Ca_3 [Al > Fe^{3+}]_2 Ti_2SiO_{12})$ طبقه‌بندی می‌شوند (Deer et al., 1992). مقادیر TiO_2 در گارنت نوع ملانیت ۳ تا ۱۵ درصد وزنی است؛ در حالی که اسکلورمیت بیشتر از ۱۵ درصد وزنی TiO_2 دارد.

تعیین فرمول شیمیایی و توزیع کاتیون Al، Ti و Fe از دیدگاه بلورشناسی از موارد پیچیده بررسی کانی‌های گارنت تیتانیوم‌دار است و پژوهشگران مختلفی بر روی گارنت‌های تیتانیوم‌دار نظرهای متفاوتی ارائه کرده‌اند (Kunitz, 1936; Turbeville, 1993; Russell et al., 1999). گارنت‌های آندرادیتی غنی از Ti، بر اساس میزان جایگزینی Fe^{3+} در موقعیت اکتاهدر و Ti در

جدول ۳. آنالیزهای میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها (بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه

Table 3. Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of garnets (Basis on 12 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

Sample	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	
Analysis	353	354	355	356	357	358	359	360	366	367	368	
Point	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6	Z7	Z8	Z1	Z2	Z3	
Part	Core			Rim			Core			Rim		
SiO ₂	37.14	36.99	37.19	38.57	37.56	37.16	34.57	34.26	37.07	36.41	34.22	
TiO ₂	2.23	2.88	2.80	1.33	2.85	3.38	4.58	5.06	3.48	3.94	5.00	
Al ₂ O ₃	6.38	6.78	8.29	10.73	8.67	8.12	1.95	1.88	7.81	6.34	1.96	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
FeO*	18.80	18.58	16.56	15.04	16.05	16.51	24.13	23.98	16.53	18.85	23.78	
MnO	0.47	0.37	0.47	0.61	0.44	0.39	0.51	0.53	0.41	0.55	0.51	
MgO	0.45	0.50	0.42	0.39	0.44	0.47	0.31	0.34	0.46	0.44	0.34	
CaO	33.86	33.68	33.89	33.68	33.81	34.13	32.60	32.31	33.97	33.09	32.43	
Na ₂ O	0.04	0.02	0.06	0.04	0.07	0.09	0.08	0.12	0.09	0.05	0.10	
Total	99.37	99.80	99.68	100.39	99.89	100.25	98.73	98.48	99.82	99.67	98.34	
Oxygen#	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	
Si	2.987	2.963	2.965	3.024	2.983	2.948	2.867	2.851	2.956	2.934	2.850	
Ti	0.135	0.174	0.168	0.078	0.170	0.202	0.286	0.317	0.209	0.239	0.313	
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	
Al ^(IV)	0.013	0.037	0.035	0.000	0.017	0.052	0.133	0.149	0.044	0.066	0.150	
Al ^(VI)	0.591	0.603	0.743	0.991	0.794	0.706	0.057	0.035	0.690	0.535	0.042	
Fe ³⁺	1.157	1.088	0.964	0.808	0.891	0.954	1.517	1.500	0.948	1.059	1.497	
Fe ²⁺	0.108	0.157	0.140	0.178	0.175	0.141	0.157	0.169	0.154	0.212	0.159	
Mn	0.032	0.025	0.032	0.041	0.030	0.026	0.036	0.037	0.028	0.038	0.036	
Mg	0.054	0.060	0.050	0.046	0.052	0.056	0.038	0.042	0.055	0.053	0.042	
Ca	2.917	2.891	2.894	2.829	2.877	2.901	2.897	2.881	2.903	2.857	2.894	
Na	0.006	0.003	0.009	0.006	0.011	0.014	0.013	0.019	0.014	0.008	0.016	
Cation	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
And	63.030	60.866	53.215	42.628	51.071	53.953	87.533	87.838	55.085	62.481	87.355	
Grs	33.461	35.677	43.515	54.050	45.645	42.740	9.233	8.664	41.554	33.764	9.219	
Prp	2.198	2.433	1.998	1.758	2.093	2.247	1.671	1.854	2.230	2.195	1.849	
Sps	1.304	1.023	1.270	1.562	1.189	1.059	1.562	1.642	1.129	1.559	1.576	
Ti-Si	0.013	0.037	0.035	0.000	0.017	0.052	0.133	0.149	0.044	0.066	0.15	
TiMg(Fe³⁺).	0.12	0.137	0.133	0.078	0.153	0.15	0.153	0.168	0.165	0.173	0.163	

ادامه جدول ۳. آنالیزهای میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها (بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه

Table 3 (Continued). Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of garnets (Basis on 12 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

Sample	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1
Analysis	160	161	162	163	164	165	43	44	45
Point	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6	Z1	Z2	Z3
Part	Core			Rim			Core	Rim	Rim
SiO ₂	35.55	36.74	37.07	35.83	36.60	34.16	37.29	37.90	35.12
TiO ₂	4.20	2.43	2.08	3.86	2.66	4.91	3.41	3.05	5.89
Al ₂ O ₃	7.05	7.69	8.19	5.31	8.78	2.07	6.47	7.90	1.94
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	18.17	18.19	17.64	20.26	16.67	24.53	18.21	16.77	23.44
MnO	0.56	0.51	0.49	0.40	0.43	0.52	0.41	0.45	0.54
MgO	0.41	0.41	0.42	0.52	0.41	0.40	0.43	0.51	0.36
CaO	33.73	33.69	34.15	33.51	33.88	32.78	33.22	33.11	32.25
Na ₂ O	0.09	0.05	0.08	0.08	0.12	0.10	0.06	0.06	0.13
Total	99.76	99.71	100.1	99.77	99.55	99.47	99.50	99.75	99.67
Oxygen#	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.855	2.937	2.942	2.891	2.917	2.813	3.001	3.024	2.889
Ti	0.254	0.146	0.124	0.234	0.159	0.304	0.206	0.183	0.365
Cr	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^(IV)	0.145	0.063	0.058	0.109	0.083	0.187	0.000	0.000	0.111
Al ^(VI)	0.522	0.661	0.707	0.396	0.741	0.013	0.613	0.742	0.077
Fe ³⁺	1.127	1.115	1.113	1.252	1.040	1.581	0.979	0.850	1.324
Fe ²⁺	0.093	0.101	0.057	0.115	0.071	0.108	0.247	0.269	0.288
Mn	0.038	0.035	0.033	0.027	0.029	0.036	0.028	0.030	0.038
Mg	0.049	0.049	0.050	0.063	0.049	0.049	0.052	0.061	0.044
Ca	2.903	2.886	2.903	2.897	2.893	2.892	2.865	2.831	2.843
Na	0.014	0.008	0.012	0.013	0.019	0.016	0.009	0.009	0.021
Cation	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
And	59.63	56.94	54.93	68.61	51.58	87.04	61.31	53.95	87.16
Grs	36.85	39.75	41.82	27.66	45.37	9.28	35.34	42.28	9.11
Prp	1.97	1.93	1.94	2.59	1.90	2.11	2.16	2.50	2.00
Sps	1.53	1.36	1.29	1.13	1.13	1.55	1.17	1.25	1.71
Ti-Si	0.145	0.063	0.058	0.109	0.083	0.187	0.000	0.000	0.111
TiMg(Fe ³⁺)-	0.159	0.083	0.066	0.125	0.076	0.117	0.206	0.183	0.254

2

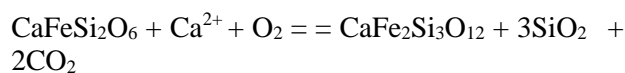
مختلف متفاوت است (شکل ۷-F). در سامانه‌های ماگمایی، میزان تیتان موجود در آندرادیت‌ها توسط جانشینی (Ti-Si)، همیشه بالاتر از میزان جانشینی تیتان در جایگاه اکتاهدر $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ است. در این شرایط میزان Ti-Si با توجه به کمبود سیلیس در موقعیت تتراهدر سیلیس می‌تواند تا دو برابر افزایش یابد؛ در حالی که در سامانه‌های گرمایی وابسته به ماگماهای تحت اشباع از سیلیس که جانشینی تیتان در آندرادیت‌ها توسط جانشینی Ti-Si صورت می‌گیرد، میزان جانشینی $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ زیر صفر و منفی است و معمولاً جانشینی Al و Fe^{3+} انجام می‌شود. در این گونه، سامانه‌ها معمولاً تیتان به اندازه کافی در دسترس نیست که کمبود سیلیس را جبران کند. در سامانه‌های متاسوماتیسم (اسکارن‌ها) میزان جانشینی $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ بیشتر از جانشینی Ti-Si است و میزان جانشینی Ti-Si نسبت به محیط ماگمایی کمتر است (Russell et al., 1999; Saha et al., 2011). بر اساس شیمی آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار مورد بررسی، جانشینی تیتان در ساختار این کانی توسط جانشینی $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ بیشتر از جانشینی Ti-Si است (جدول ۳). ویژگی مشابهی توسط راسل و همکاران (Russell et al., 1999) و لانگ و همکاران (Lang et al., 1995) برای آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار Zipa Mountain، از اسکارن‌های کودیلرای کانادا گزارش شده است (شکل ۷-B). بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی گارنت تیتان‌دار در موزودیوریت‌های جنوب غرب جندق، اشاره به نقش سیالات متاسوماتیسم در تشکیل مجموعه هم‌یافت کانی‌ها دارد. این فرایند با شواهد سنگ‌نگاری از جمله ادخال‌هایی از بازمانده‌های کلینوپیروکسن آذرین در گارنت‌های مورد بررسی و بلورهای درشت و شکل‌دار گارنت‌های تیتانیوم‌دار که نشان می‌دهند، این کانی به خرج کلینوپیروکسن‌های آذرین طی دگرگونی متاسوماتیسم تشکیل شده‌اند، مطابقت دارد (واکنش‌های ۳ و ۴). به نظر می‌رسد، گارنت آندرادیت طی واکنش‌های زیر در شرایط اکسایش به خرج کلینوپیروکسن تشکیل می‌شود (Deer et al., 1992).

گارنت‌های آندرادیتی مورد بررسی، دارای مقادیر wt.% $\text{TiO}_2 < 15$ ، $\text{Fe}^{3+} > \text{Ti}$ و $\text{Al} < \text{Fe}^{3+}$ هستند و بنابراین از نوع آندرادیت تیتان‌دار ملانیت هستند (شکل ۷-D و E). این ملانیت‌ها از نوع کلسیک بوده و دارای ترکیب $\text{And}_{42.62-87.83} \text{Grs}_{8.66-54.05} \text{Prp}_{1.67-2.59} \text{Sps}_{1.02-1.71}$ هستند (جدول ۳). ترکیب گارنت‌های غنی از Ti و روابط هم‌یافتی آنها با کانی‌های مجاور از ویژگی‌های مهم پتروژنتیکی در نظر گرفته می‌شود (Chakhmouradian and McCammon, 2005; Saha et al., 2011). آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار به صورت اولیه فقط در سنگ‌های آذرین آلکان تحت اشباع از سیلیس تشکیل می‌شوند و به صورت ثانویه در سامانه‌های گرمایی وابسته به ماگمایی و یا در سامانه‌های گرمایی متاسوماتیسم از جمله در اسکارن‌ها تشکیل می‌شوند و میزان TiO_2 پایین‌تری نسبت به آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار اولیه دارند (Huggins et al., 1977; Deer et al., 1992; Hajialioghli and Moazzen, 2009; Saha et al., 2011; Nouri et al., 2022). حضور این کانی در سنگ‌های آذرین تحت اشباع از سیلیس بیانگر نقش سیالات آلکالی و واکنش‌های متاسوماتیک کانی‌های مافیک از قبل تشکیل شده با سیالات آلکالی سدیک است (Gwalani et al., 2000; Saha et al., 2011). آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار در اسکارن‌ها و سنگ‌های دگرگونی متاسوماتیسم توسط سیالات حاصل از توده‌های نفوذی طی فرایند سرد شدن و سیالات آزاد شده از رسوبات آهکی دگرگون‌شده، متبلور می‌شوند (Saha et al., 2011; Nouri et al., 2022). پتروژن آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار با میزان جانشینی (Ti-Si) و یا میزان جانشینی $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ ارتباطی تنگاتنگ دارد (Russell et al., 1999; Nouri et al., 2022). بررسی و مقایسه آندرادیت‌های تیتان‌دار محیط ماگمایی، سامانه‌های گرمایی و متاسوماتیسم توسط راسل و همکاران (Russell et al., 1999)، نشان داده است که شرایط تشکیل این کانی در این محیط‌ها متفاوت است. محتوی تیتان این کانی مشابه است؛ اما میزان جانشینی Ti این کانی، در جایگاه تتراهدر Si، (Ti-Si) و جایگاه اکتاهدر Fe^{3+} ، $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ در محیط‌های

واکنش ۳:



واکنش ۴:



آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار شاخص‌های خوبی برای تعیین اکتیویته سیلیس (aSiO) و فوگاسیته اکسیژن (f_{O_2}) شرایط تشکیل آنها هستند (Russell et al., 1999)؛ به طوری که بررسی‌های راسل و همکاران (Russell et al., 1999) نشان‌دهنده وجود همبستگی مثبت بین میزان جانشینی Ti-Si در آندرادیت‌های تیتان‌دار با فوگاسیته اکسیژن است؛ در حالی که همبستگی منفی بین میزان جانشینی $\text{TiMg}[\text{Fe}^{3+}]^{2-}$ و کاهش (f_{O_2}) است. بررسی ترکیب شیمیایی آندرادیت‌های تیتان‌دار موجود در سنگ‌های مورد بررسی (جدول ۳) و میزان نسبت جانشینی های $\text{TiMg}[\text{Fe}^{3+}]^{2-}$ و Ti-Si در نمودار (F و E-V) نشان‌دهنده تشکیل گارنت‌های مورد بررسی در شرایط اکسایش است.

منشأ آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار در مونزودیوریت‌های

گدارسیاه

تا کنون برای شناسایی منشأ گارنت در سنگ‌های مختلف، معیارهای متعددی ارائه شده است که مهم‌ترین آنها عبارتند از: (۱) الگوی منطقه‌بندی، (۲) شکل بلوری، (۳) توزیع عناصر اصلی در گارنت، (۴) توزیع عناصر کمیاب، (۵) بررسی ایزوتوپی و (۶) وجود ادخال در بلورهای گارنت (Harangi et al., 2001; Kawabata and Takafuji, 2005; Scheibner et al., 2007; Patranabis-Deb et al., 2009; Nouri et al., 2022).

کانی گارنت دارای دو منشأ ماگمایی و دگرگونی است. گارنت ماگمایی محصول تبلور ماگماست و اغلب به صورت درشت‌بلور دیده می‌شوند. این نوع گارنت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار هستند. طیف تغییرات اغلب ترکیب یکنواختی دارند. گاهی منطقه‌بندی شیمیایی پیوسته در آنها مشاهده می‌شود و بدون منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته هستند. (Kawabata and Takafuji, 2005; Ahangari, 2018; Carlson, 2006;

Samadi et al., 2014; Samadi et al., 2015; George, 2018). گارنت دگرگونی دارای منشأ غیرماگمایی است و به دو صورت مشاهده می‌شود: (۱) فاز زینوکریست دیرگداز که آن را به عنوان تفاله ذوب سنگ مادر در نظر می‌گیرند که با ماگمای در حال تبلور در تعادل نیست (Clarke, 2007) و (۲) گارنت‌های دگرگونی متاسوماتیک که طی فرایند دگرگونی تحت‌تأثیر سیالات گرمایی متاسوماتیک تشکیل می‌شوند (Kantak and Corey, 1988; Yang and Pattison., 2006; Ulrich et al., 2009; Nouri et al., 2022; Ruan et al., 2022).

گارنت‌های دگرگونی معمولاً توسط شکل بلوری، توزیع عناصر اصلی، منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته و ادخال‌های موجود از گارنت‌های ماگمایی تشخیص داده می‌شوند (Kawabata and Takafuji, 2005; Dahlquist et al., 2007; Ruan et al., 2022). گارنت‌های دگرگونی فاز زینوکریست به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با حاشیه‌های خورده شده هستند و طیف ترکیبی گسترده‌ای دارند. گارنت‌های دگرگونی متاسوماتیک اغلب به صورت بلورهای درشت و شکل‌دار بوده و بدون حاشیه‌های خورده شده هستند و با کانی‌های مجاور، مرز واضح و مشخصی دارند. وجود ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه در این گارنت‌ها نشان‌دهنده تبلور تأخیری این کانی‌ها نسبت به کانی‌های زمینه است. معمولاً این کانی‌ها در ساختار خود توزیع نامنظمی از عناصر را نشان می‌دهند و تغییرات عناصر از مرکز به حاشیه بلور یکنواخت نبوده و چند مرحله کاهش یا افزایش نشان می‌دهند. بنابراین، منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته از خود نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تغییر شرایط حاکم بر رشد بلور طی فرایند دگرگونی در یک سامانه باز است (Ciboanu and cook, 2004; Patranabis-Deb et al., 2009; Krippner et al., 2016; Ranjbar et al., 2014) منطقه‌بندی شیمیایی، پدیده‌ای رایج در کانی‌های دارای محلول جامد در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی است. ساختار کانی‌های دارای منطقه‌بندی شیمیایی اطلاعات ارزشمندی را در زمینه فرایندهای رشد بلور، فوگاسیته اکسیژن شرایط دما و فشار محیط رشد بلور و PH محیط نشان می‌دهند (Konrad-Schmolke et al., 2008; Baxter et al., 2008).

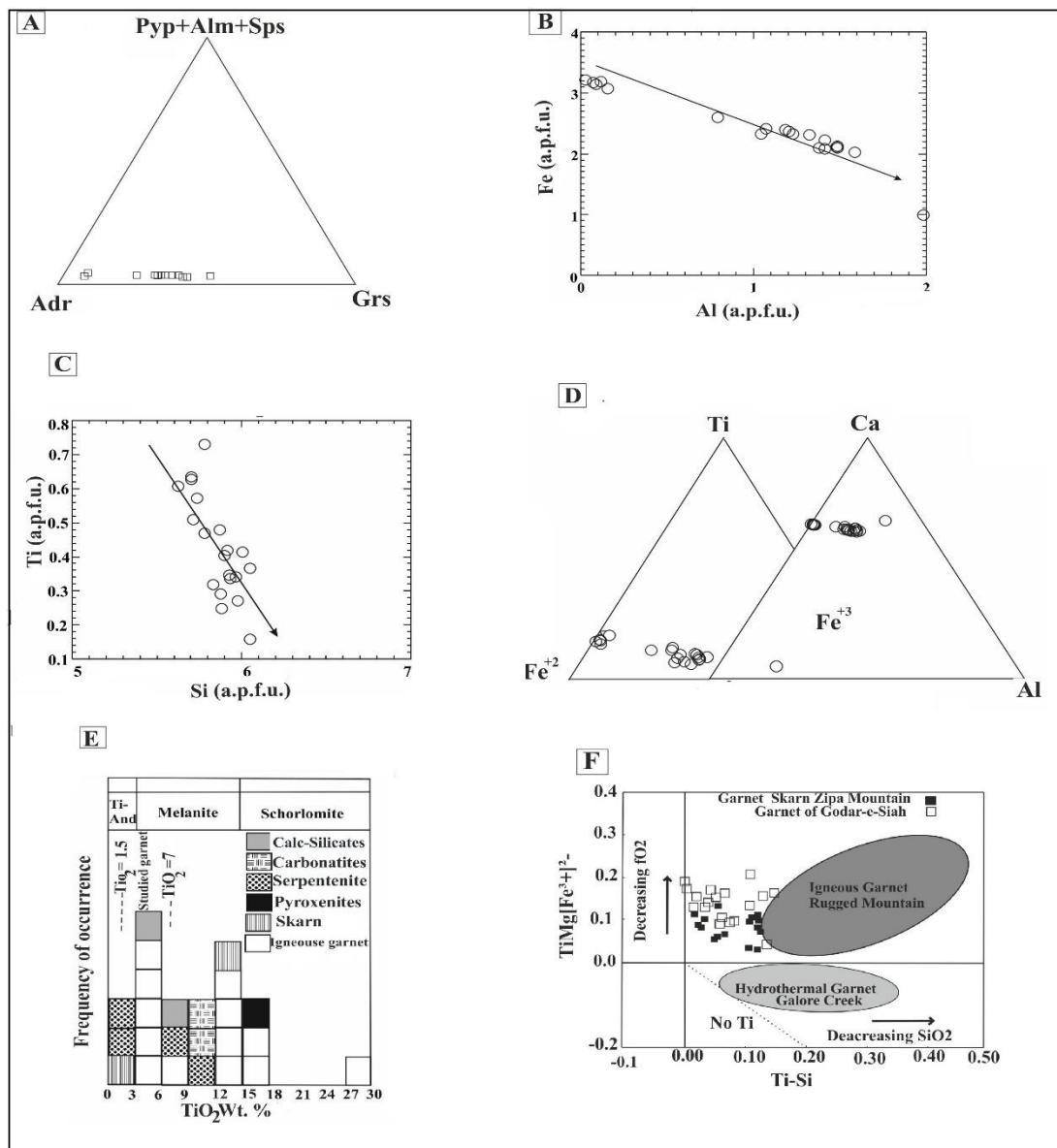
گارنت‌های مورد بررسی، مقادیر Mg و Ca در حاشیه نسبت به مرکز کاهش نشان می‌دهد؛ همچنین مقادیر Mn در حاشیه تا مرکز تغییرات نامنظمی را نشان می‌دهد. تغییرات مقادیر این عناصر در فاصله مرکز- حاشیه یکنواخت نیست و تغییرات نامنظمی را نشان می‌دهد (شکل ۸- D، E و F). بی‌نظمی در روند افزایش یا کاهش عناصر و تغییرات غیر یکنواخت عناصر Mn، Mg و Ca از مرکز به سمت حاشیه، نشان‌دهنده وجود منطقه‌بندی شیمیایی ناپوسته در ساختار گارنت‌های مورد بررسی است.

بررسی الگوی منطقه‌بندی و تغییرات اعضای انتهایی گارنت‌های مورد بررسی، نشان می‌دهد که درصد مولی آندرادیت هم در مرکز و هم در حاشیه بلور نسبتاً بالاست و در حاشیه بلور نسبت به مرکز بلور افزایش یافته است؛ در حالی که درصد مولی جزو گروسولار در مرکز بلور نسبت به حاشیه بالاتر است و به سمت حاشیه روند نامنظم افزایش و کاهش نشان می‌دهد (شکل ۹- A، B و C). روند نامنظم وعدم یکنواختی این افزایش و کاهش می‌تواند نشان‌دهنده تغییر ترکیب شیمی محیط و شرایط حاکم بر رشد بلور باشد (Ciboanu and cook, 2004). بررسی تغییرات مقادیر اسپسارتین و پیروپ نشان می‌دهد که درصد مولی پیروپ کاهش جزئی از مرکز به سمت حاشیه بلور دارد؛ در حالی که درصد مولی اسپسارتین افزایش جزئی را از مرکز به سمت حاشیه نشان می‌دهد (شکل ۹- D).

الگوی منطقه‌بندی شیمیایی ناپوسته در گارنت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که این کانی‌ها دارای منشأ غیرماگمایی و از نوع دگرگونی هستند (Deng et al., 2017; Ruan et al., 2022). وجود منطقه‌بندی شیمیایی ناپوسته در این گارنت‌ها نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل است و تغییرات ترکیب فاز سیال را در حین رشد بلور نشان می‌دهد (Ciboanu and cook, 2004; Patranabis-Deb et al., 2009; Peng et al., 2015). این می‌تواند بیانگر منشأ دگرگونی متاسوماتیک برای گارنت‌های مورد بررسی باشد.

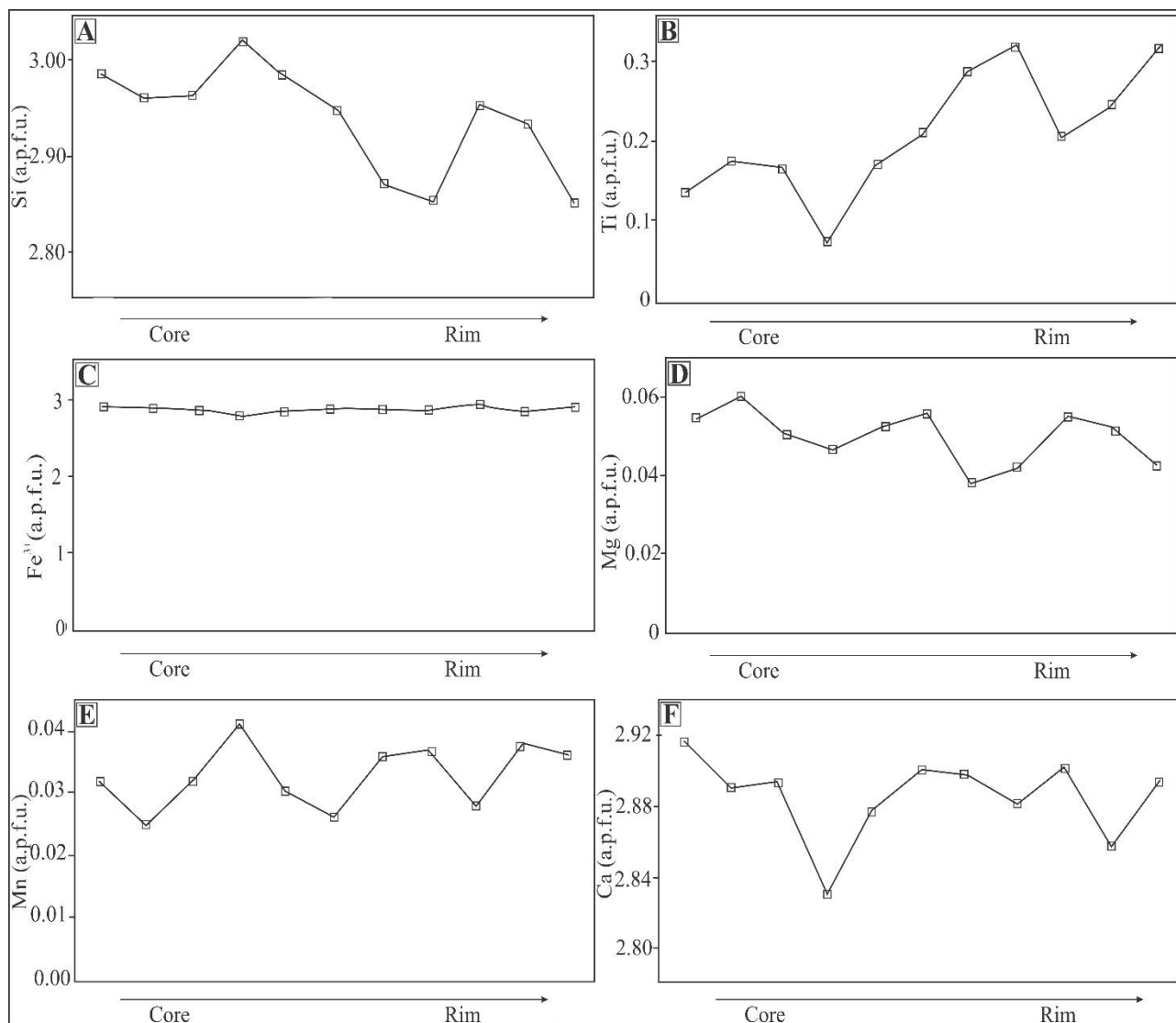
(2013). بررسی علت رخداد منطقه‌بندی در کانی‌ها، دو فرایند کاملاً متفاوت را مورد توجه قرار داده است: (۱) منطقه‌بندی تحت تأثیر فرایندهای داخلی تأثیرگذار در رشد بلور ایجاد می‌شود. این فرایند در شرایط غیر تعادلی زمین‌شناسی در یک سامانه باز، بدون دخالت هرگونه عامل خارجی رخ می‌دهد (L'Heureux and Fowler, 1994; Ranjbar et al., 2016) و (۲) منطقه‌بندی، تحت تأثیر تغییرات در عوامل خارجی محیطی در زمان رشد بلور ایجاد می‌شود. در این شرایط کانی‌ها نزدیک به شرایط تعادلی محلی با محیط خود بوده‌اند و الگوی منطقه‌بندی به طور مستقیم نشان‌دهنده تغییرات شرایط محیط است. چنین تغییراتی بیشتر به جریان متغیر جرم به درون یک سامانه باز نسبت داده می‌شود؛ ولی این تغییرات را می‌توان به تغییر در عواملی همچون دما و فشار نیز نسبت داد (Yardley et al., 1991; Jamtveit and Wogelius, 1993).

وجود منطقه‌بندی در گارنت بیانگر رشد کانی طی رخداد‌های مختلف شیمیایی- فیزیکی و نبود تعادل شیمیایی کامل بین کانی و محیط اطراف آن است (Chen et al., 1998; Carlson, 2002) و یکی از مهم‌ترین معیارها برای درک تاریخچه سنگ دگرگونی و رشد گارنت‌هاست (Whitney et al., 2008; Dziggel et al., 2009). الگوی منطقه‌بندی شیمیایی گارنت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که مقادیر عناصر Ti و Si نوسانات مشخصی از مرکز به سمت حاشیه بلور نشان می‌دهند؛ به طوری که در مرکز بلور گارنت، میزان Si نسبتاً بالاست و در حاشیه میزان Ti افزایش یافته است (شکل ۸- A و B). افزایش Ti و کاهش Si از مرکز به سمت حاشیه یکنواخت نیست و با افزایش یا کاهش همراه است. تغییرات روند عناصر Si و Ti نسبت به یکدیگر بیانگر جایگزینی عنصر تیتان در ساختار گارنت آندرادیتی در حین رشد بلور است. در این گارنت‌ها Fe^{3+} مقادیر نسبتاً بالا و یکنواخت دارد و تغییرات قابل توجهی از مرکز به حاشیه نشان نمی‌دهد (شکل ۸- C). میزان نسبتاً بالای این عنصر می‌تواند نشان‌دهنده شرایط اکسایش حاکم بر محیط تشکیل گارنت باشد (Hwang et al., 2003). در



شکل ۷. نمودارهای شیمیایی گارنت در سنگ‌های مونزودیوریتی جنوب گدارسیاه. A: نمودار مقدار اعضاء پایانی گروه گارنت در نمودار سه تایی And- Gross- (Pyrope + Alm + Spess) و بررسی میزان جانشینی Ti-Si در مقابل $TiMg[Fe^{3+}]_2$ آن‌درادیت‌های تیتانیوم‌دار گدارسیاه و مقایسه با اسکارن‌های Zipa Mountain در کوردیلرا کانادا (Russell, 1999)، C: ترکیب شیمیایی گارنت‌های مورد بررسی در نمودارهای سه تایی $Ti/Fe^{3+}/Al$ و $Ca/Fe^{3+}/Al$ ، D: نمودار مقدار TiO_2 در انواع گارنت‌های محیط‌های مختلف؛ داده‌های مناطق مختلف برگرفته از دینگول و برارلی (Dingwell and Brearley 1985) و E و F: نمودارهای همبستگی منفی بین Al/Fe و Si/Ti در گارنت‌های مورد بررسی

Fig. 7. Chemical diagrams of the garnets in the monzodiorites of the southern Godar-e-Siah. A: The ternary diagram of And- Gross- (Pyrope + Alm + Spess) and values of garnet end-member, B: Distribution of the degree of substitution of Ti-Si versus $TiMg[Fe^{3+}]_2$ in Ti-bearing andradites of Godar-Siah and comparison with Zipa Mountain skarns in the Canadian Cordillera (Russell, 1999), C: Chemical composition of garnets in the $Ti/Fe^{3+}/Al$ and $Ca/Fe^{3+}/Al$ ternary diagrams, D: TiO_2 values in the garnets from the various areas. Data are from Dingwell and Brearley (1985), E and F: Negative correlation between Si/Ti and Al/Fe values in the studied garnets

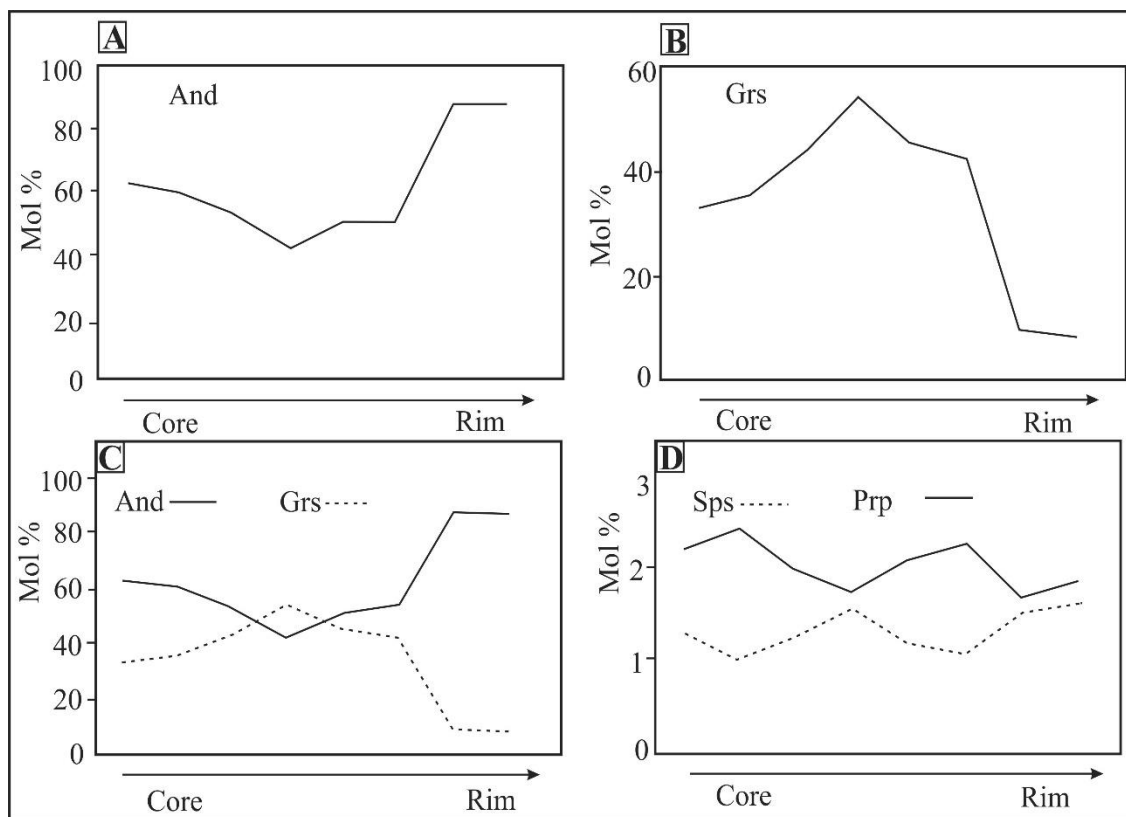


شکل ۸. الگوی منطقه‌بندی شیمیایی برخی عناصر مهم در گارنت‌های دارای منطقه‌بندی (نمونه شماره B-428) جنوب گدارسیاره که از مرکز به سمت حاشیه ترسیم شده است. A: مقادیر Si، B: مقادیر Ti، C: مقادیر Fe^{3+} ، D: مقادیر Mg، E: مقادیر Mn و F: مقادیر Ca

Fig. 8. Chemical zoning patterns of some important elements in zoned garnets (sample number B-428) of the southern Godar-e-Siah from the core to the rim. A: Si values, B: Ti values, C: Fe^{3+} values, D: Mg values, E: Mn values, and F: Ca values

(Jamtveit and Wogelius, 1993). این تغییرات دوره‌ای با جوشش و اکسایش دوره‌ای سیالات گرمایی باعث نهشت دوره‌ای آندرادیت و گروسولار در سامانه‌های گرمایی در اسکارنها شده و شرایط برای تشکیل محلول جامد آندرادیت-گروسولار را فراهم می‌کند.

یکی از عوامل اصلی برای ایجاد منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته، عوامل بیرونی شامل جنبش‌های گسلی و فشار حاصل از جای‌گیری توده نفوذی است که اغلب باعث تغییر در ترکیب سیالات گرمایی می‌شود. جنبش‌های گسلی به ویژه حرکت مستمر و ضربان‌یافته موجب تغییر دوره‌ای فشار بر سامانه‌های گرمایی می‌شود



شکل ۹. الگوی منطقه‌بندی مقدار درصد اعضای پایانی در گارنت‌های دارای منطقه‌بندی جنوب گدارسیاه (نمونه شماره B-428) که از مرکز به سمت حاشیه ترسیم شده است. A: آندرادیت، B: گروسولار، C: مقایسه تغییرات مقدار آندرادیت و گروسولار و D: مقایسه تغییرات مقدار اسپسارتین و پیروپ. **Fig. 9.** Zoning patterns of the end members content (Mole%) in the zoned garnets (sample number B-428) of the southern Godar-e-Siah from the core to the rim; A: Andradite, B: Grossular, C: Comparison of andradite and grossular values, and D: Comparison of spessartine and pyrope contents

جوشش همراه است. این عمل سبب اکسایش در سیال و افزایش نسبت Fe^{3+}/Al^{3+} و در نتیجه رشد و شکل‌گیری آندرادیت می‌شود (Deer et al., 1992; Gaspar et al., 2008; Ranjbar et al., 2016; Run et al., 2022). با توجه به اینکه Al از جمله عناصر HFSE است و در سیالات گرمایی به کندی انتقال می‌یابد (Ague et al., 2013; Ranjbar et al., 2016) به نظر می‌رسد، تجزیه فلدسپارها در تأمین Al^{3+} نقش عمده‌ای داشته است. هنگامی که نرخ جریان سیال و رشد گارنت کند است؛ تجزیه فلدسپارها، موجب پایداری Al^{3+} در سیالات می‌شود و کاهش سریع میزان Al در سیال موجب افزایش سریع Fe^{3+}

بر اساس شواهد صحرایی، توده مونزودیوریتی گدارسیاه در منطقه مورد بررسی در امتداد و به موازات گسل کویر بزرگ و در نزدیکی گسل چوپانان قرار گرفته است. جنبش‌های ضرباتی حاصل از این گسل‌ها و انشعابات آنها در منطقه در جای‌گیری و تبلور توده نفوذی گدارسیاه نقشی مهم داشته است. هم‌جهت بودن توده نفوذی در راستای این گسل و برشی بودن توده نفوذی این نظر را تأیید می‌کند (Aistov et al., 1984; Berra et al., 2017; Jamshidzaei, 2021) (شکل ۱-۱).

جامویت و ووگلیوس (Jamtveit and Wogelius, 1993) نشان داده‌اند که جریان سیالات در سامانه‌های گرمایی، معمولاً با پدیده

شیمی محیط با تجزیه پلاژیو کلازها و بالارفتن میزان Al^{3+} و تبادل کاتیونی $Fe^{3+}-Al^{3+}$ ، همچنین تشکیل مگنتیت‌ها، ترکیب شیمی محیط تغییر کرده و شرایط احیا برای تشکیل گروسولار مهیا شده است. بنابراین، گارنت‌های غنی از Ti مورد بررسی به صورت محلول جامد آندرادیت- گروسولار دارای منشأ متاسوماتیک هستند.

علت غنی‌شدگی از تیتان در گارنت‌های مورد بررسی، در ارتباط با ماهیت ماگمای تشکیل دهنده توده نفوذی مورد بررسی است. بررسی ترکیب شیمی سنگ کل استوک مونزودیوریتی و دایک‌های قطع‌کننده آن در جنوب گدارسیاه بیانگر ماهیت فلسیک و سدیک این نمونه‌هاست. ماگمای مولد این نمونه‌ها دارای ماهیت ساب‌آلکالن است و ویژگی زمین‌شیمیایی سری آداکیتی دارد (Jamshidzai et al., 2021). بر اساس نتایج آنالیز سنگ کل نمونه‌های مورد بررسی، میزان TiO_2 موجود در این نمونه‌ها به ۰/۷۶ درصد هم می‌رسد (Jamshidzai, 2021). علاوه بر منطقه‌بندی شیمیایی، شکل بلوری گارنت‌ها، وجود یا عدم وجود ادخال در این کانی‌ها (Patranabis-Deb et al., 2009) و بررسی روابط بافتی ادخال‌ها و الگوی پراکندگی آنها از دیگر از معیارهای شناسایی منشأ گارنت است (Schmetzer et al., 2017).

بررسی الگوی پراکندگی ادخال‌های موجود در گارنت‌ها برای تعیین شرایط دگرگونی و رژیم‌های زمین‌ساختی موجود در طول رشد گارنت حائز اهمیت است (MacQueen and Powell, 1977; Olimpio and Anderson, 1978; Finlay and Kerr, 1979; Zhang et al., 2024). معمولاً ادخال‌هایی از باقی‌مانده کانی‌های زمینه در گارنت‌های حاصل از دگرگونی مشاهده می‌شود؛ در حالی که گارنت‌های تشکیل شده در شرایط آذرین معمولاً بدون ادخال هستند (Kawabata and Takafuji, 2005). وجود کانی‌های ادخال در گارنت نشان‌دهنده رخداد فرایندی است که طی رشد بلور به وقوع پیوسته است؛ به طوری که ادخال‌هایی از اکسیدهای Fe-Ti، فلدسپار و گرافیت که به صورت

تشکیل آندرادیت می‌شود. چنانچه عملکرد سیالات گرمایی به صوت دوره‌ای یا ضربه‌ای باشد، می‌توان در نظر گرفت که در دوره آرامش، فرصت کافی برای دگرسانی پلاژیو کلازها و آزادسازی یون‌های Al وجود داشته است. شواهد سنگ‌نگاری و شیمی کانی مونزودیوریت‌های گارنت‌دار جنوب گدارسیاه، این همبندی را در دگرسانی پلاژیو کلازها به اسکاپولیت در مجموعه کانیایی تأیید کرده است.

بالا بودن میزان آندرادیت در گارنت‌های مورد بررسی به همراه حضور مگنتیت، بیانگر شرایط اکسایش محیط است و به نظر می‌رسد که فوگاسیته اکسیژن آن چنان بالاست که ابتدا آهن موجود در سیالات گرمایی به Fe^{3+} اکسید شده و سپس طبق واکنش زیر و بر مبنای شواهد بافتی و هم‌یافتی کلینوپیروکسن نوع دیوپسید- هیدنبرژیت با گارنت، گارنت‌های موجود به خرج کلینوپیروکسن‌های آذرین توسط هجوم سیالات گرمایی تشکیل شده‌اند. این واکنش همچنین می‌تواند همراهی مگنتیت با گارنت و پیروکسن را توجیه کند (Tracy and Frost, 1991).

واکنش ۵:

$$9CaFeSi_2O_6 + 2O_2 = 3Ca_3FeSi_3O_{12} + 9SiO_2 + Fe_3O_4$$

به نظر می‌رسد که این واکنش در شرایط اکسایش، $XCO_2=0.1$ و فشار ۵۰۰ Bar در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H تشکیل می‌شود (Einaudi and Burt, 1982).

بررسی‌های تجربی راسل و همکاران (Russel et al (1999) نشان‌دهنده است که اکسیژن در ساختار کلینوپیروکسن $(CaFeSi_2O_6)$ نقش تامپون را ایفا کرده است و می‌تواند طبق واکنش ۵ در پیدایش گارنت آندرادیت در سنگ‌های دگرگونی متاسوماتیک مؤثر باشد. ترکیب آندرادیت اشاره به شرایط اکسایش و ترکیب گروسولار اشاره به شرایط احیاء دارد (Mirnejad et al., 2018; Tian et al., 2019). با توجه به میزان آندرادیت (۴۲ تا ۸۷ درصد) در گارنت‌های مورد بررسی به نظر می‌رسد که در مونزودیوریت‌های مورد بررسی، ابتدا آندرادیت در شرایط اکسایش گسترش یافته است و با تغییر ترکیب

(Harangi et al., 2001; Nouri et al., 2022; Ruan et al., 2022). گارنت موجود در اسکارن‌ها معمولاً دارای منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته است و می‌تواند فرایندهای واکنش سیال-سنگ را ثبت کند و راه‌گشایی برای تعیین شرایط فیزیکی-شیمیایی از جمله فوگاسیته اکسیژن و ترکیب شیمیایی سیالات گرمایی است (Park et al., 2017; Zhang et al., 2017).

اسکارن واکنشی (اندواسکارن) در اثر نفوذ یون‌های Ca و Mg به درون توده نفوذی و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته شکل‌دار ایجاد می‌شود. بر اساس شواهد صحرایی توده نفوذی گدارسیاه در رسوبات آهکی پالئوزوئیک نفوذ کرده و آنها را قطع کرده است (Berra et al., 2017; Jamshidzaea, 2021). تمام شواهد زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاری گارنت‌های موجود در مونزودیوریت‌های جنوب گدارسیاه شامل حضور گارنت‌های شکل‌دار درشت با مرزهای واضح نسبت به کانی‌های مجاور، وجود ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه و کلینوپیروکسن‌های آذرین در این کانی و وجود منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته در گارنت‌های مورد بررسی، همچنین حضور کانی‌های میکا از نوع فلوگوپیت که در شرایط دگرگونی تشکیل شده است و علاوه بر آن، دگرسانی پلاژیو کلازها به اسکاپولیت نشان‌دهنده تأثیر سیالات متاسوماتیسم حاصل از نفوذ توده مونزودیوریتی گدارسیاه در رسوبات آهکی (دولومیتی) کربونیفر مجاور است. بنابراین، به نظر می‌رسد که به دلیل نفوذ توده مونزودیوریتی مورد بررسی در رسوبات آهکی پالئوزوئیک، اندواسکارن یا اسکارن واکنشی تشکیل شده است که در بررسی‌های میکروسکوپی به خوبی قابل تشخیص است. زون اندواسکارن با گسترش گارنت‌های خودشکل در زمینه توده نفوذی در مجاورت بخش کربناتی نمود دارد که به صورت میکروسکوپی قابل مشاهده است.

نتیجه‌گیری

۱) در نتیجه همبری زبانه‌های منشأگرفته از توده نفوذی مونزودیوریت گدارسیاه با سن ائوسن زیرین با واحد رسوبی

هم‌مرکز یا دوار در گارنت‌ها مشاهده می‌شوند، نشان‌دهنده رشد هم‌زمان این کانی‌ها با بلورهای گارنت است که در امتداد نقص شبکه گارنت طی رخداد دگرگونی به دام افتاده‌اند. همچنین وجود ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه از جمله پیروکسن‌ها در گارنت نشان می‌دهد که در حین رشد این کانی، کانی‌های موجود، تحت تأثیر افزایش سریع حرارت و یا تغییر شرایط حاکم بر محیط، واکنش داده و گارنت‌ها را تشکیل داده‌اند. این تغییر شرایط و افزایش دما می‌تواند در ارتباط با جای‌گیری توده‌های نفوذی باشد (Andersen, 1984; Schmetzer et al., 2017).

در بررسی‌های سنگ‌نگاری، گارنت‌های مورد بررسی به صورت بلورهای شکل‌دار و درشت با ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه و کلینوپیروکسن‌های آذرین هستند (شکل ۶) که می‌تواند منشأ زینوکریستی این گارنت‌ها را نقض کند (Roedder, 1979; Dahlquist et al., 2007). بررسی شیمی ادخال‌های کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع آذرین هستند و از لحاظ ترکیب شیمیایی میزان MgO بالاتر و میزان FeO، Al_2O_3 و Al_2O_3 پایین‌تری را نسبت به پیروکسن‌های واکنشی پیرامون فلوگوپیت‌ها نشان می‌دهند. بر اساس نتایج آنالیز ریزپردازشی نمونه‌های مورد بررسی، ترکیب شیمی کلینوپیروکسن‌های زمینه و ادخال‌های داخل گارنت نسبتاً یکسان و از نوع آذرین است؛ در حالی که ترکیب شیمی کلینوپیروکسن‌های حاشیه‌ای واکنشی، متفاوت و از نوع دگرگونی هستند. بررسی روابط بافتی ادخال‌های کلینوپیروکسن در داخل گارنت‌های مورد بررسی و الگوی دوار پراکندگی کانی‌های زمینه در داخل این گارنت‌ها نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های آذرین موجود به دلیل نفوذ توده مونزودیوریتی در رسوبات کربناته طی فرایند متاسوماتیسم و واکنش با سیالات متاسوماتیسم توسط گارنت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند.

توزیع عناصر اصلی در گارنت می‌تواند تعیین‌کننده منشأ آن باشد. گارنت‌هایی با ترکیب آندرادایت-گروسولار معمولاً در اسکارن‌ها و سنگ‌های دگرگونی متاسوماتیک تشکیل می‌شوند

۳) روابط بافتی و هم‌یافتی گارنت-کلینوپیروکسن در این نمونه‌ها، وجود اسکاپولیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها و فلوگوپیت‌هایی با منشأ دگرگونی، نشان‌دهنده تشکیل گارنت‌ها در شرایط دگرگونی متاسوماتیسم است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان و دانشگاه پیام نور تشکر می‌نمایند.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

آهکی دولومیتی کربونفر، به طور محلی اندواسکارن طی فرایند متاسوماتیسم داخل توده مونزودیوریتی تشکیل شده است که در نمونه‌های دستی و در مقیاس میکروسکوپی به وضوح قابل مشاهده بوده و شامل گارنت، فلوگوپیت، اسکاپولیت و کلینوپیروکسن است.

۲) حضور کانی گارنت به صورت بلورهای درشت با منطقه‌بندی شیمیایی نوسانی ناپیوسته نشان‌دهنده این است که این گارنت‌ها در شرایط عدم تعادل همراه با تغییر در شرایط اکسایش محیط تشکیل شده‌اند.

References

- Ague, J.J. and Carlson, W.D., 2013. Metamorphism as garnet sees it: the kinetics of nucleation and growth, equilibration, and diffusional relaxation. *Elements*, 9(6): 439–445.
<https://doi.org/10.2113/gselements.9.6.439>
- Ahangari, M., 2018. Origin of tourmaline and garnet in west Qushchi mylonite granite (NW Iran); constrains on petrogenesis of parental rock. *Iran: Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 25(4): 697–710. (in Persian)
<https://doi.org/10.29252/ijcm.25.4.697>
- Aistov, L., Melanikov, B., Krivyokin, B., Morozov, L. and Kiristaev, V., 1984. *Geology of Khur Area (Central Iran)*. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 20, 131 pp.
- Andersen, T.B., 1984. Inclusion patterns in zoned garnets from Magerøy, north Norway. *Mineralogical Magazine*, 48(346): 21–26.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1984.048.346.03>
- Ayati, F., 2017. Mineralogy and origin of iron rich garnetites in Choogan Area-North of Meimeh. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 27(105): 3–12.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2017.54125>
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implication. *Tectonophysics*, 451(1–4): 123–155.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>
- Baxter, E.F., Caddick, M.J. and Ague, J.J., 2013. Garnet: Common mineral, uncommonly useful. *Elements*, 9(6): 415–419.
<https://doi.org/10.2113/gselements.9.6.415>
- Baxter, E.F., Caddick, M.J. and Dragovic, B., 2017. Garnet: A Rock-Forming Mineral Petrochronometer. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 83(1): 469–533.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.15>
- Berra, F., Zanchi, A., Angiolini, L., Vachard, D., Vezzoli, G., Zanchetta, S., Bergomi, M., Javadi, H.R. and Kouhpeyma, M., 2017. The upper Palaeozoic Godar-e-Siah Complex of Jandaq: evidence and significance of a North Palaeotethyan succession in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 138: 272–290.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.006>
- Carlson, W.D., 2002. Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism. *American Mineralogist*, 87(2–3): 185–204.
<https://doi.org/10.2138/am-2002-2-301>
- Carlson, W.D., 2006. Rates of Fe, Mg, Mn, and Ca diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 91(1): 1–11.
<https://doi.org/10.2138/am.2006.2043>
- Carswell, D.A., 1975. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths. *Physics and Chemistry of the Earth*, pp. 417–429.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-018017-5.50034-1>
- Chakhmouradian, A.R. and McCammon, C.A., 2005. Schorlomite: a discussion of the crystal chemistry, formula and inter-species boundaries. *Phys. Chem*, 32: 277–289.
<https://doi.org/10.1007/s00269-005-0466-7>
- Chavideh, M., Tabatabaei Manesh, M. and Makizadeh, M., 2018. Petrology of skarns in the north and the southwest of Qazan (South Qamsar) with emphasis on the mineral chemistry of garnet and pyroxene. *Petrological Journal*, 9(1): 111–132.
<https://doi.org/10.22108/ijp.2017.100423.0>
- Chen, N.S., Sun, M., You, Z.D. and Malpas, J., 1998. Well-preserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(2): 213–222.
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00074.x>
- Ciboanu, C.L. and Cook, N.J., 2004. Skarn texture and a case study: The ocna de Fier- Dogncea ore field, Banat, Romania. *Ore Geology Reviews*, 24(3–4): 315–370.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2003.04.002>
- Clarke, D.B., 2007. Assimilation of xenocrysts in granitic magmas: principles, processes, proxies, and problems. *The Canadian Mineralogist*, 45(1): 5–30.
<https://doi.org/10.2113/gscanmin.45.1.5>
- D'Antonio, M. and Kristensen, M.B., 2005. Hydrothermal alteration of oceanic crust in the West Philippine Sea Basin (Ocean Drilling Program Leg 195, Site 1201): inferences from a mineral chemistry investigation. *Mineralogy and Petrology*, 83: 87–112.
<https://doi.org/10.1007/s00710-004-0060-6>
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., Saavedra, J. and Fanning, C.M., 2007. Magmatic evolution of the Peñón

- Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95(3–4): 177–207. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.010>
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals, 2nd edition. Longman Scientific and Technical, New York, 699 pp.
- Delaney, J.S., Smith, J.V., Carswell, D.A. and Dawson, J.B., 1980. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths—II. Primary and secondary-textured micas 140 from peridotite xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(6): 857–872. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90266-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90266-5)
- Deng, X.D., Li, J.W., Luo, T. and Wang, H.Q., 2017. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U–Pb geochronometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(71): 1–11. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1389-2>
- Dingwell, D.B. and Brearley, M., 1985. Mineral chemistry of igneous melanite garnets from analcite-bearing volcanic rocks, Alberta, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90: 29–35. <https://doi.org/10.1007/BF00373038>
- Dziggel, A., Wulff, K., Kolb, J., Meyer, F.M. and Lahaye, Y., 2009. Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: Evidence from the Navachab gold deposit, Namibia. *Journal of Chemical Geology*, 262 (3–4): 262–276. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.027>
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction; Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology*, 77(4): 745–754. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.745>
- Finlay, C.A. and Kerr, A., 1979. Garnet growth in a metapelite from the Moinian rocks of northern Sutherland, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71(2): 185–191. <https://doi.org/10.1007/BF00375435>
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of the tri octahedral micas. United States Geological Survey Professional Paper, 354(1): 11–49. <https://doi.org/10.3133/pp354B>
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L.D. and Moretti, R., 2008. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(1): 185–205. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.09.033>
- George, F.R., Gaidies, F. and Boucher, B., 2018. Population-wide garnet growth zoning revealed by LA-ICP-MS mapping: implications for trace element equilibration and syn-kinematic deformation during crystallisation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(74): 1–22. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1503-0>
- Green, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 429–438. <https://doi.org/10.1017/S0263593300008105>
- Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I. O., Galuskin, E.V. and Hålenius, U., 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, 98(4): 785–811. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4201>
- Gwalani, L.G., Rock, N.M.S., Ramaswamy, R., Griffin, B.J. and Mulai, B.P., 2000. Complexly zoned Ti-rich melanite–schorlomite garnets from Ambadungar carbonatite-alkalic complex, Deccan Igneous Province, Gujarat State, western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(2): 163–176. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00053-X](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00053-X)
- Hajjialioghli, R. and Moazzen, M., 2009. Heterogeneous garnets in the alkaline feldspathoid-bearing rocks from the Kaleybar pluton, northern Azerbaijan (NW Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17(2): 203–212. (in Persian) Retrieved February 10, 2024 from <http://ijcm.ir/article-1-581-.pdf>
- Harangi, S.Z., Downes, H., Kósa, L., Szabo, C.S., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D. and 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(10): 1813–1843. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- Huggins, F.E., Virgo, D. and Huckenholz, H.G., 1977. Titanium-containing silicate garnet; I, The distribution of Al, Fe (super ³⁺), and Ti (super ⁴⁺) between octahedral and tetrahedral sites. *American Mineralogist*, 62(5–6): 475–490. Retrieved February 10, 2024 from

- <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/62/5-6/475/104579/Titanium-containing-silicate-garnet-I-The>
- Hwang, S.L., Shen, P., Yui, T.F. and Chu, H.T., 2003. On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(8): 761–769. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00477.x>
- Jamshidzaei, A., 2021. Petrology of felsic stock and intermediate Dikes of Eocene from Godar-e-Siah area (SW of Jandaq, Isfahan province). Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 176 pp.
- Jamshidzaei, A. and Torabi., 2018. Petrology of porphyritic quartz monzodiorite stock and Eocene Dikes with adakitic nature from SW of Jandaq (NE of Isfahan province); Evidence of oceanic crust subduction around the Central-East Iranian Microcontinent. *Journal of Economic Geology* 10(2): 355–379. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.63996>
- Jamshidzaei, A., Torabi, G., Morishita, T. and Tamura, A., 2021. Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145: 101844. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101844>
- Jamtveit, B. and Wogelius, R.A., 1993. Fraser, D.G. Zonation Patterns of Skarn Garnets—Records of Hydrothermal System Evolution. *Geology*, 21(2): 113–116. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0113:ZPOSGR%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0113:ZPOSGR%3E2.3.CO;2)
- Kantak, D.J. and Corey, M., 1988. Metasomatic origin of spessartine-rich garnet in the soth mountain batholiths, nova Scotia. *The Canadian Mineralogist*, 26(2): 318–334. Retrieved February 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/26/2/315/12012/Metasomatic-origin-of-spessartine-rich-garnet-in?redirectedFrom=fulltext>
- Kawabata, H. and Takafuji, N., 2005. Origin of garnet crystals in calc-alkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. *Mineralogical Magazine*, 69(6): 951–971. <https://doi.org/10.1180/0026461056960301>
- Konrad-Schmolke, M., O'Brien, P.J., de Capitani, C. and Carswell, D.A., 2008. Garnet growth at high- and ultra-high pressure conditions and the effect of element fractionation on mineral modes and composition. *Lithos*, 103(3–4): 309–332. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.10.007>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.03.004>
- Lackey, J.S., Romero, G.A., Bouvier, A.S. and Valley, J.W., 2012. Dynamic growth of garnet in granitic magmas. *Geology*, 40(2): 171–174. <https://doi.org/10.1130/G32349.1>
- Lang, J.R., Lueck, B., Mortensen, J.K., Kelly Russell, J., Stanley, C.R. and Thompson, J.F., 1995. Triassic-Jurassic silica-undersaturated and silica-saturated alkalic intrusions in the Cordillera of British Columbia: Implications for arc magmatism. *Geology*, 23(5): 451–454. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023%3C0451:TJSUAS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023%3C0451:TJSUAS%3E2.3.CO;2)
- Lentz, D.R., 1998. Mineralized intrusion-related skarn systems. In: D.R. Lentz (Editor). *Mineralogical Association of Canada*, Ottawa, pp. 630-650. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.3.05>
- Locock, A., 2008. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet end-member componets, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Computers and Geosciences*, 34(12): 1769–1780. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.12.013>
- London, D., 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, 184–187: 74–104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.025>
- L'Heureux, I. and Fowler, A.D., 1994. A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase. *American Mineralogist*, 79(9–10): 885–891. Retrieved February 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/79/9-10/885/42921/A-nonlinear-dynamical-model-of-oscillatory-zoning>
- MacQueen, J.A. and Powell, D., 1977. Relationships between deformation and garnet growth in Moine (Precambrian) rocks of western Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 88(2):

- 235–240. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88%3C235:RBDAGG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88%3C235:RBDAGG%3E2.0.CO;2)
- Middlemost, E.A., 1989. Iron Oxidation Ratios, Norms and the Classification of Volcanic Rocks. *Chemical Geology*, 77(1): 19–26. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- Mirnejad, H., Hasannejad, M., Miller, N., Hassanzadeh, J., Bocchio, R. and Modabberi, S., 2018. Origin and Evolution of Oscillatory Zoned Garnet from Kasva Skarn, Northeast Tafresh, Iran. *The Canadian Mineralogist*, 56(1): 15–37. <https://doi.org/10.3749/canmin.1700039>
- Moeinzadeh, S.H., Rahimisadegh, H. and Moazzen, M., 2019. The Study of amphibolites in Bahram Gor area (northwest of Gol-e Gohar mine in Sirjan), with emphasis on mineral paragenesis and whole rock chemical data. *Petrological Journal*, 9(4): 49–66. <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.106236.1052>
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5): 198–221. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Nachit, H., 1986. Contribution a L'etude analytique et experimental des biotites des granitoids Applications typologiques. Ph.D. Thesis, Université de Bretagne occidentale, Brest, France, 181 pp.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nouri, F., Stern, R.J. and Azizi, H., 2022. A review of garnet deposits in western and southern Iran. *International Geology Review*, 64(1): 17–44. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1838335>
- Olimpio, J.C. and Anderson, D.E., 1978. The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnets, South Morar, Scotland. *American Mineralogist*, 63(7–8): 677–689. Retrieved February 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/63/7-8/677/40936/The-relationship-between-chemical-and-textural>
- Park, C., Song, Y., Kang, I.M., Shim, J., Chung, D. and Park, C.S., 2017. Metasomatic changes during periodic fluid flux recorded in grandite garnet from the Weondong W-skarn deposit, South Korea. *Chemical Geology*, 451: 135–153. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.01.011>
- Patranabis-Deb, S., Schieber, J. and Basu, A., 2009. Almandine garnet phenocrysts in a~ 1 Ga rhyolitic tuff from central India. *Geological Magazine*, 146(1): 133–143. <https://doi.org/10.1017/S0016756808005293>
- Peng, H.J., Zhang, C.Q., Mao, J.W., Santosh, M., Zhou, Y.M. and Hou, L., 2015. Garnets in porphyry–skarn systems: A LA–ICP–MS, fluid inclusion, and stable isotope study of garnets from the Hongniu–Hongshan copper deposit, Zhongdian area, NW Yunnan Province, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 103: 229–251. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.10.020>
- Ramasamy, R., 1986. Titanium-bearing garnets from alkaline rocks of carbonatite complex of Tiruppattur, Tamil Nadu. *Current Science*, 55(20): 1026–1029. Retrieved February 10, 2024 from <https://www.jstor.org/stable/24090977?type=AccessWorkflow=login>
- Ranjbar, S., Tabatabaei Manesh, S.M., Mackizadeh, M.A., Tabatabaei, S.H. and Parfenova, O.V., 2016. Geochemistry of major and rare earth elements in garnet of the Kal-e Kafi skarn, Anarak Area, Central Iran: Constraints on processes in a hydrothermal system. *Geochemistry International*, 54: 423–438. <https://doi.org/10.1134/S0016702916050098>
- Roedder, E., 1979. Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie*, 102(5–6): 487–510. Retrieved February 10, 2024 from https://www.persee.fr/doc/bulmi_0180-9210_1979_act_102_5_7299
- Rong, W., Zhang, S.B., Zheng, Y.F. and Gao, P., 2018. Mixing of felsic magmas in granite petrogenesis: geochemical records of zircon and garnet in peraluminous granitoids from South China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4): 2738–2769. <https://doi.org/10.1002/2017JB014022>
- Ruan, C.T., Yu, X.Y., Su, S.G., Santosh, M. and Qin, L.J., 2022. Anatomy of Garnet from the Nanminghe Skarn Iron Deposit, China: Implications for Ore Genesis. *Minerals*, 12(7): 845. <https://doi.org/10.3390/min12070845>
- Russell, J.K., Dipple, G.M., Lang, J.R., and Lueck, B., 1999. Major-element discrimination of titanium andradite from magmatic and hydrothermal environments; an example from the

- Canadian Cordillera. *Europe Journal of Mineralogy*, 11(6): 919–935.
<https://doi.org/10.1127/ejm/11/6/0919>
- Saha, A., Ray, J., Ganguly, S. and Chatterjee, N., 2011. Occurrence of melanite garnet in syenite and ijolite–melteigite rocks of Samchampi–Samteran alkaline complex, Mikir Hills, Northeastern India. *Current Science*, 101(1): 95–100. Retrieved February 10, 2024 from <https://www.jstor.org/stable/24077869>
- Samadi, R., Miller, N.R., Mirnejad, H., Harris, C., Kawabata, H. and Shirdashtzadeh, N., 2014. 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.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.023>
- Samadi, R., Valizadeh, M.V., Mirnejad, H., Baharifar, A.A. and Sheikh Zakariaee, S.J., 2015. Study of Fe, Mn, Mg and Ca Diffusion Effect on Garnet Growth (Dehnow Area, NW Mashhad, Iran). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24(94): 37–46.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2015.53659>
- Sargazi, M., Torabi, G. and Morishita, T., 2019. Petrological characteristics of the Middle Eocene Toveireh pluton (southwest of the Jandaq, Central Iran): Implications for Eastern branch of Neo-Tethys subduction. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(4): 558–588.
<https://doi.org/10.3906/yer-1807-45>
- Scheibner, B., Wörner, G., Civetta, L., Stosch, H.G., Simon, K. and Kronz, A., 2007. Rare earth element fractionation in magmatic Ca-rich garnets. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 154(3–4): 55–74.
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0179-z>
- Schingaro, E., Lacalamita, M., Mesto, E., Ventruti, G., Pedrazzi, G., Ottolini, L. and Scordari, F., 2016. Crystal chemistry and light elements analysis of Ti-rich garnets. *American Mineralogist*, 101(2): 371–384.
<https://doi.org/10.2138/am-2016-5439>
- Schmetzer, K., Gilg, H.A., Schüssler, U., Panjekar, J., Calligaro, T. and Périn, P., 2017. The Linkage Between Garnets Found in India at the Arikamedu Archaeological Site and Their Source at the Garibpet Deposit. *The Journal of Gemmology*, 35(7): 598–627. Retrieved April 30, 2024 from https://gem-a.com/wp-content/uploads/2023/11/volume35_issue7_2017.pdf
- Schmitt, C., Tokuda, M., Yoshiasa, A., Nishiyama, T., 2019. Titanian andradite in the Nomo rodingite: Chemistry, crystallography, and reaction relations. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 114(3): 111–121.
<https://doi.org/10.2465/jmps.180731>
- Smith, M.P. Henderson, P. Jeffries, T.E.R. Long, J. and Williams, C., 2004. The rare earth elements and uranium in garnets from the Beinn and Dubhaich Aureole, Skye, Scotland, UK; constraints on processes in a dynamic hydrothermal system. *Journal of Petrology*, 45(3): 457–484.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egg087>
- Tabatabaei manesh, S.M., Mahmoodabadi, L. and Mirlohi, A. S., 2013. Geochemistry of the Eocene volcanic rocks in the SW of Jandaq (NE of Isfahan province). *Petrological Journal*, 4(14): 79–92. Retrieved February 10, 2024 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16136.html
- Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Nozaem, R., Calzolari, G., Madanipour, S. and Salvini, F., 2017. The post-Eocene evolution of the Doruneh Fault region (Central 149 Iran): The intraplate response to the reorganization of the Arabia-Eurasia collision zone. *Tectonics*, 36(12): 3038–3064. <https://doi.org/10.1002/2017TC004595>
- Tappe, S., Jenner, G.A., Foley, S.F., Heaman, L., Besserer, D., Kjarsgaard, B.A. and Ryan, B., 2004. Torngat ultramafic lamprophyres and their relation to the North Atlantic Alkaline Province. *Lithos*, 76(1–4): 491–518.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.040>
- Tian, Z.D., Leng, C.B., Zhang, X.C., Zafar, T., Zhang, L.J., Hong, W. and Lai, C.K., 2019. Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 112: 103016.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103016>
- Torabi, G., 2010. Early Oligocene alkaline lamprophyric dikes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19(2): 277–291.
<https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00705.x>
- Tracy, R.J. and Frost, B.R., 1991. Phase equilibria

- and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26(1): 207–289. Retrieved February 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/rimg/article/26/1/207/87305/Phase-equilibria-and-thermobarometry-of-calcareous>
- Tronnes, R.G., Edgar, A.D. and Arima, M., 1985. A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11): 2323–2329. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90232-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90232-7)
- Turbeville, B.N., 1993. Petrology and petrogenesis of the Latera caldera, central Italy. *Journal of Petrology*, 34(1): 77–124. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.1.77>
- Ulrich, T., Kamber, B.S., Jugo, P.J. and Tinkham, D.K., 2009. Imaging element-distribution patterns in minerals by laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA–ICP–MS). *The Canadian Mineralogist*, 47(5): 1001–1012. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.5.1001>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Whitney, D.L., Goergen, E.T., Ketchan, R.A. and Kunze, K., 2008. Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(3): 36–383. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00763.x>
- Yang, P. and Pattison, D., 2006. Genesis of monazite and Y zoning in garnet from the Black Hills, South Dakota. *Lithos*, 88(1–4): 233–253. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.08.012>
- Yardley, B.W.D., Rochelle, C.A., Barnicoat, A.C. and Lioyd, G.E., 1991. Oscillatory zoning in metamorphic minerals, an indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical Magazine*, 55(380): 357–365. <https://doi.org/10.1180/minmag.1991.055.380.06>
- Zhang, J.Y., Li, G., Tian, Y. and Schmitz, F., 2024. Inclusions and Spectral Characterization of Demantoid from Baluchistan, Pakistan. *Crystals*, 14(1): 84. <https://doi.org/10.3390/cryst14010084>
- Zhang, Y., Shao, Y.J., Wu, C.D. and Chen, H.Y., 2017. LA-ICP-MS trace element geochemistry of garnets: Constraints on hydrothermal fluid evolution and genesis of the Xinqiao Cu–S–Fe–Au deposit, eastern China. *Ore Geology Reviews*, 86: 426–439. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.005>