

Mineral chemistry, thermobarometry and tectonomagmatic setting of Late-Cretaceous volcanic rocks from the Kojid area (south of Lahijan, northern Alborz)

Morteza Delavari *, Razieh Moradi and Amir Ali Tabbakh Shabani

Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, University of Kharazmi, Tehran, Iran

Abstract

The volcanic rocks of the Kojid area (south of Lahijan) crop out in northern Alborz. They show mainly pillow structure with numerous crosscutting dykes. Based on lithostratigraphic relationships and interpillow pelagic limestones, the volcanics are Late Cretaceous in age. The volcanics of the Kojid area are predominantly basic in composition (olivine basalt and basalt) and minor more evolved suites such as trachyandesite and dacite. Olivine phenocrysts display forsterite (Fo) content of 63 to 83%. The phenocrystic and interstitial clinopyroxene crystals are augite to diopside in composition, with Na₂O, Al₂O₃ and TiO₂ contents of 0.24-0.68, 2.3-6.53 and 1-5.1 wt.%, respectively. Furthermore, the plagioclase is labradorite (An%= 51-68). The results of various geothermobarometric methods of the clinopyroxene, the plagioclase and the olivine indicate good correlation with each other. Different thermometric calculations yielded temperatures in the range of 1100 to 1250 °C, which are compatible with temperatures of basic melts. Moreover, the clinopyroxene and the plagioclase barometry of the phenocrysts (4 to 8 Kb) and interstitial phases (<5 Kb) correlates with mid- to lower and upper crustal depths, respectively. On the basis of the clinopyroxene chemistry, the composition of the melts is alkaline basalts formed in an intra-plate (intra- continental rift) tectonomagmatic setting. The high volume of Late- Cretaceous volcanics of northern Alborz is probably related to a significant mantle thermal perturbation associated with asthenosphere upwelling and hot spot/plume activity.

Key words: mineral chemistry, thermobarometry, basalt, Cretaceous, Alborz

* delavari@khu.ac.ir

پتـرولوژی، سال نهم، شماره سی و سوم، بهار ۱۳۹۷، صفحه ۱۳۳-۱۶۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۱۲

شیمی کانی، دما فشارسنجی و جایگاه زمین ساختی ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین منطقه کجید (جنوب لاهیجان، البرز شمالی)

مرتضی دلاوری*، راضیه مرادی و امیرعلی طبخ شعبانی
گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید (جنوب لاهیجان) در دامنه شمالی البرز رخنمون دارند. بیشتر این سنگ‌ها ساختار بالشی نشان می‌دهند و با سری دایک‌های قطع‌کننده همراه هستند. برپایه، روابط سنگ‌چینه‌ای و سنگ‌آهک‌های پلاژیک میان‌بالشی، این سنگ‌های آتشفشانی به سن کرتاسه پسین هستند. بیشتر سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید ترکیب بازیک دارند (الیون‌بازالت و بازالت) و شمار کمی از آنها نیز در ترم‌های جدایش‌یافته‌تر (مانند: تراکی‌اندزیت و داسیت) جای می‌گیرند. مقدار فورستريت (Fo) در فنوکریست‌های الیون از ۶۳ تا ۸۳ درصد مولی است. بلورهای کلینوپیروکسن به صورت فنوکریست و نیز در زمینه سنگ هستند و ترکیب اوژیت تا دیوپسید دارند. مقدار Na_2O ، Al_2O_3 و TiO_2 در آنها به ترتیب ۰/۲۴ تا ۰/۶۸، ۲/۳ تا ۶/۵۳ و ۱ تا ۵/۱ درصد وزنی است. افزون‌بر این، ترکیب کلی پلاژیوکلازها، لابرادوریت ($\text{An} = ۵۱-۶۸$ درصد مولی) است. داده‌های به‌دست‌آمده از کاربرد روش‌های دما فشارسنجی گوناگون برای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیون با یکدیگر همخوانی خوبی نشان می‌دهند. بررسی‌های دماسنجی گوناگون بازه دمایی نزدیک به ۱۱۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند و با دمای مذابی بازیک همخوانی دارند. افزون‌بر این، فشارسنجی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز برای فنوکریست‌ها (۴ تا ۸ کیلو بار) و بلورهای زمینه سنگ (کمتر از ۵ کیلو بار) نیز به ترتیب با ژرفای پوسته میانی- زیرین و پوسته بالایی همخوانی دارد. برپایه شیمی کلینوپیروکسن، مذاب‌ها ترکیب بازالت آلکانال داشته و در پهنه ماگمایی- زمین ساختی درون صفحه‌ای (کافت درون قاره‌ای) پدیدآمده‌اند. حجم بزرگی از فوران‌های بازالتی کرتاسه پسین در البرز شمالی چه بسا با آنومالی چشمگیر دمایی در گوشته همراه با بالا آمدن سست کره و فعالیت نقطه داغ/ پلوم گوشته‌ای در ارتباط بوده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، دما فشارسنجی، بازالت، کرتاسه، البرز

* delavari@khu.ac.ir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مقدمه

زمین‌ساختی است که در پی جابجایی صفحه عربی به سوی شمال و در پایان بسته شدن نئوتتیس در پایان سنوزویک روی داده‌اند (Allen *et al.*, 2003).

در کل، از دیدگاه سنگ‌شناختی، واحدهای گوناگون رسوبی و آذرین در البرز، در دوران‌های گوناگون از پرکامبرین تا سنوزویک و کواترنری رخنمون دارند. برپایه بررسی رخساره‌های سنگی، هفت واحد زمین‌ساختی - چینه‌شناختی در سیستم کوهزایی البرز از پرکامبرین تا سنوزویک شناخته شده‌اند (Alavi, 1996). توالی‌های پلاتفرمی برقراره‌ای پرکامبرین بالایی تا اردویسین زیرین، سنگ‌های ماگمایی اردویسین میانی تا دونین و توالی‌های فلات قاره‌ای دونین تا تریاس میانی از کهن‌ترین این سنگ‌ها هستند. در ادامه توالی‌های آواری پیش بوم تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین، توالی‌های ناپیوسته برقراره‌ای - فلات قاره‌ای ژوراسیک میانی تا کرتاسه بالایی، مجموعه سنگ‌های پهنه ماگمایی کرتاسه بالایی و سنوزویک و در پایان آواری‌های هم‌زمان با کوهزایی سنوزویک دیده می‌شوند. در این پژوهش، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین منطقه کجید (جنوب لاهیجان) بررسی شده‌اند. فرایندهای آتشفشانی در البرز، در پالئوزویک و آغاز مزوزویک چندان گستردگی نداشته‌اند؛ اگرچه در کرتاسه، فوران‌های آتشفشانی زیردریایی مهمی در بخش‌های شمالی البرز رخ داده‌اند (Stöcklin, 1974). چنین فوران‌هایی در البرز باختری و منطقه تالش نیز با گستردگی چشمگیر دیده می‌شوند (Clark *et al.*, 1977)؛ اگرچه در بخش‌های دیگر البرز (مانند: البرز جنوبی و

البرز پهنه کوهزایی دربردارنده مرز جنوبی خزر و بخشی از پهنه کوهزایی آلپ-همالیا بوده و روند ساختاری آن کمابیش خاوری-باختری است (Stöcklin, 1974). پهنه کوهزایی البرز رویدادهای گوناگون زمین‌ساختی و ماگمایی را در خود ثبت کرده است. بیشتر این رویدادها پس از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و در پی برخورد خردقاره‌های سیمین با اوراسیا روی داده‌اند (Şengör, 1992; Alavi, 1996; Zanchi *et al.*, 2006). به گفته دیگر، با پیدایش اقیانوس پالئوتتیس، البرز مرز غیرفعالی در شمال گندوانا بوده که با پیدایش نئوتتیس، همراه با سرزمین‌های سیمین از شمال گندوانا جدا شده و به سوی اوراسیا جابجا شده است (Berberian and King, 1981; Besse *et al.*, 1998; Angiolini *et al.*, 2013; Berra and Angiolini, 2014). بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در تریاس پسین (کوهزایی ائوسیمین) در قاعده نهشته‌های آواری گروه شمشک (تریاس پسین - ژوراسیک)، ناپیوستگی پدید آورده است (Muttoni *et al.*, 2009; Wilmsen *et al.*, 2009; Zanchi *et al.*, 2009). با اینکه بجامانده‌های اقیانوس پالئوتتیس در البرز، رخنمون گسترده‌ای ندارند و تنها اندکی در منطقه مشهد و رشت دیده می‌شوند؛ اما نشانه‌های ارزشمندی برای بررسی و دریافتن سرگذشت زمین‌ساختی البرز هستند (Zanchetta *et al.*, 2013; Rossetti *et al.*, 2017). در حقیقت، بخش بزرگی از دگرریختی‌های ساختاری و پیدایش چهره ریخت‌شناسی کنونی البرز پیامد فرایندهای

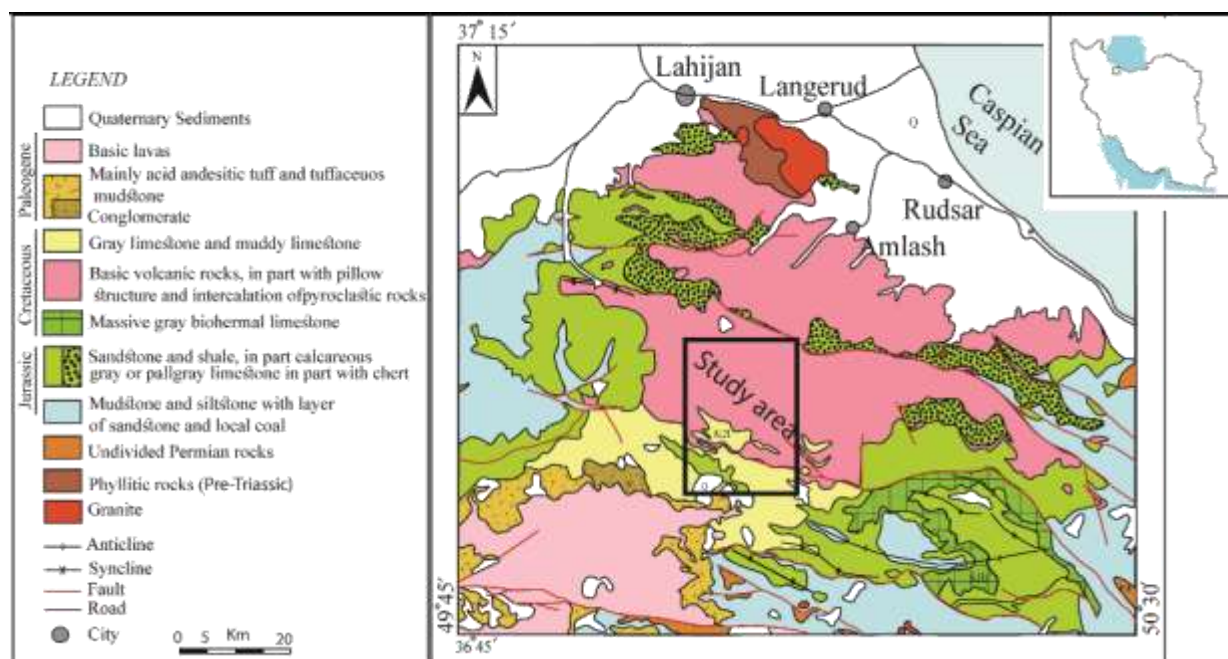
درون صفحه‌ای (همانند بازالت‌های جزیره‌های درون اقیانوسی) دارند. افزون بر این، Haghazar (۲۰۱۲) گابروهای کرتاسه منطقه جواهردشت در خاور گیلان را بررسی کرده و آنها را پیامد ماگماتیسیم درون صفحه‌ای قاره‌ای دانسته است. در بررسی دیگری، Haghazar و همکاران (۲۰۱۵) درباره جایگاه ماگمایی- زمین‌ساختی بازالت‌های بالشی کرتاسه در دامنه شمالی البرز بحث کرده‌اند و از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی آنها را به کافت‌های درون قاره‌ای وابسته دانسته‌اند.

در این پژوهش ویژگی‌های کانی‌شناختی این سنگ‌ها بررسی شده و برپایه آن تا اندازه‌ای به بحث درباره سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی نیز پرداخته شده است. افزون بر این، با بهره‌گیری از داده‌های شیمیایی کانی‌ها و روش‌های دمافشارسنجی گوناگون، به بررسی شرایط تبلور و تعادل کانی‌ها در سیستم ماگمایی پرداخته شده است.

زمین‌شناسی منطقه

محدوده بررسی‌شده میان طول‌های جغرافیایی خاوری ۴۹°۴۵' تا ۵۰°۳۰' و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۶°۴۵' تا ۳۷°۱۵' جای گرفته و بخشی از دامنه شمالی البرز مرکزی است (شکل ۱). از دیدگاه ریخت‌شناسی، این منطقه دربرگیرنده کوه‌های بلندی است که با آبراهه‌های کمابیش ژرف قطع شده است. در منطقه جواهرده- لنگرود، در کل، روند اصلی بلندی‌ها و همچنین، روند ساختاری و راستای گسل‌ها شمال‌باختری- جنوب‌خاوری تا خاوری- باختری است (Annells et al., 1985).

خاوری) و نیز منطقه آذربایجان فوران‌های ژرف دریایی به سن کرتاسه پسین دیده نمی‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید که در بخش جنوب لاهیجان (منطقه جواهرده- لنگرود) رخنمون گسترده‌ای دارند، بخشی از همین ولکانیسم زیردریایی هستند. گسترش این واحد آتشفشانی در سطح رخنمون بیشتر از ۵۰۰ کیلومتر مربع است. سنگ‌های آتشفشانی یادشده بیشتر ترکیب بازیک دارند؛ اما بررسی‌های چندانی روی آنها انجام نشده است. افزون بر این، گوناگونی دیدگاه‌ها در بررسی‌های پیشین درباره پیدایش و جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها، اهمیت بررسی آنها را آشکارتر می‌کند. در برخی بررسی‌های گذشته، سنگ‌های ماگمایی کرتاسه پسین البرز با رخنمون‌های افیولیتی مرتبط دانسته شده‌اند؛ به گونه‌ای که بازالت‌های آلکالن البرز شمالی بخشی از افیولیت پهنه خزر جنوبی و با سرشت بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی دانسته شده‌اند (Salavati, 2008). در بررسی دیگری، شیمی سنگ‌های مافیک و الترامافیک نفوذی ماگماتیسیم کرتاسه جنوب لاهیجان بررسی شده و آنها بخشی از توالی افیولیت بالای پهنه فرورانش دانسته‌اند (Salavati et al., 2012). در برابر اینها، پژوهش‌های دیگری نیز خاستگاه ماگماتیسیم کرتاسه البرز شمالی را درون صفحه‌ای (کافت قاره‌ای) دانسته‌اند (Zaeimnia et al., 2011; Haghazar et al., 2015; Haghazar, 2012). Zaeimnia و همکاران (۲۰۱۱) سنگ‌زایی سنگ‌های آلکالن جنوب املش در جنوب دریای خزر را بررسی کردند و دریافتند سنگ‌های یادشده از دیدگاه زمین‌شیمیایی، خاستگاه



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده جنوب لاهیجان (برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ قزوین- رشت (Annells et al., 1985)، با رسم دوباره و تغییر)

سازند الیکا) پس از یک وقفه رسوبی روی واحدهای پرمین نهشته شده‌اند و خود این سنگ‌ها با یک وقفه رسوبی (همراه با فعالیت آتشفشانی) با آواری‌های تریاس بالایی- ژوراسیک میانی (سازند شمشک) پوشیده شده‌اند. سپس، واحدهای کربناته- آواری به سن ژوراسیک میانی- کرتاسه زیرین روی سنگ‌های سازند شمشک، جای گرفته‌اند. این سنگ‌ها نیز با سنگ‌های آهکی آپتین- آلبین (سازند تیزکوه) به صورت ناپیوسته و با یک قاعده آواری پوشیده می‌شوند (Stöcklin, 1974; Baharfiruzi et al., 2003). نهشته‌های کرتاسه بالایی بیشتر سنگ‌های آهکی (شکل ۲- A) و مارنی هستند که در کنار آنها حجم بزرگی از سنگ‌های آتشفشانی خودنمایی می‌کند.

موضوع این بررسی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین هستند که گسترش بسیاری در محدوده جنوب لاهیجان دارند و بیشتر به دامنه شمالی البرز اختصاص دارند. محدوده بررسی شده در نزدیکی روستای کجید است. سنگ‌های آتشفشانی یادشده بیشتر به صورت

تراکم پوشش جنگلی در عرض‌های شمالی‌تر بسیار است؛ اما با افزایش بلندا از تراکم آنها کاسته می‌شود و از این رو، برونزدهای خوبی برای بررسی‌های زمین‌شناسی دارند. در منطقه جواهرده- لنگرود، واحدهای پالئوزویک زیرین و کهن‌تر رخنمون فراوانی ندارند (Baharfiruzi et al., 2003; Rahmati Iikhchi and Mosavi, 2004) و تنها رخنمون‌های کمی از سازند باروت و لالون دیده می‌شوند. در مقابل، واحدهای پالئوزویک بالایی (مانند: سازند مبارک به سن کربونیفر زیرین، سازندهای درود، روته و نسن به سن پرمین) رخنمون چشمگیری دارند؛ به‌ویژه سازند روته (سنگ آهک‌های خاکستری تیره تا روشن متوسط تا ضخیم‌لایه پرمین میانی) که بیشترین برونزد را نشان می‌دهد (Baharfiruzi et al., 2003). گذشته از واحدهای یادشده، بخش بزرگی از واحدهای سنگ‌شناسی منطقه در بردارنده واحدهای تریاس، ژوراسیک، کرتاسه و همچنین، ائوسن هستند (Annells et al., 1985). سنگ‌های کربناتی- دولومیتی تریاس زیرین تا میانی

گرفته‌اند (شکل ۲-۲ D). برپایه چینه‌شناسی و دارابودن فسیل‌های شناخته‌شده، سن این سنگ‌های آهکی کرتاسه پسین و پیش از ماستریشتین است. افزون‌بر این، سنگ‌آهک‌های پلاژیک کرم‌رنگ که لابلائی گدازه‌های بالشی (اینترپیلو) جای گرفته‌اند، در سن‌سنجی ولکانیسم بازالتی منطقه کجید (جنوب لاهیجان) و درک بهتر محیط رسوبی آنها به کار گرفته شدند و سن کرتاسه پسین را برای این سنگ‌ها نشان دادند. از دیدگاه ویژگی‌های رخساره‌های رسوبی نیز روشن شد که فوران گدازه‌ها در پهنه‌ای دریایی و کمابیش ژرف رخ داده است.

روانه‌های بالشی بازالتی (پیلولاوا) رخنمون دارند (شکل ۲-۲ B) و گاه بسیار دگرسان شده‌اند. افزون‌بر این، در برخی بخش‌ها، همراه با این سنگ‌ها، واحدهای ولکانوکلاستیک نیز دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، بازالت‌ها با دایک‌های فراوانی قطع می‌شوند که ترکیب بیشتر آنها بازیگ است. گمان می‌رود دایک‌ها راه خروج گدازه و به‌گونه‌ای، تغذیه‌کننده فوران‌های بزرگ گدازه‌ای در این منطقه بوده‌اند (شکل ۲-۲ C). سنگ‌آهک و سنگ‌آهک‌های رسی متوسط تا ضخیم‌لایه با لایه‌بندی منظم، به‌رنگ کرم تا خاکستری و ستبرای چشمگیر، روی سنگ‌های آتشفشانی بازالتی جای



شکل ۲-۲ نمای صحرایی واحدهای سنگ‌شناسی منطقه کجید (جنوب لاهیجان). (A) نمای صخره‌ساز واحدهای آهکی کرتاسه پسین؛ (B) ساخت بالشی در بازالت (پیلولاوا) و رسوب‌های میان بالش‌های بازالت که برای سن‌سنجی سنگ‌های آتشفشانی اهمیت بسیاری دارند؛ (C) دایک قطع‌کننده بازالت‌های بالشی که گاه ستبرای آن به بیشتر از یک متر نیز می‌رسد؛ (D) نمایی نزدیک از همبری نخستین میان سنگ‌های آهکی کرتاسه پسین و واحد بازالتی

روش انجام پژوهش

برای بررسی سنگ نگاری و شیمی کانی‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید، نزدیک به ۸۴ نمونه از سنگ‌های گوناگون آذرین و سنگ‌های رسوبی همراه آنها برداشت شد. سپس، از همه نمونه‌ها، مقطع‌های نازک ساخته شد. مقطع‌های رسوبی (سنگ‌های آهکی) نیز برای بررسی‌های فسیل‌شناسی و سن‌سنجی نسبی سنگ‌های آتشفشانی به کار برده شدند. همچنین، برای بررسی ترکیب شیمی کانی‌ها، شماری از سالم‌ترین نمونه‌ها برای ساخت مقطع صیقلی و بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها برگزیده شدند. کانی‌ها با روش ریزکاو الکترونی (EPMA) و با دستگاه JEOL 8200 Superprobe در دانشگاه کالیفرنیا آمریکا (UCLA) تجزیه نقطه‌ای شدند. تجزیه با پنج طیف‌سنج و در بازه زمانی تابش الکترونی ۱۵ تا ۲۰ ثانیه و شتاب ولتاژ 15 keV انجام شد. همچنین، کالیبراسیون EPMA برپایه کانی‌های استاندارد انجام شد.

سنگ‌نگاری

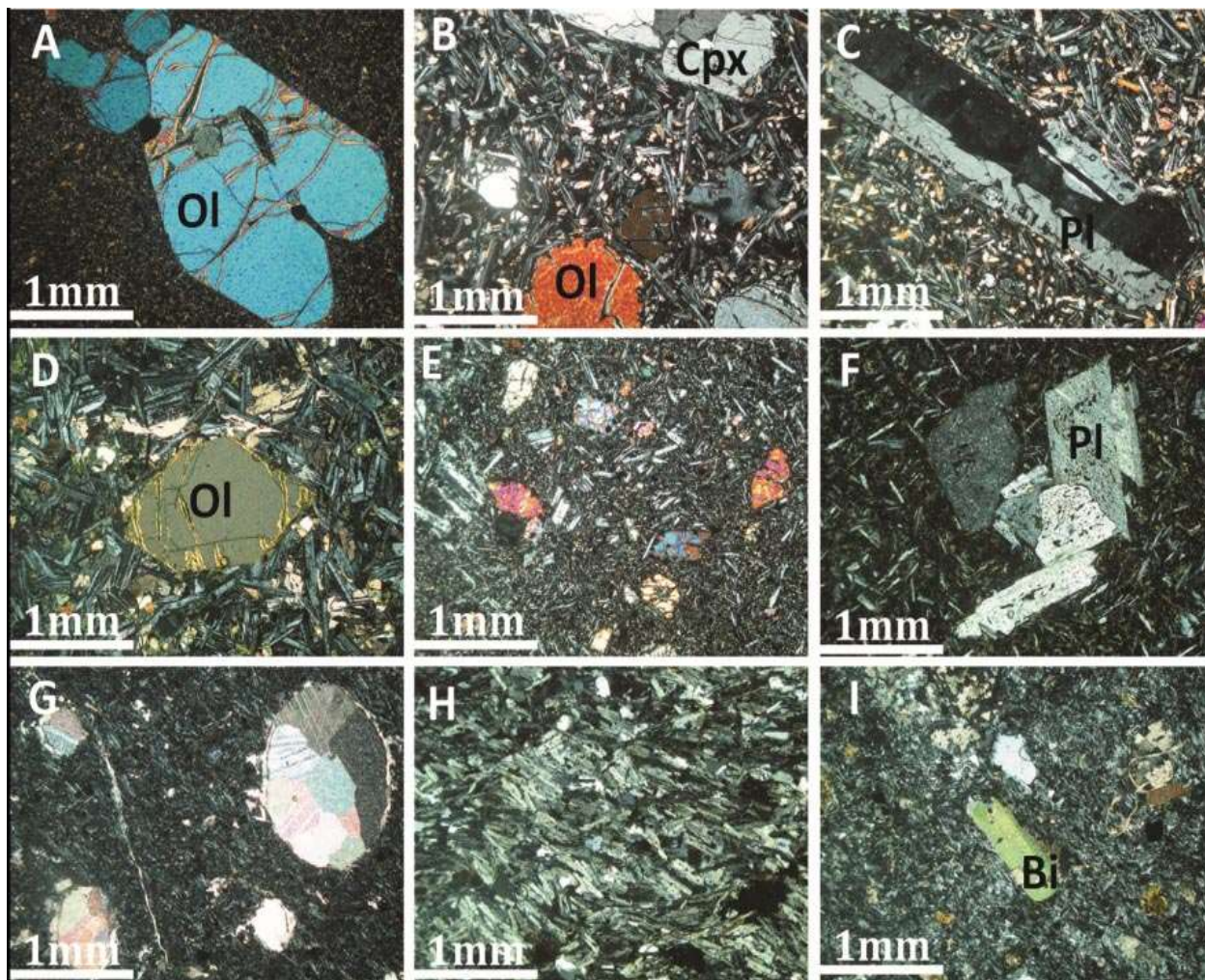
بررسی‌های میکروسکوپی روی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید نشان می‌دهند بیشتر آنها ترکیب بازیک و ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی بسیار گوناگونی دارند. افزون بر گدازه‌ها، گاه اندکی سنگ‌های آذرآواری (پیروکلاستیک) نیز دیده می‌شوند؛ اگرچه، برپایه موضوع این بررسی، تنها سنگ‌های آتشفشانی (ولکانیک‌ها) بررسی شده‌اند و به بررسی سنگ‌های آذرآواری پرداخته نشده است. از دیدگاه ویژگی‌های کانی‌شناختی سنگ‌های آتشفشانی بیشتر در گروه

الیوین‌بازالت، بازالت و شمار کمی از آنها نیز در ترم‌های جدایش‌یافته‌تر (مانند: تراکی‌آندزیت و داسیت) جای می‌گیرند.

الف - الیوین‌بازالت‌ها: این سنگ‌ها بافت‌های گوناگونی (مانند: پورفیری، میکرولیتیک پورفیری، اینترسرتال و افیتیک) دارند (شکل‌های ۳-A تا ۳-E) و در آنها فاز فنوکریستی بیشتر در بردارنده الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. فنوکریست‌های الیوین کمابیش شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و بخش بزرگی از فنوکریست‌های این سنگ‌ها را در برمی‌گیرند (شکل ۳-A). در این سنگ‌ها فنوکریست‌های الیوین در برخی نمونه‌ها کاملاً سالم تا کمابیش سالم هستند و تنها در راستای شکستگی‌ها اندکی سرپانتینی شده‌اند. الیوین نیز گاه کاملاً دگرسان شده و تنها قالب‌هایی از آن برجای مانده که با کانی‌های ثانویه (مانند: سرپانتین، کلریت و ایدنگسیت) جایگزین شده است. در برخی نمونه‌های الیوین‌بازالتی، زمینه سنگ دانه‌ریز و شیشه‌ای است؛ اما در برخی نمونه‌ها، زمینه بافت‌های گوناگونی (مانند: اینترسرتال، افیتیک-ساب افیتیک و اینترگرانولار) دارد (شکل ۳-D) و در آن، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و همچنین، میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن خودنمایی می‌کنند. برپایه بررسی مودال، درصد حجمی فنوکریست‌ها در برابر زمینه متغیر است؛ اما در بیشتر آنها، فراوانی مودال فنوکریست‌ها از ۲۰ درصد حجمی بیشتر نیست. از دیدگاه اندازه، در بیشتر نمونه‌ها، فنوکریست‌های الیوین از ۳ میلیمتر کوچک‌تر هستند. در این سنگ‌ها، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن نیز در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-B). اندازه بیشتر کلینوپیروکسن‌ها کمتر

هستند. در برخی نمونه‌ها، برخلاف الیوین‌ها که بسیار دگرسان شده‌اند، کلینوپیروکسن‌ها کمابیش سالم هستند.

از ۲ تا ۳ میلیمتر است؛ اگرچه گاه تا نزدیک به ۶ میلیمتر نیز می‌رسند. بیشتر کلینوپیروکسن‌ها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و گاه کمابیش شکل‌دار



شکل ۳- ویژگی‌های میکروسکوپی (XPL) سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین البرز شمالی (منطقه کجید، جنوب لاهیجان). (A) فنوکریست شکل‌دار الیوین در نمونه‌های الیوین‌بازالتی در زمینه بسیار دانه‌ریز از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن. گاه همانند این شکل، فنوکریست‌های الیوین، حاشیه گردشده و یا خلیجی نیز نشان می‌دهند؛ (B) فنوکریست‌های الیوین و کلینوپیروکسن در الیوین‌بازالت‌ها. زمینه سنگ بافت اینترسرتال دارد و در آن کلینوپیروکسن به صورت بخشی فضای میان میکروولیت‌های پلاژیوکلاز را پر کرده است؛ (C) فنوکریست پلاژیوکلاز کمابیش شکل‌دار در الیوین‌بازالت‌ها. حاشیه بلور پلاژیوکلاز بافت غربالی نشان می‌دهد. در زمینه سنگ کلینوپیروکسن اینترستیشیال فضای میان میکروولیت‌های پلاژیوکلاز را پر کرده است؛ (D) فنوکریست کمابیش سالم و شکل‌دار الیوین در الیوین‌بازالت‌ها که سرپانتینی شدن تنها در راستای شکستگی‌های کانی روی داده است. زمینه سنگ بافت اینترگرانولار تا ساب-افیتیک نشان می‌دهد؛ (E) بافت میکروولیتی پورفیری در الیوین‌بازالت با فنوکریست‌های الیوین و پلاژیوکلاز؛ (F) حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت غربالی در بازالت‌ها؛ (G) بافت آمیگدالوئیدال در بازالت‌ها که آمیگدال‌ها با کلسیت پر شده‌اند؛ (H) بافت تراکتیتی با فلدسپارهایی که جهت‌یافتگی جریان‌ی نشان می‌دهند. کمتر از ۵ درصد مودال کوارتز نیز در فضای میان فلدسپارها دیده می‌شود؛ (I) فنوکریست‌های بیوتیت در داسیت‌ها

فنوکرست‌های الیوین کمتر دیده می‌شوند. در حقیقت، بیشتر نمونه‌های این گروه سنگ‌ها، الیوین ندارند اگرچه چه‌بسا مقدار کمی الیوین (کمتر از ۱ درصد مودال) در برخی نمونه‌ها یافت شود؛ زیرا سرشت این سنگ‌ها آلکان است. این گروه از سنگ‌ها بافت‌هایی مانند میکروولیتی، میکروولیتیک پورفیری، سری‌ایت و آمیگدالوئیدال نشان می‌دهند. زمینه سنگ نیز بافت‌های گوناگونی (مانند: تراکتیتی، افیتیک-ساب افیتیک و اینترسرتال تا اینترگرانولار) نشان می‌دهد. در سنگ‌هایی که بافت آمیگدالوئیدال نشان می‌دهند، حفره‌ها بیشتر با کلسیت (شکل ۳-G) و گاه سیلیس و زئولیت پر شده‌اند. درصد حجمی بیشتر حفره‌ها کمتر از ۱۰ تا ۱۵ بوده و اندازه بیشتر آنها کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر است. در برخی گروه‌های بازالتی نیز تنها فنوکرست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. در این گروه از سنگ‌ها، فازهای فرومنیزین (کلینوپیروکسن) یا فراوانی چشمگیری ندارند و یا اینکه کاملاً دگرسان شده‌اند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه‌شکل دار هستند و به‌صورت فنوکرست و میکروولیت در زمینه، گاه ۷۰ تا ۸۰ درصد حجم سنگ‌ها را در برمی‌گیرند. اندازه فنوکرست‌های پلاژیوکلاز تا نزدیک به ۱ سانتیمتر نیز می‌رسد. در برخی نمونه‌های بازالتی نیز تنها میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینه سنگ دیده می‌شوند و هیچ فاز فنوکرستی دیگری دیده نمی‌شود. افزون‌بر این، کلسیت بسیاری از فضاهای زمینه این سنگ‌ها را پر کرده است. برخی پرشدگی‌های کلسیت چه‌بسا در قالب فازهای فنوکرستی روی داده‌اند؛ به این معنا که کلسیت در فضاهای مربوط به فنوکرست‌های تجزیه‌شده ته‌نشین شده است. بیشتر پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سینتتیک و در برخی نمونه‌ها، بافت غربالی (شکل ۳-F) و یا اینکه حاشیه گردشده دارند. بافت غربالی پلاژیوکلازها نشان‌دهنده نبود تعادل بلور با مذاب دربرگیرنده هنگام تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی (مانند:

پلاژیوکلاز از دیگر فنوکرست‌های معمول در سنگ‌های الیوین‌بازالتی است. پلاژیوکلاز چه به‌صورت فنوکرست و چه به‌صورت میکروولیت‌های زمینه سنگ در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شوند. فنوکرست‌های پلاژیوکلاز فراوانی مودال متغیری دارند و در بیشتر نمونه‌ها از ۱۰ درصد بیشتر نیستند. در برخی نمونه‌ها، پلاژیوکلاز فراوانی نسبی کمتر از الیوین و کلینوپیروکسن دارد و اندازه آن از ۱ تا ۷ میلی‌متر است (شکل ۳-C). بیشتر پلاژیوکلازها نیز نیمه‌شکل دار هستند و معمولاً ماکل آلبیتی دارند. گهگاه الیوین‌بازالت‌هایی با بافت هیالوپورفیری یافت می‌شوند که در آنها، الیوین تنها فنوکرست با فراوانی نزدیک به ۱۵ درصد مودال و اندازه ۱ تا ۷ میلی‌متر است. کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن-تیتانیم) کانی فرعی فراوان در الیوین‌بازالت‌ها هستند. کانی کدر بیشتر به‌صورت دانه‌های بی‌شکل در زمینه سنگ دیده می‌شود و در حقیقت، پیامد دگرسانی فازهای فرومنیزین (مانند: الیوین و کلینوپیروکسن) است. این کانی نیز گاه به‌صورت میکروفنوکرست‌های (بیشترشان کوچک‌تر از ۰/۵ میلی‌متر هستند) بی‌شکل دیده می‌شود. فراوانی فازهای کدر چندان نیست (کمتر از ۵ درصد مودال)؛ اما در برخی نمونه‌ها تا ۱۵ درصد حجمی زمینه سنگ را فرا می‌گیرند. شدت دگرسانی در نمونه‌ها یکسان نیست؛ به‌گونه‌ای که گاه فازهای فنوکرستی و زمینه سنگ کاملاً سالم هستند و دچار تغییر ثانویه چندان نشده‌اند. در برخی نمونه‌ها نیز کانی‌ها کمابیش دچار دگرسانی شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها نیز گاه دچار دگرسانی کلریتی شده‌اند. در پی دگرسانی پلاژیوکلازها نیز بیشتر سربسیت، کلسیت و گهگاه کلریت پدید می‌آیند.

ب- بازالت‌ها: در این گروه از سنگ‌ها، فنوکرست‌ها بیشتر پلاژیوکلاز (شکل ۳-F) و کلینوپیروکسن هستند و

پورفیری دارند و فنوکریست‌های کمابیش بزرگ (تا ۵ میلیمتر) آلکالی‌فلدسپار در آنها دیده می‌شوند. این فنوکریست‌ها معمولاً دچار دگرسانی شدیدی شده‌اند؛ اما ماکل کارلسباد آنها به خوبی دیده می‌شود. زمینه سنگ نیز بیشتر از فلدسپارهای جهت‌یافته و اندکی کوارتز (نزدیک به ۵ درصد حجمی) ساخته شده است. برخی سنگ‌ها ترکیب اسیدی‌تر دارند (داسیتی) و گهگاه فنوکریست‌های کوارتز خلیجی دارند. بیشتر کانی‌های دیگر نیز دگرسانی شدیدی دارند؛ به‌گونه‌ای که دگرسانی در برخی از این نمونه‌ها به‌صورت کلسیتی‌شدن و سربسیستی‌شدن نمود دارد. در نمونه‌هایی که بسیار دگرسان شده‌اند، نشانه‌های قابل شناسایی از فنوکریست‌ها بجای نمانده است و روشن نیست آیا آنها فنوکریست‌های از خود سنگ بوده‌اند و یا این کانی‌ها زونکریست بوده‌اند. برخی از این سنگ‌های داسیتی درصد چشمگیری بیوتیت (تا ۱۰ درصد حجمی) دارند. بیشتر میکروفنوکریست‌های بیوتیت اندازه کمتر از ۱ میلیمتر دارند. افزون‌بر این، از دیدگاه شکلی نیز بیشتر آنها نیمه‌شکل‌دار و گاه شکل‌دار هستند. بیشتر این کانی‌ها سالم و به‌دور از دگرسانی هستند. لبه‌های بلور این بیوتیت‌ها گاه گردشده است؛ اما مرزهای سوخته ندارند. بیوتیت‌ها نیز همانند میکروولیت‌های فلدسپار در راستای جریان مذاب جهت‌یافتگی پیدا کرده‌اند. دارابودن کانی‌های آبدار (مانند: بیوتیت) نشان‌دهنده شرایط مناسب فیزیکی و شیمیایی (مانند: فشار آب) در سیستم مذاب است (Müntener *et al.*, 2001; Beard *et al.*, 2004; Claeson and Meurer, 2004).

شیمی کانی‌ها

ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ‌های بازالتی منطقه کجید (کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیون) که با روش تجزیه ریزکاو الکترونی (میکروپروب) به‌دست آمده، در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است.

کاهش فشار؛ Nelson and Montana, 1992; Viccaro *et al.*, 2010)، نوسان‌های دما و فشار آب مذاب (Housh and Luhr, 1991) و یا تغییر ترکیب شیمیایی مذاب، اختلاط و امتزاج ماگمایی است (Stamatelopoulos-Seymour *et al.*, 1990; Singer *et al.*, 1995; Tepley *et al.*, 1999, 2000; Ginibre *et al.*, 2002; Renjith, 2014). کلینوپیروکسن‌ها از دیگر فازهای فنوکریستی مهمی هستند که در سنگ‌های بازالتی فراوانی چشمگیری دارند و بیشترشان از دیدگاه اندازه کوچک‌تر از ۵ میلیمتر هستند. بیشتر کلینوپیروکسن‌ها نیمه‌شکل‌دار هستند و درجه‌های متفاوتی از دگرسانی را نشان می‌دهند. در این گروه از سنگ‌ها نیز کانی‌های کدر به‌صورت فازی فرعی و یا کانی ثانویه پدیدآمده از دگرسانی کمابیش دیده می‌شوند.

پ- سنگ‌های تراکی‌آندزیت - داسیت: افزون‌بر

سنگ‌های بازیک که گسترش چشمگیری دارند، سنگ‌های حد واسط تا اسیدی نیز گهگاه دیده می‌شوند. از آنجایی که این سنگ‌ها در برابر بازالت‌ها در افق بالاتری جای گرفته‌اند، گمان می‌رود از دیدگاه سن نسبی جوان‌تر از بازالت‌ها باشند. در تراکی‌آندزیت‌ها، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز درون زمینه کمابیش سالم هستند. این سنگ‌ها بافت تراکیتی (شکل ۳-۱) تا تراکیتی-پورفیری نشان می‌دهند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار (سانیدین) کمابیش سالم و گاه کاملاً دگرسان شده هستند. کلسیت، سربسیست و گهگاه کلریت از تجزیه فلدسپار پدید آمده‌اند. بیشتر فنوکریست‌های فلدسپار اندازه کمتر از ۲ میلیمتر دارند و ماکل‌های آلبیتی و کارلسباد در آنها دیده می‌شود. این فنوکریست‌ها گاه لبه‌های گردشده دارند و در لبه بلورها بافت غربالی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های بیوتیت با اندازه کمتر از ۱ میلیمتر نیز کمابیش در نمونه‌ها دیده می‌شوند (فراوانی مودال کمتر از ۱ درصد حجمی) (شکل ۳-۱). برخی سنگ‌های تراکیتی بافت تراکیتی-

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای کلینوپیکروکسن (برپایه درصد وزنی) در سنگ‌های بازالتی کجید (جنوب لاهیجان)، به همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به دست آمده آنها (برپایه a.p.f.u.) بر پایه ۶ اتم اکسیژن (Wo): ولاستونیت؛

En: انستاتیت؛ Fs: فروسیلیت؛ (Mg#=100*Mg/(Mg + Fe²⁺))

Points No.	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	49.80	49.81	49.89	48.62	48.10	46.28	50.00	49.87	49.15	48.02	50.09
TiO ₂	1.09	0.96	1.10	1.45	1.86	3.10	1.15	1.17	1.49	1.87	1.66
Al ₂ O ₃	2.61	2.43	2.59	5.36	5.03	6.07	3.15	3.18	5.44	5.86	3.50
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.01	0.65	0.67	0.23	0.00	0.00	0.46	0.58	0.72
FeO	10.56	10.59	10.39	6.94	7.10	8.86	10.12	10.42	6.74	7.06	6.96
MnO	0.25	0.30	0.25	0.16	0.11	0.17	0.30	0.23	0.17	0.12	0.13
MgO	14.26	14.40	14.53	15.07	14.28	12.82	14.15	14.23	14.91	14.18	14.50
CaO	19.10	19.03	19.02	20.21	20.79	20.10	19.27	19.07	20.34	20.83	20.99
Na ₂ O	0.36	0.41	0.39	0.38	0.38	0.40	0.44	0.46	0.42	0.40	0.39
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	98.06	97.92	98.19	98.88	98.33	98.02	98.57	98.64	99.12	98.92	98.94
Si	1.894	1.895	1.892	1.811	1.810	1.764	1.889	1.883	1.826	1.794	1.876
Ti	0.031	0.028	0.031	0.041	0.053	0.089	0.033	0.033	0.042	0.053	0.047
Al ^{IV}	0.106	0.105	0.108	0.189	0.190	0.236	0.111	0.117	0.174	0.206	0.124
Al ^{VI}	0.011	0.004	0.007	0.047	0.033	0.037	0.029	0.024	0.064	0.053	0.030
Cr	0.001	0.000	0.000	0.019	0.020	0.007	0.000	0.000	0.013	0.017	0.021
Fe ³⁺	0.058	0.077	0.067	0.069	0.060	0.043	0.049	0.061	0.043	0.059	0.007
Fe ²⁺	0.277	0.260	0.263	0.147	0.164	0.239	0.271	0.268	0.166	0.161	0.210
Mn	0.008	0.010	0.008	0.005	0.004	0.006	0.009	0.007	0.005	0.004	0.004
Mg	0.808	0.816	0.821	0.837	0.801	0.728	0.797	0.801	0.826	0.790	0.809
Ca	0.778	0.776	0.773	0.807	0.838	0.821	0.780	0.772	0.810	0.834	0.842
Na	0.026	0.030	0.029	0.028	0.028	0.030	0.032	0.034	0.030	0.029	0.028
K	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.001	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Wo	40.32	40.02	40.00	43.24	44.91	44.68	40.93	40.42	43.76	45.11	44.96
En	41.87	42.12	42.53	44.89	42.93	39.64	41.80	41.96	44.64	42.74	43.19
Fs	17.81	17.87	17.48	11.87	12.16	15.67	17.26	17.62	11.60	12.14	11.85
Mg#	74.45	75.83	75.77	85.03	83.05	75.28	74.62	74.92	83.26	83.04	79.36

جدول ۱- ادامه

Points No.	31	32	33	34	49	50	51	52	58	59	60
SiO ₂	44.68	46.15	50.28	51.03	43.99	46.07	46.02	46.25	44.70	44.79	44.76
TiO ₂	5.13	3.04	1.37	1.26	4.83	3.38	3.37	3.25	4.45	4.41	4.54
Al ₂ O ₃	5.36	6.40	2.52	2.31	5.82	4.68	5.05	4.64	5.48	5.40	5.55
Cr ₂ O ₃	0.00	0.53	0.25	0.25	0.10	0.00	0.01	0.06	0.14	0.14	0.10
FeO	13.07	8.27	8.28	9.76	12.04	11.75	9.85	9.98	11.57	11.34	11.40
MnO	0.22	0.16	0.19	0.22	0.16	0.23	0.17	0.17	0.18	0.22	0.20
MgO	10.18	12.84	14.42	16.25	10.01	10.55	11.88	12.20	10.56	10.47	10.40
CaO	20.09	20.04	20.64	17.55	20.72	20.99	21.20	20.94	20.83	20.97	20.89
Na ₂ O	0.52	0.37	0.30	0.24	0.56	0.58	0.50	0.49	0.58	0.54	0.58
K ₂ O	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Total	99.27	97.79	98.27	98.90	98.22	98.26	98.06	97.99	98.49	98.29	98.44
Si	1.731	1.762	1.901	1.912	1.716	1.782	1.767	1.779	1.733	1.739	1.735
Ti	0.149	0.087	0.039	0.035	0.142	0.098	0.097	0.094	0.130	0.129	0.132
Al ^{IV}	0.245	0.238	0.099	0.088	0.268	0.213	0.229	0.211	0.250	0.247	0.254
Al ^{VI}	0.000	0.050	0.014	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.016	0.007	0.008	0.003	0.000	0.000	0.002	0.004	0.004	0.003
Fe ³⁺	0.000	0.025	0.022	0.013	0.024	0.060	0.071	0.057	0.030	0.026	0.030
Fe ²⁺	0.423	0.239	0.240	0.293	0.369	0.320	0.246	0.264	0.345	0.343	0.340
Mn	0.007	0.005	0.006	0.007	0.005	0.008	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007
Mg	0.588	0.731	0.813	0.908	0.582	0.608	0.680	0.699	0.610	0.606	0.601
Ca	0.834	0.820	0.836	0.705	0.866	0.870	0.872	0.863	0.865	0.872	0.867
Na	0.039	0.028	0.022	0.017	0.043	0.043	0.037	0.037	0.043	0.041	0.044
K	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Total	4.018	4.000	4.000	4.001	4.017	4.005	4.005	4.011	4.017	4.014	4.012
Wo	45.01	45.05	43.62	36.60	46.91	46.62	46.54	45.69	46.60	47.06	47.04
En	31.74	40.16	42.40	47.15	31.52	32.61	36.29	37.02	32.88	32.68	32.58
Fs	23.25	14.79	13.98	16.25	21.56	20.78	17.17	17.29	20.52	20.26	20.39
Mg#	58.13	75.39	77.20	75.58	61.19	65.50	73.48	72.61	63.88	63.88	63.87

جدول ۱- ادامه

Points No.	62	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
SiO ₂	45.02	46.55	47.58	47.83	46.91	47.39	44.08	44.63	44.49	44.75	47.02	45.50
TiO ₂	4.41	3.32	2.84	2.73	3.08	3.04	4.78	4.65	4.82	4.52	2.80	3.96
Al ₂ O ₃	5.52	5.18	4.05	3.71	4.49	4.50	6.53	5.72	5.90	5.42	4.31	5.66
Cr ₂ O ₃	0.09	0.02	0.00	0.07	0.01	0.02	0.17	0.06	0.06	0.00	0.05	0.12
FeO	11.35	11.95	12.38	12.97	11.39	11.49	11.57	11.80	12.27	12.72	13.78	11.23
MnO	0.13	0.22	0.21	0.26	0.22	0.19	0.22	0.20	0.19	0.21	0.24	0.14
MgO	10.42	10.83	10.51	10.45	11.26	11.31	10.13	9.92	9.64	9.61	9.32	10.40
CaO	20.83	20.68	21.10	20.71	20.95	20.79	20.44	20.68	20.73	21.00	20.86	21.13
Na ₂ O	0.58	0.51	0.51	0.56	0.46	0.49	0.58	0.59	0.59	0.58	0.57	0.68
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
Total	98.37	99.26	99.18	99.29	98.76	99.20	98.50	98.25	98.68	98.81	98.98	98.83
Si	1.742	1.779	1.825	1.836	1.798	1.808	1.704	1.734	1.725	1.739	1.820	1.746
Ti	0.128	0.095	0.082	0.079	0.089	0.087	0.139	0.136	0.140	0.132	0.082	0.114
Al ^{IV}	0.252	0.221	0.175	0.164	0.202	0.192	0.296	0.262	0.270	0.248	0.180	0.254
Al ^{VI}	0.000	0.013	0.008	0.003	0.001	0.010	0.001	0.000	0.000	0.000	0.017	0.002
Cr	0.003	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.005	0.002	0.002	0.000	0.002	0.004
Fe ³⁺	0.036	0.054	0.041	0.043	0.057	0.043	0.055	0.032	0.031	0.028	0.041	0.070
Fe ²⁺	0.331	0.328	0.357	0.373	0.308	0.324	0.318	0.351	0.367	0.385	0.405	0.291
Mn	0.004	0.007	0.007	0.008	0.007	0.006	0.007	0.006	0.006	0.007	0.008	0.005
Mg	0.601	0.617	0.601	0.598	0.644	0.643	0.583	0.574	0.557	0.557	0.538	0.595
Ca	0.864	0.847	0.867	0.851	0.860	0.850	0.847	0.861	0.862	0.874	0.865	0.869
Na	0.043	0.038	0.038	0.042	0.034	0.036	0.044	0.044	0.044	0.044	0.043	0.051
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Total	4.006	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.004	4.005	4.013	4.001	4.000
Wo	47.03	45.70	46.31	45.44	45.86	45.55	46.74	47.17	47.26	47.22	46.60	47.51
En	32.73	33.29	32.10	31.90	34.31	34.48	32.21	31.47	30.56	30.07	28.96	32.54
Fs	20.23	21.01	21.59	22.66	19.84	19.97	21.04	21.36	22.18	22.71	24.45	19.95
Mg#	64.47	65.27	62.76	61.59	67.65	66.52	64.69	62.05	60.30	59.08	57.03	67.18

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای پلاژیوکلاز (بر پایه درصد وزنی) در سنگ‌های بازالتی کجید (جنوب لاهیجان)، به همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به دست آمده آنها (بر پایه a.p.f.u. بر پایه ۸ اتم اکسیژن (Ab): آلپیت؛ An: آنورتیت؛ Or: ارتوکلاز)

Sample No.	KO-4									
Points No.	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52.31	51.81	52.29	51.94	51.75	52.18	53.69	54.02	50.43	51.34
TiO ₂	0.08	0.15	0.12	0.07	0.18	0.13	0.15	0.12	0.16	0.15
Al ₂ O ₃	29.83	29.55	29.62	29.98	29.89	29.75	28.66	28.40	30.71	30.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.54	0.51	0.57	0.59	0.69	0.63	0.53	0.60	0.75	0.61
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.09	0.08	0.08	0.10	0.17	0.13	0.09	0.09	0.18	0.17
CaO	12.18	12.30	12.14	12.55	12.78	12.16	11.06	11.04	13.63	12.86
Na ₂ O	4.29	4.29	4.34	4.20	3.93	4.30	4.89	4.95	3.51	3.85
K ₂ O	0.32	0.31	0.32	0.30	0.28	0.39	0.47	0.41	0.21	0.27
Total	99.64	99.00	99.47	99.73	99.68	99.68	99.53	99.63	99.59	99.45
Si	2.385	2.380	2.389	2.370	2.364	2.381	2.444	2.456	2.313	2.350
Ti	0.003	0.005	0.004	0.002	0.006	0.004	0.005	0.004	0.005	0.005
Al	1.603	1.600	1.595	1.612	1.609	1.600	1.538	1.522	1.660	1.630
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.021	0.020	0.022	0.023	0.026	0.024	0.020	0.023	0.029	0.023
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.006	0.005	0.005	0.007	0.012	0.009	0.006	0.006	0.012	0.012
Ca	0.595	0.605	0.594	0.613	0.626	0.594	0.540	0.538	0.670	0.631
Na	0.379	0.382	0.384	0.372	0.348	0.380	0.432	0.437	0.312	0.342
K	0.018	0.018	0.018	0.018	0.016	0.023	0.027	0.024	0.013	0.016
Total	5.010	5.015	5.011	5.016	5.007	5.016	5.011	5.009	5.014	5.009
Ab	38.21	38.01	38.53	37.07	35.14	38.12	43.22	43.75	31.38	34.60
An	59.94	60.21	59.62	61.17	63.23	59.62	54.04	53.87	67.36	63.81
Or	1.85	1.78	1.85	1.76	1.63	2.26	2.74	2.38	1.26	1.60

جدول ۲- ادامه

Sample No. Points No.	KO-13								
	16	17	18	19	53	54	55	56	57
SiO ₂	52.13	53.24	52.41	54.48	51.47	51.10	51.12	51.85	50.04
TiO ₂	0.17	0.19	0.15	0.21	0.16	0.10	0.13	0.14	0.10
Al ₂ O ₃	30.27	28.92	29.47	27.63	29.59	29.34	29.54	29.10	30.83
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
FeO	0.68	0.68	0.63	0.67	0.51	0.56	0.55	0.58	0.63
MnO	0.03	0.04	0.03	0.00	0.05	0.00	0.02	0.02	0.00
MgO	0.21	0.13	0.13	0.13	0.14	0.15	0.15	0.17	0.13
CaO	12.56	11.58	12.23	10.48	12.36	12.47	12.34	11.94	13.84
Na ₂ O	4.15	4.78	4.50	5.10	4.10	3.94	4.10	4.40	3.37
K ₂ O	0.29	0.41	0.32	0.57	0.43	0.35	0.47	0.42	0.23
Total	100.47	99.95	99.86	99.27	98.78	98.01	98.42	98.61	99.17
Si	2.362	2.420	2.388	2.485	2.371	2.372	2.366	2.392	2.305
Ti	0.006	0.006	0.005	0.007	0.006	0.003	0.005	0.005	0.004
Al	1.616	1.550	1.583	1.485	1.607	1.605	1.611	1.582	1.673
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.026	0.026	0.024	0.026	0.019	0.022	0.021	0.022	0.024
Mn	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000
Mg	0.014	0.008	0.009	0.009	0.009	0.010	0.010	0.012	0.009
Ca	0.609	0.564	0.597	0.512	0.610	0.620	0.612	0.590	0.683
Na	0.364	0.421	0.397	0.451	0.366	0.355	0.368	0.393	0.301
K	0.017	0.023	0.018	0.033	0.025	0.020	0.028	0.025	0.014
Total	5.015	5.021	5.023	5.008	5.015	5.009	5.021	5.022	5.012
Ab	36.78	41.76	39.22	45.29	36.57	35.62	36.52	39.00	30.16
An	61.55	55.92	58.97	51.41	60.93	62.32	60.73	58.52	68.47
Or	1.68	2.33	1.81	3.30	2.50	2.05	2.74	2.47	1.37

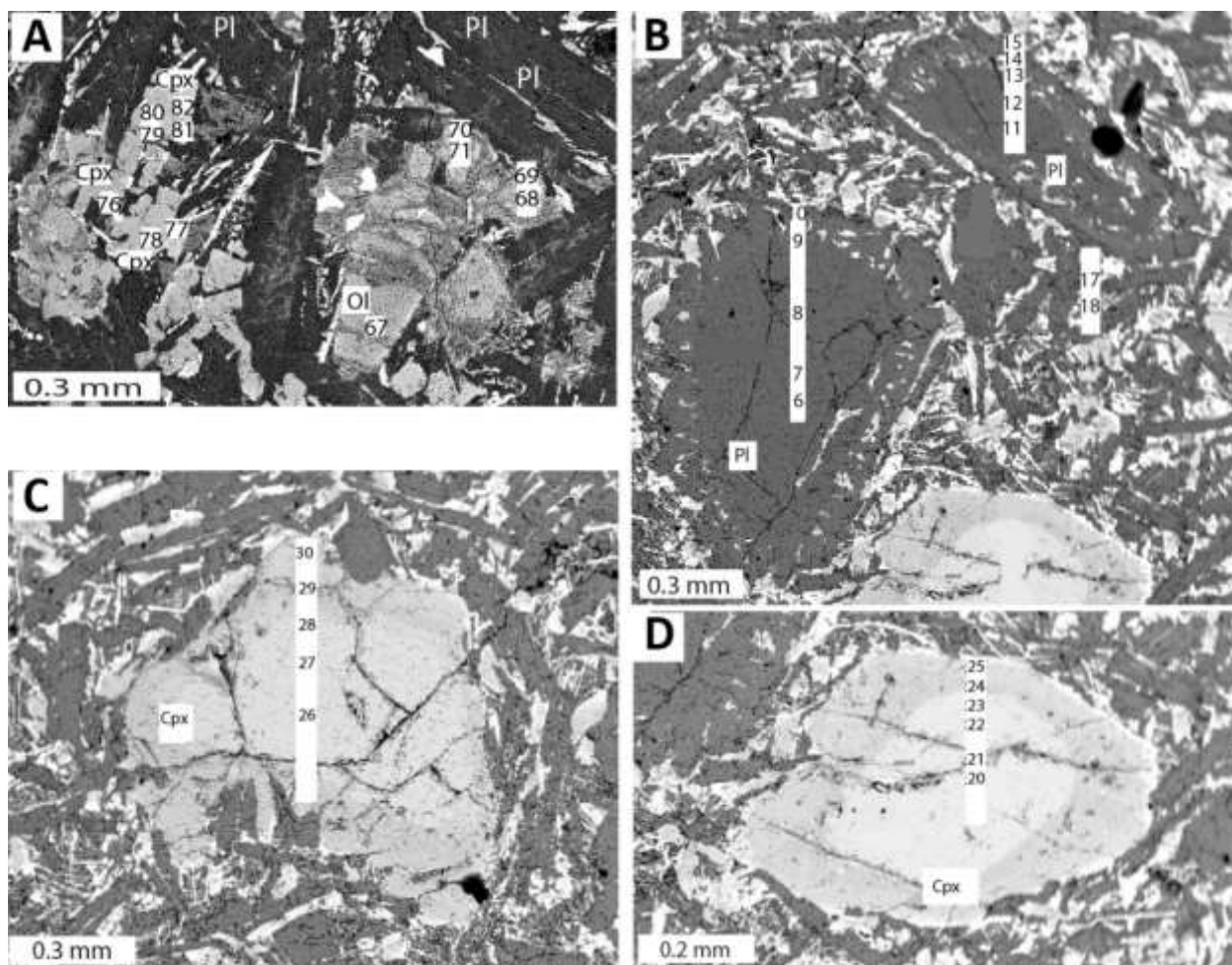
جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای الیون (بر پایه درصد وزنی) در سنگ‌های بازالتی کجید در جنوب لاهیجان (نمونه KO13)، به همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی به دست آمده آنها (بر پایه a.p.f.u.) بر پایه ۴ اتم اکسیژن (Fo: فورستريت؛ Fa:

فایالیت؛ $(Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+}))$

Points No.	39	40	41	43	44	45	46	47	48	61	63	64	65	66	67
SiO ₂	39.08	39.01	37.89	39.31	39.27	38.13	38.26	38.01	37.93	37.51	38.08	36.37	37.69	37.31	37.73
TiO ₂	0.00	0.02	0.04	0.00	0.03	0.04	0.00	0.03	0.02	0.06	0.02	0.08	0.07	0.10	0.03
Al ₂ O ₃	0.00	0.03	0.02	0.05	0.02	0.01	0.05	0.01	0.03	0.04	0.05	0.01	0.02	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.03	0.04	0.08	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.01	0.00	0.07	0.03	0.03
FeO	15.40	15.57	22.35	15.52	16.96	22.50	21.70	22.59	23.88	24.97	24.61	31.60	25.68	27.59	25.36
MnO	0.20	0.18	0.36	0.16	0.21	0.29	0.28	0.28	0.30	0.31	0.35	0.40	0.39	0.39	0.34
MgO	43.90	43.26	38.30	44.03	43.24	38.49	39.25	38.63	37.36	36.33	36.42	30.37	35.51	33.82	36.08
CaO	0.24	0.26	0.25	0.25	0.22	0.26	0.26	0.27	0.27	0.37	0.33	0.46	0.36	0.40	0.40
Na ₂ O	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04
Total	98.94	98.35	99.25	99.39	100.03	99.77	99.84	99.86	99.84	99.63	99.86	99.31	99.82	99.65	100.00
Si	0.995	1.000	0.995	0.996	0.996	0.996	0.995	0.993	0.997	0.994	1.003	1.000	1.000	1.001	0.998
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001
Al	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Cr	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001
Fe ²⁺	0.328	0.334	0.491	0.329	0.360	0.492	0.472	0.494	0.525	0.553	0.542	0.727	0.570	0.619	0.561
Mn	0.004	0.004	0.008	0.003	0.004	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.008	0.009	0.009	0.009	0.008
Mg	1.667	1.653	1.500	1.664	1.634	1.499	1.521	1.504	1.464	1.435	1.431	1.245	1.405	1.353	1.422
Ca	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.008	0.008	0.011	0.009	0.014	0.010	0.011	0.011
Na	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Total	3.005	3.000	3.004	3.003	3.003	3.004	3.005	3.006	3.002	3.004	2.995	2.998	2.998	2.996	3.002
Fo	83.37	83.03	75.03	83.35	81.78	75.07	76.09	75.06	73.37	71.92	72.22	62.85	70.83	68.30	71.45
Fa	16.41	16.77	24.56	16.48	17.99	24.61	23.61	24.63	26.30	27.73	27.38	36.68	28.73	31.25	28.17
Mg#	83.56	83.20	75.34	83.49	81.97	75.31	76.32	75.29	73.61	72.18	72.51	63.15	71.14	68.61	71.72

تجزیه‌شده در نمونه KO13 از کانی‌های اینترستیشیال (میان‌بلوری) پرکننده فضای میان میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (بافت اینترسرتال) هستند. از این‌رو، گمان می‌رود تفاوت زمین‌شیمیایی معنی‌داری میان آنها باشد که در ادامه به آن پرداخته خواهد شد.

افزون بر این، در شکل ۴ جای برخی نقطه‌های تجزیه‌شده نمایش داده شده است. کانی‌های تجزیه‌شده از دو نمونه KO4 و KO13 هستند. همان‌گونه که در شکل ۴ دیده می‌شود، بیشتر کلینوپیروکسن‌های تجزیه‌شده در نمونه KO4 از فازهای فنوکریستی و بیشتر کلینوپیروکسن‌های



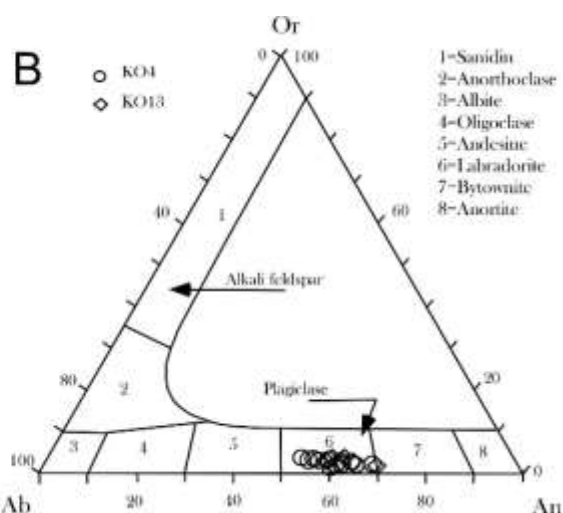
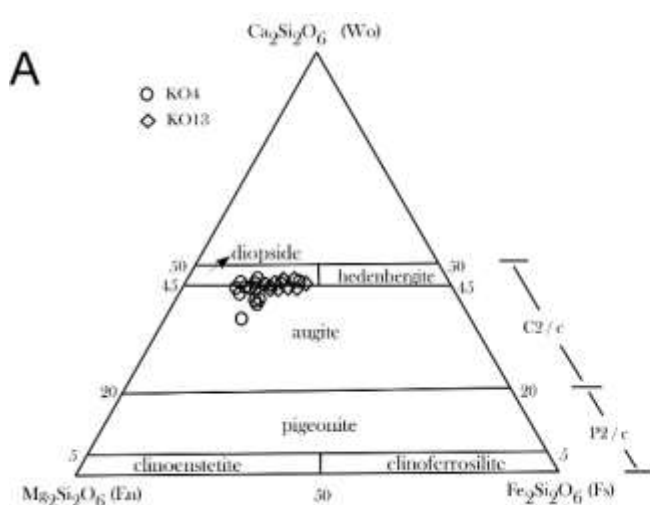
شکل ۴- تصویرهای الکترون پس پراکنشی (BSE) به‌دست‌آمده با ریزکاو الکترونی برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید (جنوب لاهیجان) (جای نقطه‌های تجزیه‌شده کانی‌های بررسی‌شده نشان داده شده‌اند). (A) نقطه‌های تجزیه‌شده کلینوپیروکسن (Cpx) و الیوپین (Ol) اینترستیشیال در نمونه KO13؛ (B) فنوکریست‌ها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (Pl) تجزیه‌شده در نمونه KO4؛ (C، D) فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (Cpx) در نمونه KO4 و جای نقطه‌های تجزیه‌شده

درصد وزنی است. از سوی دیگر، مقدار Mg# از ۵۷/۰۳ تا ۷۳/۴۵ و مقدار MgO و FeO نیز به ترتیب ۹/۳۲ تا ۱۲/۲ و ۹/۸۵ تا ۱۳/۷۸ درصد وزنی است؛ هرچند در

الف- کلینوپیروکسن: در کلینوپیروکسن‌های میان‌بلوری (زمینه سنگ)، مقدار Na_2O ، Al_2O_3 و TiO_2 به ترتیب ۰/۴۶ تا ۰/۶۸، ۳/۷ تا ۶/۵۳ و ۲/۷۳ تا ۴/۸۳

فنوکریست‌های کلینوپیروکسن مقدار Al_2O_3 ، Na_2O و TiO_2 به ترتیب ۰/۲۴ تا ۰/۵۲، ۲/۳۱ تا ۶/۴ و ۰/۹۶ تا ۵/۱۳ درصد وزنی است. همچنین، مقدار $Mg\#$ در فنوکریست‌ها از ۵۸/۱۳ تا ۸۵/۰۳ و مقدار MgO و FeO نیز به ترتیب ۱۰/۱۸ تا ۱۶/۲۵ و ۶/۷۴ تا ۱۳/۰۷ درصد وزنی است. ترکیب کلی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن به صورت $Wo_{36.6-45.1}Fs_{11.6-23.2}En_{31.7-47.1}$ و برای کلینوپیروکسن‌های زمینه سنگ (میان‌بلوری) به صورت

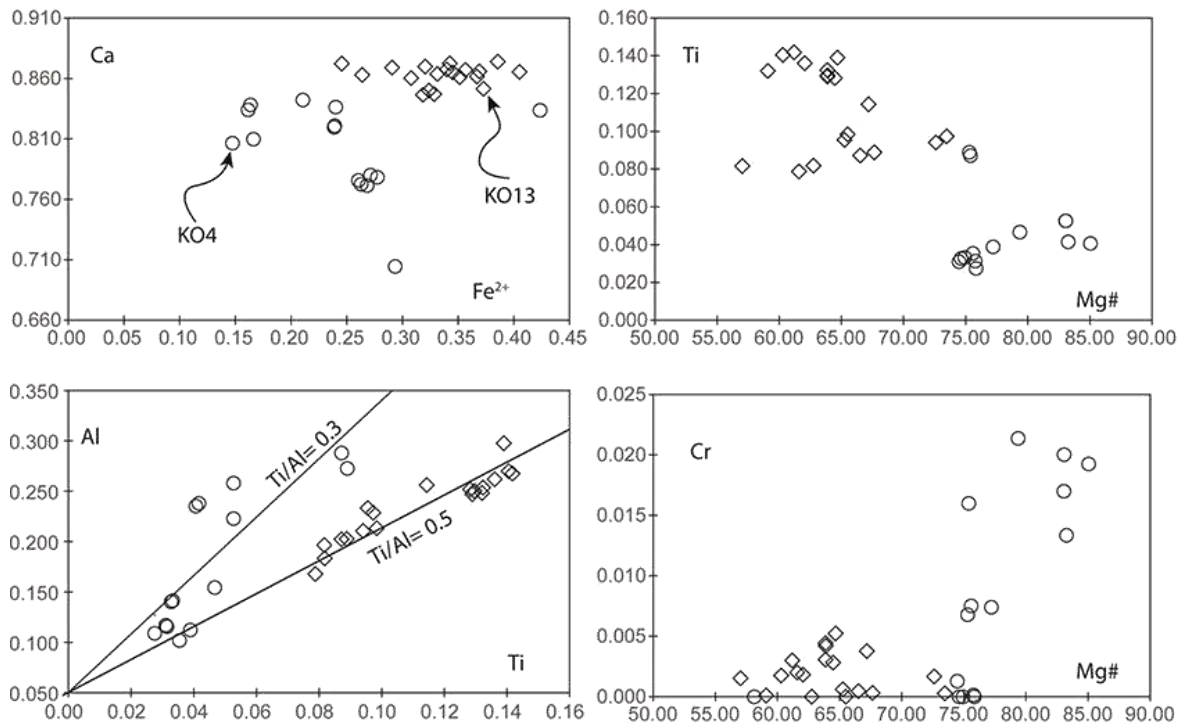
بر پایه نمودارهای $Wo_{45.4-47.5}Fs_{17.2-24.4}En_{28.9-37}$ رده‌بندی پیروکسن‌ها، همه کلینوپیروکسن‌های تجزیه‌شده در محدوده اوژیت - دیوپسید جای می‌گیرند (شکل ۵- A). همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (نمونه KO4) از سازنده En سرشارتر هستند. گفتنی است در جدول ۱، جمع داده‌ها اندکی از ۱۰۰ درصد وزنی کمتر است که شاید پیامد دگرسانی کم نقطه‌های تجزیه‌شده باشد.



شکل ۵- رده‌بندی کانی‌ها در سنگ‌های بازالتی منطقه کجید (جنوب لاهیجان). (A) نمودار سه‌تایی رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (Morimoto et al., 1989); (B) نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 2001)

تغییر شرایط فیزیکی تبلور نیز هستند (Dobosi et al., 1991). در نمودارهای شکل ۶، تفاوت‌های زمین‌شیمیایی فنوکریست‌ها (KO4) و بلورهای زمینه سنگ (KO13) به‌خوبی آشکار است. همان‌گونه که در نمودار $Mg\#-Ca-Fe^{2+}$ ، $Mg\#-Ti$ و Cr و $Al-Ti$ دیده می‌شود فنوکریست‌ها و بلورهای زمینه سنگ در دو گروه جدا از هم جای می‌گیرند. در نمودار $Al-Ti$ ، فنوکریست‌ها با نسبت Ti/Al کمتر (۰/۳) و بلورهای زمینه با نسبت Ti/Al بالاتر (۰/۵) از هم شناخته می‌شوند. نسبت Ti/Al بالاتر، تبلور در فشارهای کمتر را نشان می‌دهد (Dobosi et al., 1991).

بر پایه بررسی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها، در کل، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در برابر بلورهای زمینه سنگ مقدار $Mg\#$ و Cr_2O_3 ، MgO بالاتری دارند؛ اما مقدار CaO ، FeO و Na_2O در آنها کمتر است. این تغییر زمین‌شیمیایی را با تغییر ترکیب مذاب با پیشرفت روند تحول توضیح می‌دهند؛ بدین‌گونه که در مذاب تحول‌یافته‌تر گمان می‌رود فراوانی عنصرهای ناسازگارتر (مانند: آهن، سدیم و تیتانیوم) افزایش یافته و از سوی دیگر، تمرکز عنصرهای سازگاری (مانند: منیزیم و کرومیم) کاهش یافته باشد. از سوی دیگر، این ویژگی‌های نشان‌دهنده



شکل ۶- ترکیب شیمیایی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (KO4) و کلینوپیروکسن‌های زمینه سنگ (اینترستیسیال) (KO13) در سنگ‌های بازالتی منطقه کجید (جنوب لاهیجان)

مرکز به لبه بلور نیز مهم است. برپایه نقاط تجزیه‌شده از مرکز به لبه بلور، در یکی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (شکل ۴- B) زونینگ نوسانی دیده می‌شود.

پ- الیون: بیشتر نقطه‌های تجزیه‌شده الیون، از فنوکریست‌های الیون هستند. داده‌های تجزیه شیمیایی الیون‌ها در جدول ۳ آورده شده‌اند. در این کانی نیز تغییر ترکیبی دیده می‌شود؛ بدین گونه که مقدار FeO و MgO به ترتیب در بازه ۱۵/۴ تا ۳۱/۶ و ۳۰/۳۷ تا ۴۴/۰۳ درصد وزنی است. افزون بر این، مقدار Mg# الیون‌ها نیز از ۶۳/۱۵ تا ۸۳/۵۶ بوده و مقدار فورستريت سازنده آنها از Fo_{62.85} تا Fo_{83.37} است. روشن است که مقدار فورستريت بالاتر مربوط به مرکز بلور است و به سوی حاشیه مقدار آن کاهش می‌یابد. برای نمونه، در

ب- پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در بازالت‌های منطقه است و به دو صورت فنوکریست و میکروولیت در زمینه سنگ دیده می‌شود. داده‌های تجزیه پلاژیوکلازها در جدول ۲ آورده شده‌اند. در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، ترکیب کلی پلاژیوکلازها از دیدگاه سه سازنده آنورتیت (An)، آلبیت (Ab) و اورتوکلاز (Or)، به ترتیب ۵۱/۴۱ تا ۶۷/۳۶، ۳۱/۳۸ تا ۴۵/۲۹ و ۱/۲۶ تا ۳/۳۰ درصد مولی است. در میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نیز تغییر ترکیبی سه سازنده آنورتیت، آلبیت و اورتوکلاز به ترتیب ۵۸/۵۲ تا ۶۸/۴۷، ۳۰/۱۶ تا ۳۹/۰ و ۱/۳۷ تا ۲/۲۴ درصد مولی است. برپایه نمودار رده‌بندی فلدسپارها، ترکیب کلی پلاژیوکلازها در محدوده لابرادوریت جای می‌گیرد (شکل ۵- B). در فنوکریست‌ها، تغییر زمین‌شیمیایی

بحث

الف - دما فشارسنجی

برای اینکه چگونگی پیدایش یک سنگ بهتر دریافته شود، نیاز به شناخت شرایط هنگام پیدایش آن سنگ است. بررسی‌های تجربی و آزمایشگاهی نشان می‌دهند ترکیب کانی‌ها در شناسایی شرایط دما- فشار هنگام تبلور بسیار به کار برده می‌شود (Wells, 1977; Lindsley, 1983; Duchêne and Albarède, 1999; Fu et al., 2008; Mollo et al., 2011). در این بخش، با به کارگیری ترکیب شیمیایی برخی کانی‌ها (مانند: کلینوپروکسن، الیون و پلاژیوکلاز)، شرایط دما- فشاری تعادل بلور- مذاب بحث و ارزیابی خواهد شد. برای دما فشارسنجی این کانی‌ها، پژوهشگران گوناگون فرمول‌های فراوانی را به کار برده‌اند. به‌ویژه کلینوپروکسن که ترکیب شیمیایی آن به تغییر شرایط فیزیکی تبلور حساس بوده و کاربرد آن در بررسی‌های دما فشارسنجی (ترموبارومتري) ابزار خوبی است (Köhler and Brey, 1990; Nimis, 1995; Putirka et al., 1996; Soesoo, 1997; Nimis and Ulmer, 1998; Putirka, 1999; Nimis and Taylor, 2000; Putirka et al., 2003; Mollo et al., 2013). در برخی دیگر از بررسی‌ها نیز بحث درباره ترکیب شیمیایی کانی‌ها و همچنین، بررسی‌های دما فشارسنجی روی سنگ‌های نفوذی (Sarjoughian et al., 2012)، آتشفشانی و دایک‌ها (Abbasi and Torabi, 2013; Sayari et al., 2014; Ebrahimi and Tabatabaei Manesh, 2015) در بخش‌های گوناگون ایران انجام شده است. در ادامه به شرح شماری از این روش‌ها پرداخته و برپایه آنها بررسی‌های زمین دما فشارسنجی انجام شده است. روش‌های دما فشارسنجی به کاررفته در این پژوهش از آنجایی اهمیت دارند که برای سیستم‌های

یکی از فنوکریست‌های الیون، مقدار Mg# و درصد مولی فورستريت (Fo) از مرکز به لبه بلور، به ترتیب از ۸۳/۵۶ تا ۷۵/۳۴ و ۸۳/۳۷ تا ۷۵/۰۳ است. زونینگ در بلور الیون نشان‌دهنده رشد آن همراه با تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی است. از سوی دیگر، مقدار Mg# آن نیز از مقدارهای گوشته‌ای (< ۸۹) کمتر است (Dobosi et al., 1991). از این رو، الیون‌ها خاستگاه زینوکریستی گوشته‌ای نداشته‌اند و به گفته دیگر، با مذاب میزبان رابطه زایشی (ژنتیک) دارند. در همین راستا، ویژگی‌های سنگ نگاری نیز مخالف با خاستگاه زینوکریستی الیون‌ها هستند:

(۱) ریخت‌شناسی الیون‌ها بهترین دلیل است؛ به‌گونه‌ای که بسیاری از فنوکریست‌های الیون شکل‌دار هستند و گوشه‌ها و لبه‌های آنها کاملاً سالم و کامل است. این نکته گواه خوبی بر تعادل میان مذاب و کانی است؛ زیرا اگر چنین نبود، در پی واکنش میان مذاب میزبان و فنوکریست‌های الیون، در کناره‌های بلورهای الیون هضم و خورده‌شدگی روی داده بود؛

(۲) اگر الیون‌ها از زنولیتی گوشته‌ای (مانند: زنولیت دونیتی) خاستگاه می‌گرفتند چه‌بسا نشانه‌هایی از زنولیت‌ها باید در سنگ میزبان نیز یافت می‌شد؛ اما چنین پدیده‌ای در نمونه‌ها دیده نشد؛

(۳) از آنجایی که سنگ‌های بازالتی بررسی شده عموماً در سری آلکالی‌بازالت‌ها جای می‌گیرند و الیون از فازهای معمول در آلکالی‌بازالت‌هاست (Yoder and Tilley, 1962)، پس بحث وابستگی زایشی آن با مذاب کاملاً درست و منطقی است.

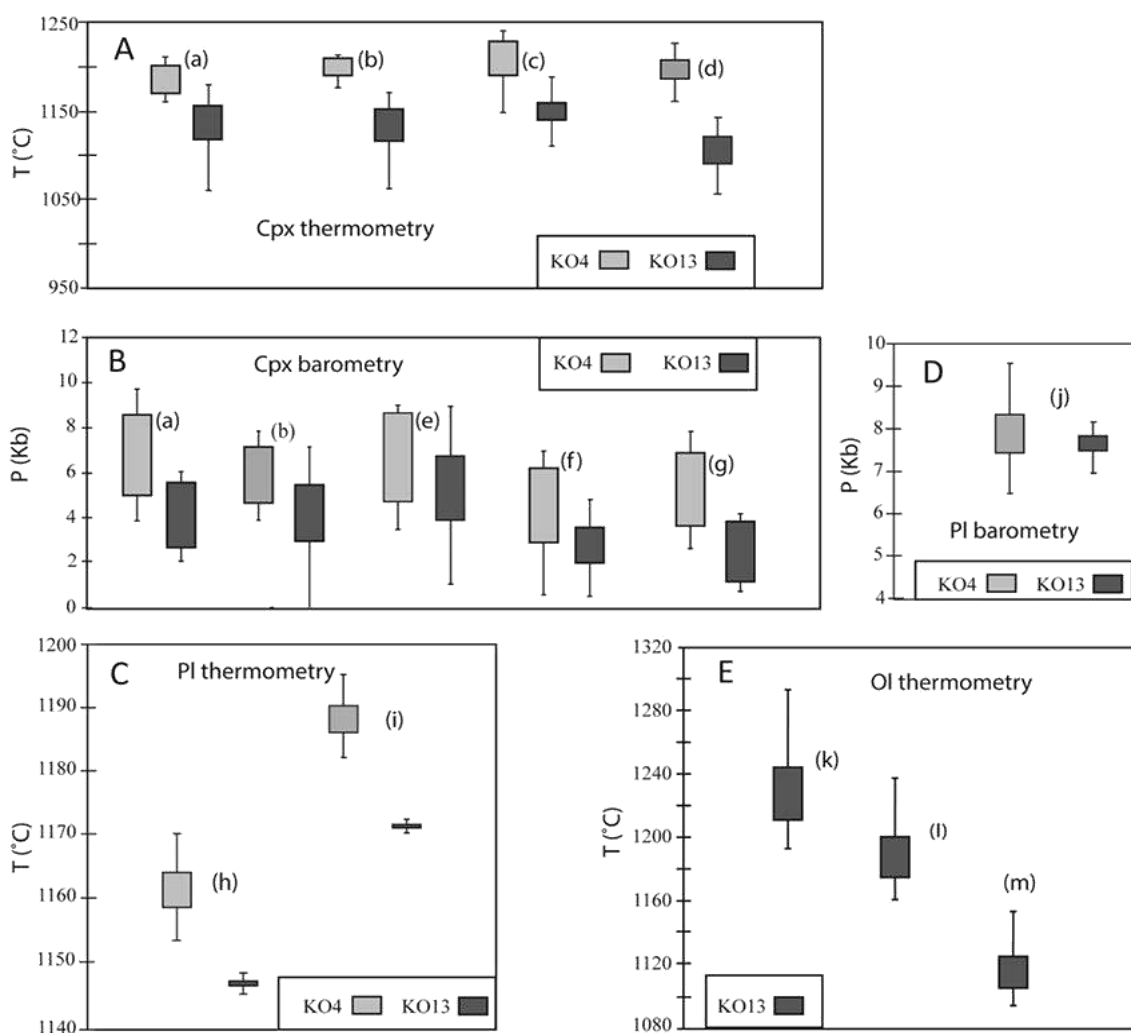
آذرین و سنگ‌های مافیک پیشنهاد شده‌اند. افزون بر این، برخی روش‌های به‌کاربرده شده تنها برای سنگ‌های آتشفشانی پیشنهاد شده‌اند. پس این روش‌ها با سرشت سنگ‌های آذرین منطقه کجید، تناسب خوبی داشته و داده‌های به‌دست‌آمده مهم و نیازمند بررسی هستند. داده‌های به‌دست‌آمده در این بررسی در جدول ۴ آورده شده‌اند. افزون بر این، نمودارهای جعبه‌ای (box plot) برای مقایسه این داده‌ها به‌کار برده شد. برتری نمودارهای جعبه‌ای در این است که تراکم یا پراکندگی داده‌ها در آنها به‌خوبی دیده می‌شود و برخی داده‌های بسیار پراکنده یا با فاصله بسیار از هم را نیز نشان می‌دهند (شکل ۷). در ادامه، برای فنوکریست‌ها (KO4) و نیز بلورهای زمینه سنگ (KO13)، بررسی‌های دما فشارسنجی جداگانه انجام شده است.

جدول ۴- داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های دما فشارسنجی کانی‌های گوناگون کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Pl) و الیوین (Ol) به روش‌های گوناگون (■: نمونه KO4؛ ▲: نمونه KO13؛ در نمونه KO4 فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و در نمونه KO13 کلینوپیروکسن‌های زمینه سنگ تجزیه شده‌اند؛ حروف a تا m روش‌های گوناگون دما فشارسنجی را نشان می‌دهند که در شکل ۷ نیز آورده شده‌اند)

Cpx thermometry (°C)								Cpx barometry (Kb)									
a		b		c		d		a		b		e		f		g	
■	▲	■	▲	■	▲	■	▲	■	▲	■	▲	■	▲	■	▲	■	▲
1182	1101	1189	1114	1199	1138	1190	1055	5.6	5.6	5.0	0.1	5.2	1.2	3.2	4.4	4.2	3.9
1168	1115	1180	1124	1183	1099	1175	1071	3.9	2.7	3.9	1.3	3.8	2.4	2.6	2.3	2.7	1.2
1176	1184	1185	1013	1191	1114	1184	1145	4.8	3.8	4.5	6.9	4.6	8.4	3.0	1.6	3.5	2.2
1205	1158	1207	1170	1223	1138	1210	1112	8.1	6.1	6.8	4.9	8.2	6.3	6.3	0.7	6.5	4.2
1204	1136	1202	1150	1223	1138	1200	1093	8.1	2.1	6.7	3.1	8.4	4.0	5.1	2.9	6.4	0.7
1210	1135	1209	1137	1228	1138	1209	1092	8.6		7.2	2.9	9.0	4.0	6.2	2.4	7.0	
1214	1169	1209	1137	1233	1138	1223	1128	9.2		7.5	5.7	8.3	7.0	6.1	4.9	7.4	
1218	1140	1212	1158	1238	1190	1230	1098	9.7		7.8	3.3	8.6	4.8	6.3	3.5	7.9	
1211	1033	1210	1146	1229	1163	1213	1139	8.8		7.3	7.1	8.9	9.0	7.1		7.1	
1207	1187	1206	1071	1225	1138	1204	1107	8.4		7.0	4.5	8.8	6.3	6.4		6.7	
1202	1155	1198	1035	1222	1136	1194		8.1		6.6		8.2		3.8		6.3	
1205		1208	1168	1147	1173	1204		8.1		6.8		8.7		6.4		6.5	
1168		1175	1151	1222	1139	1162		4.2		4.0		4.7		0.7		2.7	
1171		1189		1185	1022	1188		3.9		4.1		3.6		2.3		2.9	
				1183	1138												
					1194												
					1157												

جدول ۴- ادامه

Pl thermobarometry (°C, Kb)				Ol thermometry (°C)					
h		i		j		k		l	m
■	▲	■	▲	■	▲	■	▲	■	▲
1162	1147	1189	1171	7.7	7.8	1193	1161	1093	
1163	1147	1189	1171	7.6	7.5	1195	1163	1094	
1162	1147	1189	1171	7.8	7.8	1228	1188	1114	
1164	1144	1190	1168	7.5	8.2	1193	1161	1093	
1166	1153	1192	1176	7.1	6.5	1199	1166	1096	
1163		1189		7.8		1228	1188	1114	
1156		1184		8.9		1223	1184	1111	
1155		1183		8.9		1227	1187	1113	
1170		1195		6.5		1236	1194	1118	
1167		1192		7.0		1243	1199	1123	
1164		1190		7.4		1243	1199	1123	
1158		1185		8.5		1293	1238	1152	
1161		1188		7.9		1249	1204	1127	
1154		1182		9.5		1263	1214	1134	
						1246	1202	1124	



شکل ۷- نمایش نمودارهای جعبه‌ای برای روش‌های گوناگون دما فشارسنجی بر پایه ترکیب شیمیایی کانی‌های گوناگون کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Pl) و الیوین (Ol). (A) دماسنجی بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن؛ (B) فشارسنجی بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن؛ (C) دماسنجی با به کارگیری ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز؛ (D) فشارسنجی با به کارگیری ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز؛ (E) دماسنجی بر پایه ترکیب شیمیایی الیوین (حرف a تا m در متن و نیز جدول ۴، نشان دهنده روش‌های گوناگون دما فشارسنجی است. در حقیقت، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلازهای KO4، فازهای فنوکریستی و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلازهای KO13، فازهای زمينه سنگ هستند. الیوین‌های تجزیه شده نیز از نمونه KO13 هستند که بیشتر فازهای فنوکریستی هستند)

بر پایه تعادل میان ترکیب کلینوپیروکسن و مذاب
بازالتی با معادله‌های زیر به دست آمده است:

الف-۱- دما فشارسنجی کلینوپیروکسن
(Putirka et al., 1996): این روش دما فشارسنجی

رابطه ۱:

$$\frac{10^4}{T} = 6.59 - 0.16 \ln \left(\frac{Jd^{Px} \times Ca^{liq} \times Fm^{liq}}{DiHd^{Px} \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right) - 0.65 \ln \left(\frac{Mg^{liq}}{Mg^{liq} + Fe^{liq}} \right) + 0.23 \ln(Ca^{liq}) - 0.02P - 273.15$$

رابطه ۲:

$$P = -54.3 + 299 \times \frac{T}{10^4} + 36.4 \times \frac{T}{10^4} \ln \left(\frac{Jd^{Px}}{(Si^{liq})^2 \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right) + 367 \times (Na^{liq} \times Al^{liq})$$

$$X_{DiHd}^{liq} = (CaFmSi_2O_6) = X_{Ca}^{Cpx} - X_{CaTs}^{Cpx} - X_{CaTi}^{Cpx} - X_{CrCaTs}^{Cpx}$$

۲/۱ تا ۶/۱ کیلو بار به دست آمدند (جدول ۴). افزون‌بر این، در شکل ۷، نمودارهای جعبه‌ای داده‌های دماسنجی و فشارسنجی نمایش داده شده‌اند. در شکل A-۷، ستون a از داده‌های دماسنجی برای هر دو نمونه KO4 و KO13 نشان داده شده است. در شکل B-۷ نیز ستون a از داده‌های فشارسنجی برای نمونه‌های یادشده آورده شده است. همان‌گونه که پیشتر نیز گفته شد، برتری کاربرد این نمودار این است که میزان پراکندگی و تراکم داده‌ها را نشان می‌دهد. همچنین، از آنجایی که داده‌های روش‌های گوناگون در کنار هم به نمایش درآمده‌اند، امکان مقایسه داده‌های روش‌های گوناگون بسیار آسان شده است.

الف-۲- دما فشارسنجی کلینوپروکسن (Putirka et al., 2003): این روش برای سنگ‌های آذرین مافیک و سنگ‌های تحول‌یافته‌تر پیشنهاد شده است. در اینجا نیز بررسی‌ها بر پایه تعادل بلور-مذاب میزبان بوده و افزون‌بر ترکیب کانی، به ترکیب شیمیایی مذاب نیز نیاز است. بررسی دما و فشار در این رابطه بر پایه تبلور ژادیت، دیوپسید + هدرنژیت استوار است و بر پایه رابطه‌های زیر به دست آمده است:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4.60 - 4.37 \times 10^{-1} \ln \left(\frac{X_{Jd}^{Cpx} \times Ca^{liq} \times Fm^{liq}}{Di^{Hd} \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right) - 6.54 \times 10^{-1} \ln(Mg^{liq}) - 3.26 \times 10^{-1} (Na^{liq}) - 6.32 \times 10^{-3} (P(Kbar)) - 0.92 \ln(Si^{liq}) + 2.74 \times 10^{-1} \ln(Jd^{Cpx}) - 273.15$$

رابطه ۲:

$$P(Kbar) = -88.3 + 2.82 \times 10^{-3} T(K) \ln \left(\frac{Ja^{Cpx}}{Na^{liq} \times Al^{liq} \times (Si^{liq})^2} \right) + 2.19 \times 10^{-2} T(K) - 25.1 \ln(Ca^{liq} \times Si^{liq}) + 7.03(Mg^{liq}) + 12.4 \ln(Ca^{liq})$$

$$X_{DiHd}^{liq} = (CaFmSi_2O_6) = X_{Ca}^{Cpx} - X_{CaTs}^{Cpx} - X_{CaTi}^{Cpx} - X_{CrCaTs}^{Cpx}$$

داده‌های به دست آمده نمایش داده شده‌اند. در شکل A-۷ (ستون b) نیز داده‌های دماسنجی برای هر دو نمونه KO4 و KO13 آورده شده است. افزون‌بر این، در شکل B-۷ ستون b داده‌های فشارسنجی نمونه‌های یادشده آمده است.

این روش به سنگ‌های آذرین اختصاص داشته و چون بر پایه تعادل شیمیایی بلور با مذاب میزبان است، پس باید افزون‌بر تجزیه شیمیایی کانی یادشده، ترکیب شیمیایی مذاب میزبان را نیز در نظر گرفت. در این روش و در برخی روش‌های دیگر که در ادامه آمده است، پارامترهای مربوط به مذاب میزبان (liq) نیز به کار برده شده‌اند. گفتنی است ترکیب شیمیایی مذاب میزبان بر پایه آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها به دست آورده شده است.

این روش فشارسنجی برای محدوده صفر تا ۳۰ کیلو بار به کار برده می‌شود و از این‌رو، کاربرد آن برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید محدودیتی ندارد. افزون‌بر این، این روش برای بررسی‌های دماسنجی، محدوده خطای $\pm 40^\circ$ درجه کلین و برای فشارسنجی محدوده خطای ± 0.3 کیلو بار دارد.

بر پایه این معادله‌ها، برای نمونه KO4، دما و فشار به ترتیب از ۱۱۶۸ تا ۱۲۱۸ درجه سانتیگراد و ۳/۹ تا ۹/۷ کیلو بار به دست آمدند (جدول ۴). برای نمونه KO13 نیز بازه دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۱۶۸ درجه سانتیگراد و فشارهای رابطه ۱:

بر پایه این معادله‌ها، دماهای نزدیک به ۱۱۷۵ تا ۱۲۱۲ درجه سانتیگراد و فشارهای ۴ تا ۷/۸ کیلو بار برای نمونه KO4 و دماهای ۱۰۱۳ تا ۱۱۶۸ درجه سانتیگراد و فشارهای ۰/۱ تا ۷/۱ کیلو بار برای نمونه KO13 برآورد شده است. در جدول ۴، همه

نیز در نظر گرفته شود. داده‌های فشاری به کاررفته در این رابطه با به کارگیری روش Putirka (۱۹۹۶) به دست آمده‌اند.

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.39 + 0.076(H_2O^{liq}) - 5.55(X_{CaO}^{liq} \times X_{SiO_2}^{liq}) - 0.386 \ln(X_{MgO}^{liq}) - 0.046P(kbar) + 2.2 \times 10^{-4}(P(kbar))^2 - 273.15$$

الف-۴- دماسنجی کلینوپيروكسن (Putirka, 2008): در این روش دما و فشار با به کارگیری معادله زیر و برپایه ترکیب کلینوپيروكسن و مذاب بازالتی در تعادل با آن به دست آمده است. فشارهای به کاررفته در این معادله برپایه روش Putirka و همکاران (۱۹۹۶) هستند.

$$\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14 \ln \left(\frac{X_{Jd}^{liq} \times X_{CaO}^{liq} \times X_{FM}^{liq}}{X_{DiHd}^{liq} \times X_{Na}^{liq} \times X_{Al}^{liq}} \right) + 0.07(H_2O^{liq}) - 14.9(X_{CaO}^{liq} \times X_{SiO_2}^{liq}) - 0.08 \ln(TiO_2^{liq}) - 3.62(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{K_2O_{0.5}}^{liq}) - 1.1(Mg \neq^{liq}) - 0.18 \ln(X_{EnFs}^{Cpx}) - 0.027P(Kbar) - 273.15$$

$$X_{DiHd}^{liq} = (CaFmSi_2O_6) = X_{Ca}^{Cpx} - X_{CaTs}^{Cpx} - X_{CaTi}^{Cpx} - X_{CrCaTs}^{Cpx}$$

$$X_{EnFs}^{Cpx} = (Fm_2Si_2O_6) = (X_{Fe}^{Cpx} + X_{Mg}^{Cpx} - X_{DiHd}^{Cpx})$$

الف-۵- فشارسنجی کلینوپيروكسن (Putirka, 2008): دماهای به کاررفته در این معادله با به کارگیری روش Putirka و همکاران (۱۹۹۶) به دست آورده شده‌اند. این فشارسنجی برپایه رابطه زیر انجام شده است:

$$P(kbar) = -40.73 + 358 \times \frac{T(K)}{10^4} + 21.69 \times \frac{T(K)}{10^4} \left(\frac{X_{NaAlSi_2O_6}^{liq}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq} \times X_{AlO_{1.5}}^{liq} \times (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 105.7(X_{CaO}^{liq}) - 165.5(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq})^2 - 50.15(X_{SiO_2}^{liq})(X_{FeO}^{liq} + X_{MgO}^{liq}) - 3.178 \ln(X_{DiHd}^{Cpx}) - 2.205 \ln(X_{EnFs}^{Cpx}) + 0.864 \ln(X_{Al}^{Cpx}) + 0.3962(H_2O^{liq})$$

$$X_{Al}^{Cpx} = X_{Al(IV)}^{Cpx} + X_{Al(VI)}^{Cpx}$$

تا ۹ کیلو بار و برای نمونه KO13 در بازه ۱/۲ تا ۹ کیلو بار بوده است. در جدول ۴ و شکل ۷-B (ستون e) بازه فشاری به دست آمده در نمونه‌های KO4 و KO13 با هم مقایسه شده است.

الف-۳- دماسنجی کلینوپيروكسن (Putirka, 2008): این دماسنجی برای سیستم‌های آتشفشانی سازگاری خوبی دارد. در معادله دما باید بازه فشار

در معادله بالا بازه‌های دمایی ۱۱۸۲ تا ۱۲۳۸ درجه سانتیگراد برای نمونه KO4 و ۱۰۲۲ تا ۱۱۹۴ درجه سانتیگراد برای نمونه KO13 به دست آمده‌اند. داده‌های به دست آمده و بازه تغییر داده‌ها در جدول ۴ و شکل ۷-A (ستون c) آورده شده‌اند.

برپایه این رابطه، دما برای نمونه KO4 و KO13 به ترتیب نزدیک به ۱۱۶۱ تا ۱۲۲۹ درجه سانتیگراد و ۱۱۰۶ تا ۱۱۴۴ درجه سانتیگراد برآورد شده است. شکل ۷-A (ستون d) نمودار جعبه‌ای داده‌های دماسنجی نمونه KO4 و KO13 را نشان می‌دهد. این شکل برپایه داده‌های مربوطه در جدول ۴ رسم شده است.

برابر است با شمار کل اتم‌های Al در کلینوپيروكسن؛ البته اگر فرمول شیمیایی کانی برپایه ۶ اتم اکسیژن به دست آورده شده باشد. برپایه این رابطه‌ها، فشار برآورد شده برای نمونه KO4 در بازه ۳/۶

کمابیش گسترده بوده و از این‌رو، بحث و بررسی دقیق آن دشوار است؛ اما برپایه نمودارهای box-plot (شکل B-۷، ستون f) و کنار گذاشتن برخی داده‌های بسیار پراکنده، از داده‌های به‌دست‌آمده برداشت قابل قبولی می‌شود. دمای به‌کاررفته در این رابطه با به‌کارگیری روش Putirka و همکاران (۱۹۹۶) به‌دست آورده شده است (جدول ۴).

$$P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384T(K) - 518\ln T(K) - 5.62(X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}}) + 83.2(X_{\text{Na}}^{\text{Cpx}}) + 68.2(X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}}) + 2.52 \ln(X_{\text{AlV}}^{\text{Cpx}}) - 51.1(X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}})^2 + 34.8(X_{\text{EnFs}}^{\text{Cpx}})^2$$

$$X_{\text{DiHd}}^{\text{liq}} = (\text{CaFmSi}_2\text{O}_6) = X_{\text{Ca}}^{\text{Cpx}} - X_{\text{CaTs}}^{\text{Cpx}} - X_{\text{CaTi}}^{\text{Cpx}} - X_{\text{CrCaTs}}^{\text{Cpx}}$$

$$X_{\text{EnFs}}^{\text{Cpx}} = (\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6) = (X_{\text{Fe}}^{\text{Cpx}} + X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}} - X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}})$$

دمایی به‌کار برده شود. در این فشارسنجی نیز، دمای به‌دست‌آمده با روش Putirka و همکاران (۱۹۹۶) به‌کار برده شد.

$$P(\text{kbar}) = -48.7 + 271 \times \frac{T(K)}{10^4} + 32 \times \frac{T(K)}{10^4} \ln \left(\frac{X_{\text{NaAlSi}_2\text{O}_6}^{\text{liq}}}{X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} \times X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} \times (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right) - 8.2 \ln(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}})$$

$$+ 4.6 \ln(X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}) - 0.96 \ln(X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}) - 2.2 \ln(X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}}) - 31(Mg^{\# \text{liq}})$$

$$+ 56(X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}) + 0.76(H_2O^{\text{liq}})$$

الف-۸- دماسنجی پلاژیوکلاز

(Putirka, 2005): این روش دماسنجی برپایه ترکیب پلاژیوکلاز بوده و برای سیستم‌های آذرین پیشنهاد شده است. در این روش نیز باید ترکیب پلاژیوکلاز و ترکیب مذاب بازالتی در تعادل با آن در نظر گرفته شود.

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.4706 + 3128 \ln \left(\frac{X_{\text{An}}^{\text{Pl}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} (X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}})^2 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right) - 8.103(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 4.872(X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}}) - 1.5346(X_{\text{Ab}}^{\text{Pl}})^2 + 8.661(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 - 3.341 \times 10^{-2}(P(\text{Kbar})) + 0.18047(H_2O^{\text{liq}})$$

$$X_{\text{An}}^{\text{Pl}} = X_{\text{CaO}}^{\text{Pl}} / (X_{\text{CaO}}^{\text{Pl}} + X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{Pl}} \times X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{Pl}})$$

در جدول ۴ نیز همه داده‌های به‌دست‌آمده دیده می‌شوند.

الف-۹- دماسنجی پلاژیوکلاز (Putirka, 2005):

دما و فشار در این روش برپایه تعادل میان آلبیت، آنورتیت و مذاب و از رابطه زیر به‌دست آمده‌اند.

الف-۶- فشارسنجی کلینوپیروکسن (Putirka, 2008):

این روش تنها به ترکیب کلینوپیروکسن بستگی دارد و در آن ترکیب مذاب به‌کار نرفته است. فشارهای به‌دست‌آمده از ۰/۷ تا ۷/۱ کیلوبار برای نمونه KO4 و ۰/۷ تا ۴/۹ کیلوبار برای نمونه KO13 هستند. در این روش و همچنین، برخی دیگر از روش‌ها، بازه فشاری به‌دست‌آمده

الف-۷- فشارسنجی کلینوپیروکسن

(Putirka, 2008): این فشارسنج نیز ناوابسته نبوده و به دما وابسته است. از این‌رو، باید در آن داده‌های

برپایه رابطه بالا فشارهای به‌دست‌آمده برای نمونه KO4 برابر ۲/۷ تا ۷/۹ کیلوبار و برای نمونه KO13 برابر ۰/۷ تا ۳/۹ کیلوبار است. در اینجا، نیز بازه فشاری به‌دست‌آمده کمابیش گسترده است و شاید با بررسی داده‌های به‌دست‌آمده در نمودارهای box-plot (شکل B-۷، ستون g) و در نظر نگرفتن برخی داده‌های بسیار پراکنده، گستره پذیرفتنی‌تری را به‌دست آورد (جدول ۴).

برپایه رابطه بالا، بازه دمایی برای نمونه KO4، ۱۱۵۴ تا ۱۱۷۰ درجه سانتیگراد و برای نمونه KO13، ۱۱۴۷ تا ۱۱۵۳ درجه سانتیگراد به‌دست آمده است. در شکل C-۷ (ستون h)، نمودار جعبه‌ای برای این داده‌ها نمایش داده شده است و

نزدیک به ۱۱۶۸ تا ۱۱۷۵ درجه سانتیگراد هستند (جدول ۴؛ شکل ۷- C، ستون i).

$$\frac{10^4}{T} = 6.12 + 0.257 \ln \left(\frac{X_{Ab}^{pl}}{(X_{CaO}^{liq} \times (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 \times (X_{SiO_2}^{liq})^2)} \right) - 3.166 (X_{CaO}^{liq}) - 3.137 (X_{AlO_{1.5}}^{liq} / X_{AlO_{1.5}}^{liq} + X_{SiO_2}^{liq}) + 1.216 (X_{Ab}^{pl})^2 - 2.475 \times 10^{-2} (P(\text{Kbar})) + 0.2166 (H_2O^{liq}) - 273.15$$

همکاران (۱۹۹۶) به دست آمده است. فشارهای برآورد شده در این روش برای نمونه KO4 در بازه ۷ تا ۹/۵ کیلوپار و برای نمونه KO13 از ۶/۵ تا ۸/۲ کیلوپار هستند (جدول ۴؛ شکل ۷- D، ستون j).

$$P(\text{kbar}) = -42.2 + 4.94 \times 10^{-2} \times T(\text{K}) + 1.16 \times 10^{-2} \times T(\text{K}) \ln \left(\frac{X_{Ab}^{pl} \times X_{AlO_{1.5}}^{liq} \times X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{pl} \times X_{NaO_{0.5}}^{liq} \times X_{SiO_2}^{liq}} \right) - 382.3 (X_{SiO_2}^{liq})^2 + 514.2 (X_{SiO_2}^{liq})^3 - 19.6 \ln (X_{Ab}^{pl}) - 139.8 (X_{CaO}^{liq}) + 287.2 (X_{NaO_{0.5}}^{liq}) + 163.9 (X_{KO_{0.5}}^{liq})$$

سانتیگراد به دست آمده است. داده‌های الیوین تنها مربوط به نمونه KO13 هستند (جدول ۴؛ شکل ۷- E، ستون k).

$$\ln D_{Mg}^{Ol/L} = -2.158 + 55.09 \times \frac{P(\text{GPa})}{T(\text{°C})} - 6.213 \times 10^{-2} (H_2O^{liq}) + \frac{4430}{T(\text{°C})} + 5.115 \times 10^{-2} (Na_2O^{liq} + K_2O^{liq})$$

در این رابطه، تمرکز عنصرهایی مانند منیزیم، آهن، کلسیم، منگنز و سیلیسیم در ترکیب مذاب به کار برده می‌شود. برپایه این دماسنجی، بازه دمایی به دست آمده برای سنگ‌های بازیگ منطقه کجید برابر ۱۱۶۱ تا ۱۲۱۴ درجه سانتیگراد برآورد شده است (جدول ۴؛ شکل ۷- E، ستون l).

$$T(\text{°C}) = \frac{15294 + 131.8P(\text{GPa}) + 2.4834(P(\text{GPa}))^2}{8.048 + 2.8532 \ln D_{Mg}^{Ol/liq} + 2.097 \ln (1.5(C_{NM}^{liq})) + 2.575 \ln (3(C_{SiO_2}^{liq}))} - 1.41NF + 0.222H_2O + 0.5P(\text{GPa})$$

$$C_{NM}^{liq} = X_{Mg}^{liq} + X_{Fe_2}^{liq} + X_{Ca}^{liq} + X_{Mn}^{liq}$$

ب- بحث درباره داده‌های دما فشارسنجی

برپایه آنچه پیشتر گفته شد، بررسی‌ها هم روی فنوکریست‌ها و هم بلورهای زمینه سنگ (فازهای اینترستیشیال) انجام شده‌اند. در حقیقت، دما فشارسنجی فازهای فنوکریستی در سنگ‌های آتشفشانی دما و فشار محل ذخیره شدن مذاب در ژرفای زمین را نشان می‌دهد و یا به گفته دیگر،

دماهای به دست آمده برای نمونه KO4 نزدیک به ۱۱۸۲ تا ۱۱۹۵ درجه سانتیگراد و برای نمونه KO13،

الف-۱۰- فشارسنجی پلاژیوکلاز (Putirka, 2005):

این فشارسنجی نیز برپایه تعادل میان آلپیت، آنورتیت و ترکیب مذاب میزبان برپایه رابطه زیر است. دمای به کاررفته در این روش برپایه روش دماسنجی Putirka و

$$\ln \left(\frac{X_{Ab}^{pl} \times X_{AlO_{1.5}}^{liq} \times X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{pl} \times X_{NaO_{0.5}}^{liq} \times X_{SiO_2}^{liq}} \right) -$$

الف-۱۱- دماسنجی الیوین (Putirka et al., 2007):

برای این دماسنجی در فشارهای ۰/۱ گیگاپاسکال، دمای ۱۱۹۲ تا ۱۲۲۷ درجه

الف-۱۲- دماسنجی الیوین (Putirka et al., 2007):

برای این روش برپایه فشارهای ۰/۱ گیگاپاسکال است و در آن، دما برپایه رابطه زیر به دست آورده می‌شود. در این روش، افزون بر ترکیب بلور، ترکیب شیمیایی مذاب میزبان نیز باید به کار برده شود. همان گونه که در زیر دیده می‌شود،

$$C_{SiO_2}^{liq} = X_{Si}^{liq}$$

الف-۱۳- دماسنجی الیوین (Sisson and Grove, 1993):

در این روش، دما برپایه رابطه زیر به دست آمده است. این اندازه‌گیری تنها برپایه ترکیب بلور است و ترکیب شیمیایی مذاب در آن کاربرد ندارد.

$$\log_{10}(K^{Mg}) = 4129 \times \left(\frac{1}{T(\text{K})} \right) - 2.082 + 0.0146 \times \left(\frac{P-1}{T(\text{K})} \right)$$

برپایه این روش، دمایی نزدیک به ۱۰۹۳ تا ۱۱۳۴ درجه سانتیگراد برآورد شد (جدول ۴؛ شکل ۷- E، ستون m).

به‌دست‌آمده برای تعادل بلور- مذاب فنوکریست‌ها برابر ۴ تا ۸ کیلوبار و برای بلورهای زمینه سنگ برابر ۲ تا ۵ کیلوبار است. همان‌گونه که گمان می‌رفت، در اینجا نیز بلورهای زمینه سنگ فشارهای کمتری از فنوکریست‌ها نشان می‌دهند؛

۵- دماسنجی برپایه ترکیب پلاژیوکلاز به دو روش انجام شده است (شکل ۷- C). در این روش‌ها اختلاف دمای به‌دست‌آمده کمتر از ۵۰ درجه سانتیگراد است. پس در اینباره نیز دماسنج‌ها داده‌هایی نزدیک به هم نشان می‌دهند. به‌گونه‌ای که برای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بازه دمایی برابر ۱۱۶۰ تا ۱۱۹۰ درجه سانتیگراد و برای میکروولیت‌های زمینه سنگ، دمای ۱۱۴۵ تا ۱۱۷۰ درجه سانتیگراد به‌دست آمده است. در اینجا نیز به‌طور منطقی میکروولیت‌ها دماهای کمتری نشان می‌دهند. از سوی دیگر، دماهای به‌دست‌آمده از این دماسنج‌ها با دماهای به‌دست‌آمده از دماسنجی کلینوپیروکسن نیز همخوانی خوبی دارند و اختلاف دمای بیشینه تا ۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند؛

۶- در فشارسنجی برپایه پلاژیوکلاز (شکل ۷- D)، فشاری نزدیک به ۷ تا ۸ کیلوبار برای فنوکریست‌ها به‌دست آمده است که با فشارسنج کلینوپیروکسن همخوانی خوبی دارد؛ هرچند برای میکروولیت‌های پلاژیوکلاز فشاری همانند فنوکریست‌ها به‌دست آمده است که مبهم بوده و به‌نظر قابل استناد نیست؛

۷- داده‌های دماسنجی الیوین (شکل ۷- E) به روش‌های گوناگون اندکی پراکندگی نشان می‌دهند و با همدیگر اختلاف دمای نزدیک به ۱۵۰ درجه سانتیگراد دارند؛ هرچند در کل، نشان‌دهنده بازه دمایی نزدیک به ۱۱۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد هستند و این بازه دمایی با دماسنج‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز همخوانی خوبی دارد؛

نشان‌دهنده جایگاهی است که فنوکریست در آنجا پدید آمده و رشد کرده است (Putirka *et al.*, 1996). برعکس، مقدارهای دما و فشار به‌دست‌آمده برای بلورهای زمینه سنگ باید به فشارهای کمتر مربوط باشند. از دیگر برتری‌های این روش‌های دما فشارسنجی این است که بیشتر روش‌ها برپایه شیمی کلینوپیروکسن هستند و از آنجایی که این کانی از فازهای معمول سنگ‌های آذرین مافیک است، پس امکان بررسی آن آسان‌تر است. افزون‌بر این، در کلینوپیروکسن، تعادل سازنده ژادپیت (NaAlSi₂O₆) با مذاب حساسیت بسیاری به تغییر فشار و همچنین، دما دارد و از این‌رو، نشانه خوبی برای چنین بررسی‌هایی است (Putirka *et al.*, 1996). به‌طور خلاصه، برپایه داده‌های به‌دست‌آمده و آنچه در شکل ۷ نمایش داده شده است، نکته‌های زیر دریافت می‌شوند:

۱- برپایه شکل ۷- A، روش‌های گوناگون دماسنجی کلینوپیروکسن برای فنوکریست‌ها (KO4) و هم برای بلورهای زمینه سنگ (KO13) با همدیگر همخوانی و قیاس بسیار خوبی دارند؛

۲- برپایه نمودار شکل ۷- A، در کل، دماسنجی کلینوپیروکسن بازه دمایی نزدیک به ۱۱۵۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد برای فنوکریست‌ها و دمای ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد برای بلورهای زمینه سنگ را نشان می‌دهد؛

۳- همان‌گونه که به‌صورت منطقی نیز پیش‌بینی می‌شود، بازه دمایی به‌دست‌آمده برای بلورهای زمینه سنگ نزدیک به ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتیگراد کمتر از دمای به‌دست‌آمده برای فنوکریست‌هاست؛

۴- روش‌های گوناگون فشارسنجی انجام‌شده برپایه شیمی کلینوپیروکسن (شکل ۷- B) نیز هم درباره فنوکریست‌ها و هم درباره بلورهای زمینه سنگ همخوانی خوبی با همدیگر دارند. فشار

پوسته‌های جوان‌تر و با ستبرای کمتر فراوانی بیشتری دارند. وضعیت دمایی پوسته نیز تعیین‌کننده اختلاف دمای مذاب-سنگ دربرگیرنده است و روی شناوری و بالآمدن مذاب تأثیر دارد. افزون‌بر این، از دیدگاه زمین‌ساختی و تنش‌ها، آشیانه‌های ماگمایی کم‌ژرفا در پهنه‌های زمین‌ساختی کششی و راستالغز در مقایسه با پهنه‌های زمین‌ساختی فشارشی معمول‌تر هستند؛ زیرا در پوسته‌هایی که دچار فرایندهای کششی هستند، بالآمدن مذاب آسان‌تر است و امکان جایگیری مذاب در ژرفای کمتر افزایش می‌یابد (Chaussard and Amelung, 2014). شاید داده‌های به‌دست‌آمده فشارسنجی، با یک پوسته نه‌چندان ستر و چه‌بسا متأثر از رژیم زمین‌ساختی کششی همخوانی بیشتری داشته باشد.

پ- شیمی مذاب و جایگاه زمین‌ساختی

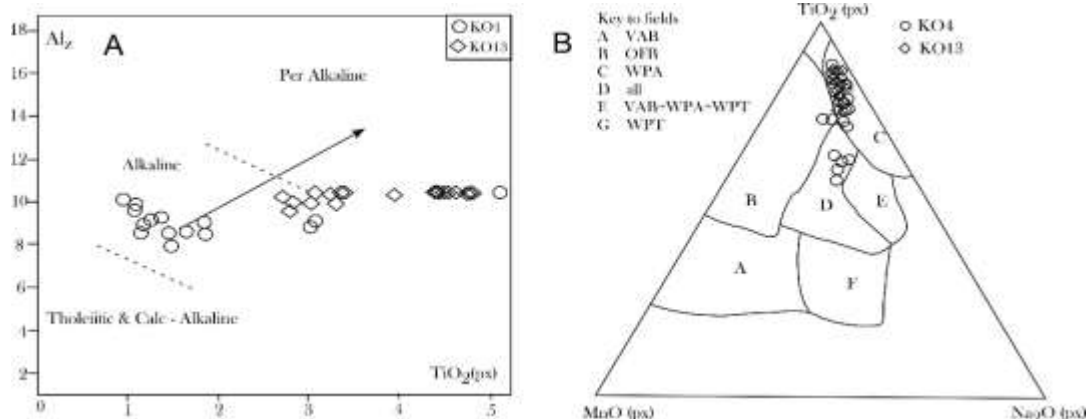
وابستگی مستقیم میان ترکیب شیمی کانی‌های یک سنگ با مذاب سازنده آنها، زمینه به‌کارگیری ترکیب این کانی‌ها در شناسایی شرایط فیزیکی و شیمیایی هنگام پیدایش مذاب سازنده سنگ‌ها و پهنه ماگمایی- زمین‌ساختی آن را فراهم می‌کند. از آنجایی که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن به تغییر ترکیب مذاب و نیز شرایط فیزیکی تبلور وابسته است، این کانی ابزاری برای بررسی‌های سنگ‌زایی (پتروژنتیک) است (Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier *et al.*, 1982; Beccaluva *et al.*, 1989). پیروکسن‌ها از کانی‌هایی هستند که ترکیب شیمیایی آنها در بردارنده اطلاعات بسیاری درباره سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی مذاب است (Nisbet and Pearce, 1977; Beccaluva *et al.*, 1989; Soesoo, 1997). ترکیب گوناگون

۸- در کل، از آنجایی که روش‌های گوناگون دماسنجی به‌کاربرده‌شده به سیستم سنگ‌های آذرین مربوط هستند و با سرشت سنگ‌های آذرین منطقه کجید تناسب خوبی دارند؛ از این‌رو، پاسخ‌های منطقی و پذیرفتنی ارائه داده‌اند. به گفته دیگر، دماهای به‌دست‌آمده در بازه تقریبی ۱۱۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد به‌طور منطقی، با دمای مذابی با یک همخوانی خوبی دارد؛

۹- با احتساب گرادیان فشار در پوسته قاره‌ای با نرخ نزدیک به ۰/۳ Gpa/km یا ۰/۳ kb/km در پوسته قاره‌ای (Winter, 2014) و برپایه داده‌های فشارسنجی به روش‌های گوناگون (۴ تا ۸ کیلوبار)، فشار به‌دست‌آمده برای فنوکریست‌ها با ژرفای نزدیک به ۱۵ تا ۲۵ کیلومتری (ژرفای پوسته میانی- زیرین) (Rudnick and Fountain, 1995) همخوانی دارد. برای بلورهای زمینه سنگ نیز فشارهای به‌دست‌آمده (۲ تا ۵ کیلوبار) با ژرفای کمتری (نزدیک به ۵ تا ۱۵ کیلومتری پوسته بالایی) همخوانی دارد. برپایه فشارسنجی فنوکریست‌ها احتمال پیدایش مخازن ماگمایی در ژرفای پوسته میانی- زیرین برای رشد و تعادل فنوکریست‌ها استنباط می‌شود. فاکتورهای گوناگونی در پوسته روی بالآمدن مذاب و ژرفای جایگیری آن دخالت دارند؛ برای نمونه، ساختار پوسته (ترکیب پوسته، سن و ستبرای آن)، تنش و یا رژیم زمین‌ساختی در پوسته و وضعیت دمایی پوسته (Chaussard and Amelung, 2014). ترکیب پوسته روی اختلاف چگالی مذاب و سنگ دربرگیرنده و میزان شناوری و بالآمدن مذاب تأثیر دارد. از سوی دیگر، سن پوسته و ستبرای آن نیز به ژرفای جایگیری مذاب ارتباط دارد؛ به‌گونه‌ای که آشیانه‌های ماگمایی کم‌ژرفا (> ۵ km) در

درون‌صفحه‌ای سازگاری دارند (Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier *et al.*, 1982). برپایه آنچه در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962) (شکل ۸- A) دیده می‌شود، کلینوپیروکسن‌های نمونه KO_4 با TiO_2 نزدیک به ۰/۹ تا ۵/۱ درصد وزنی در گستره بازالت‌های سری آلکان جای گرفته‌اند. در نمونه $KO13$ نیز درصد TiO_2 بالاست (۲/۷۳ تا ۴/۸۳ درصد وزنی) و داده‌ها در محدوده سری آلکان تا پرآلکان جای گرفته‌اند (شکل ۸- A). ترکیب کلینوپیروکسن برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما یا محیط پیدایش سنگ میزبان نیز به کار برده می‌شود (Nisbet and Pearce, 1977; Beccaluva *et al.*, 1989). بر این پایه، تمرکز سازنده‌هایی مانند MnO و MgO ، Al_2O_3 ، SiO_2 ، TiO_2 برای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگون به کار برده می‌شود. در نمودار سه‌تایی $MnO-TiO_2-Na_2O$ (شکل ۸- B)، پهنه‌های گوناگون زمین‌ساختی (مانند: کمان‌های آتشفشانی، کف اقیانوس و پهنه درون‌صفحه‌ای) برپایه ترکیب کلینوپیروکسن از هم جدا و شناخته شده‌اند.

کلینوپیروکسن‌ها بیشتر به تفاوت در شیمی مذاب میزبان آنها و تا اندازه‌ای به فرایند و شرایط فیزیکی تبلور بستگی دارد (Beccaluva *et al.*, 1989). از این رو، کلینوپیروکسن‌ها برای شناسایی ماگماهای بازالتی گوناگون به کار برده می‌شوند. بررسی محتوای Cr ، Ti ، Ca ، Al و Na در کلینوپیروکسن‌ها روشی برای شناسایی وابستگی آنها به سری‌های ماگمایی گوناگون است (Le Bas, 1962; Leterrier *et al.*, 1982). تفاوت در شیمی کلینوپیروکسن سنگ‌های آلکان و سنگ‌های توله‌ایتی در محتوای Cr_2O_3 ، TiO_2 و Na_2O آنها دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آلکان تهی‌شدگی Cr_2O_3 و غنی‌شدگی TiO_2 و Na_2O نشان می‌دهند. برپایه آنچه پیشتر درباره ترکیب شیمیایی کانی‌ها گفته شد، در سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید، شیمی کلینوپیروکسن با مقدار بالای TiO_2 و Na_2O شناخته می‌شود. افزون بر این، مقدار Al_2O_3 نیز کمابیش بالاست (جدول ۱). این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی با ویژگی‌های بازالت‌های آلکان و همچنین، یک پهنه ماگمایی- زمین‌ساختی



شکل ۸- سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید (جنوب لاهیجان) در: (A) نمودار شناسایی سری‌های ماگمایی برپایه تغییر TiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962)؛ (B) نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی برپایه میزان TiO_2 ، Na_2O و MnO در کلینوپیروکسن (Nisbet and Pearce, 1977) (بازالت‌های کمان آتشفشانی: VAB؛ بازالت‌های کف اقیانوس: OFB؛ بازالت‌های آلکان درون‌صفحه‌ای: WPA؛ بازالت‌های توله‌ایتی درون‌صفحه‌ای: WPT)

چنین محیط‌هایی رسوب‌های پلاژیک (مانند: گل‌های سیلیسی، گل‌های آهکی (آهک پلاژیک) و نهشته‌های رسی سرخ رنگ) پدید می‌آیند (Hüneke and Mulder, 2011). دربارهٔ ماگماتیسم کرتاسه پسین البرز (جنوب لاهیجان) نیز همراهی سنگ آهک‌های پلاژیک درون‌بالشی (اینترپیلو) با سنگ‌های بازالتی از نشانه‌های فوران در محیط ژرف است.

برای بحث دربارهٔ سنگ‌زایی ولکانیسم کرتاسه پسین البرز شمالی، ویژگی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی به کار برده می‌شوند. گسترش ماگماتیسم کرتاسه در البرز شمالی (جنوب لاهیجان) به گونه‌ای است که سنگ‌های آتشفشانی دست‌کم ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر ستبراً دارند و رخنمون آنها روی زمین به ۵۰۰ کیلومتر مربع می‌رسد. این نکته نشان‌دهندهٔ حجم بزرگ فوران و رویداد ماگماتیسمی گسترده است. چنین ماگماتیسمی معمولاً پیامد ذوب هنگام کاهش فشار در پی بالآمدن گوشته (پلوم گوشته‌ای) (Gibson *et al.*, 1995; Fitton *et al.*, 1997; Nikishin *et al.*, 2002; Ernst and Buchan, 2003; White, 2010) است و یا در پی دارابودن مواد فرار و کاهش نقطه ذوب در پهنه‌های فرورانشی (Wilson, 2005; Kay *et al.*, 2007; Kay *et al.*, 2014; Winter, 2014) می‌دهد. البته افزایش دما در پی تزریق مذاب‌های گوشته‌ای در قاعده و یا افق‌های گوناگون پوسته قاره‌ای (Coldwell *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2013) نیز ذوب پوسته‌ای و پیدایش حجم بزرگی از مذاب را در پی دارد. برپایه ترکیب شیمیایی، روشن است که سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده بازیک خاستگاهی گوشته‌ای داشته‌اند. از سوی دیگر، سرشت آلكالن و غنی‌شدگی از عنصرهای ناسازگار (مانند: تیتانیوم) در مذاب نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای کمابیش ژرف و یا تهی‌نشده است. افزون بر این، پهنه زمین‌ساختی درون‌صفحه‌ای مذاب‌ها

کلینوپیروکسن‌های مربوط به مذاب‌های درون‌صفحه‌ای معمولاً مقدار بالای TiO_2 و تا اندازه‌ای Na_2O دارند (Nisbet and Pearce, 1977). برپایه این نمودار (شکل ۸-B)، بیشتر سنگ‌های بازالتی منطقه کجید در محدوده بازالت‌های آلكالن درون‌صفحه‌ای جای گرفته‌اند. به گفته دیگر، محتوای بالای TiO_2 در کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده سرشت غیرکوهزایی سنگ خاستگاه و همچنین، ویژگی بازالت‌های آلكالن و پهنه‌های زمین‌ساختی درون‌صفحه‌ای است (Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier *et al.*, 1982).

از آنجایی که هنگام فرایند ذوب بخشی گوشته‌ای، عنصرهای سدیم، تیتانیوم و آلومینیم ناسازگار هستند، پس ترجیح می‌دهند به فاز مذاب بپیوندند. برای نمونه، تمرکز کمتر TiO_2 در مذاب به خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده (مذاب‌های کم‌مانی) وابسته دانسته می‌شود؛ اما مقدار بالاتر آن به مذاب‌های با خاستگاه گوشته غنی‌شده یا کمتر تهی‌شده وابسته دانسته می‌شود (Beccaluva and Serri, 1988). گوشته غنی‌شده یا کمتر تهی‌شده با گوشته ژرف (خاستگاه OIB) (Davis *et al.*, 2011) یا گوشته زیرقاره‌ای دگرسان‌شده (McKenzie and O'Nions, 1995) مقایسه می‌شود. با این استدلال، شیمی بازالت‌های کرتاسه پسین در البرز با خاستگاه گوشته‌ای تهی‌نشده (موقعیت درون‌صفحه‌ای) سازگاری دارد. چنین جایگاه زمین‌ساختی با زمین‌ساخت کششی و یا رخداد کافتی درون‌قاره‌ای توضیح داده می‌شود؛ اگرچه کافت یادشده در البرز هرگز تا گسسته شدن کامل سنگ کره قاره‌ای پیش نرفته است. محیط دریایی کمابیش ژرف فوران بازالت‌های کرتاسه پسین در البرز نشان‌دهندهٔ یک کافت گسترش‌یافته است. در

آتشفشانی منطقه کجید سن کرتاسه پسین دارند. برپایه تجزیه شیمیایی نقطه‌ای کانی‌ها، بلورهای کلینوپیروکسن در محدوده اوژیت-دیوپسید و پلاژیوکلازها در محدوده لابرادوریت جای می‌گیرند. روش‌های دما فشارسنجی گوناگون برپایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیون نشان‌دهنده دمای ۱۱۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد هستند. این دما با دمای مذابی بازیگ همخوانی دارد. افزون بر این، فشارهای به‌دست‌آمده از فشارسنج‌های گوناگون نشان‌دهنده فشار نزدیک به ۴ تا ۸ کیلو بار (برای فنوکریست‌ها) و کمتر از ۵ کیلو بار (برای بلورهای زمینه سنگ) است که به ترتیب با ژرفای پوسته میانی-زیرین و پوسته بالایی همخوانی دارد. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های بازالتی نشان‌دهنده سرشت آکالن مذاب مادر و محیط زمین‌ساختی پیدایش ماگمای درون‌صفحه‌ای (کافت درون‌قاره‌ای) برای آن است. از آنجایی که فوران‌های بازالتی جنوب لاهیجان حجم بزرگی دارند، پیدایش این سنگ‌ها چه‌بسا نشان‌دهنده آنومالی دمایی مهمی (مرتبط با یک پلوم گوشته‌ای؟) در کرتاسه پسین در دامنه شمالی البرز است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از آقای دکتر صدرالدین امینی برای فراهم آوردن امکان تجزیه کانی‌ها در آزمایشگاه دانشگاه UCLA بسیار سپاس‌گزار هستند.

که در نمودارهای زمین‌ساختی (شکل ۸- A) نمایش داده شده است، ذوب‌بخشی یک خاستگاه گوشته‌ای درون‌صفحه‌ای (زیرقاره‌ای) را نشان می‌دهد. در چنین محیط‌هایی اگر یک ذوب‌بخشی گسترده گوشته‌ای روی دهد، کاهش فشار و یا بالآمدن گوشته‌ای (پلوم گوشته‌ای) منطقی‌ترین عامل ماگماتیسم خواهد بود (White, 2010; Zhang et al., 2010). دربارهٔ ولکانیسم کرتاسه پسین در جنوب لاهیجان نیز همان‌گونه که گفته شد، برپایه حجم بزرگ ماگماتیسم، خاستگاه گوشته‌ای تهی‌نشده و کمابیش ژرف، شیمی مذاب‌ها و پهنه زمین‌ساختی درون‌پلیتی آنها، ذوب کاهش فشاری یک گوشته زیرقاره‌ای در پی رفتار پلوم گوشته‌ای یا نقطه داغ محتمل‌ترین فرایند برای بحث سنگ‌زایی آنهاست. با این توصیف، ماگماتیسم بازالتی جنوب لاهیجان شاید شاهد کلیدی مهمی در بحث تحول البرز شمالی در کرتاسه پسین باشد.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی محدوده کجید (جنوب لاهیجان) بیشتر به‌صورت روانه‌های بالشی هستند که در برخی بخش‌ها، با دایک‌های فراوان قطع شده‌اند. بیشتر این سنگ‌ها ترکیب بازیگ (مانند: الیون‌بازالت و بازالت) دارند؛ اما کمی هم سنگ‌های جدایش‌یافته‌تر (مانند: تراکی‌آندزیت و داسیت) دیده می‌شوند. برپایه رابطه سنگ‌چینه‌ای با سنگ‌های رسوبی همراه، سنگ‌های

منابع

- Abbasi, H. and Torabi, G. (2013) Petrography and mineral chemistry of Eocene dykes from Kuh-e-Kam Khashak (North of Khur, Isfahan province). *Iranian Journal of Petrology* 13: 19-32 (in Persian).
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21(1): 1-33.
- Allen, M., Ghassemi, M., Shahrabi, M. and Qorashi, M. (2003) Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25(5): 659-672 .

- Angiolini, L., Crippa, G., Muttoni, G. and Pignatti, J. (2013) Guadalupian (Middle Permian) paleobiogeography of the Neotethys Ocean. *Gondwana Research* 24(1): 173-184.
- Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazley, R. A. B., Davies, R. G., Hamed, M. A. R. and Rahimzadeh, F. (1985) Geological map of Qazvin- Rash 1:250000. No. E3 and E4. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Baharfiruzi, K., Shafeii, A. R., Azhdari, A., Karimi, H. R. and Pirouz, M. (2003) Geological map of Javaherdeh 1:100000. No. 6063. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Beard, J. S., Ragland, P. C. and Rushmer, T. (2004) Hydration Crystallization Reactions between Anhydrous Minerals and Hydrous Melt to Yield Amphibole and Biotite in Igneous Rocks: Description and Implications. *The Journal of Geology* 112(5): 617-621.
- Beccaluva, L. and Serri, G. (1988) Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics* 146(1-4): 291-315.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77(3-4): 165-182.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210-265 .
- Berra, F. and Angiolini, L. (2014) The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic Reconstruction. In: *Petroleum systems of the Tethyan region* (Eds. Marlow, L., Kendall, C. and L., Yose) 106: 1-27. AAPG Memoir.
- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L. and Saidi, A. (1998) Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. *Geophysical Journal International* 135(1): 77-92.
- Chaussard, E. and Amelung, F. (2014) Regional controls on magma ascent and storage in volcanic arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15(4): 1407-1418.
- Claeson, D. T. and Meurer, W. P. (2004) Fractional crystallization of hydrous basaltic "arc-type" magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147(3): 288-304.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzepour, B., Jones, C. R., Ghorashi, M. and Navaee, I. (1977) Geological map of Bandar-e-Anzali 1:250000. No D3. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Coldwell, B., Clemens, J. and Petford, N. (2011) Deep crustal melting in the Peruvian Andes: Felsic magma generation during delamination and uplift. *Lithos* 125(1-2): 272-286.
- Davis, F. A., Hirschmann, M. M. and Humayun, M. (2011) The composition of the incipient partial melt of garnet peridotite at 3 GPa and the origin of OIB. *Earth and Planetary Science Letters* 308(3-4): 380-390.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (2001) *Rock-forming Minerals: Feldspars*. Volume 4A. Geological Society of London, UK.
- Dobosi, G., Schultz-Güttler, R., Kurat, G. and Kracher, A. (1991) Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. *Mineralogy and Petrology* 43(4): 275-292.
- Duchêne, S. and Albarède, F. (1999) Simulated garnet-clinopyroxene geothermometry of eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135(1): 75-91.
- Ebrahimi, L. and Tabatabaei Manesh, S. M. (2015) Petrography and mineral chemistry of the east Nabar volcanic rocks (southwest of Kashan). *Iranian Journal of Petrology* 21: 83-104 (in Persian).
- Ernst, R. E. and Buchan, K. L. (2003) Recognizing mantle plumes in the geological records. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31(1): 469-523.

- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S. and Taylor, R. N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters* 153(3-4): 197-208.
- Fu, B., Page, F. Z., Cavosie, A. J., Fournelle, J., Kita, N. T., Lackey, J. S., Wilde, S. A. and Valley, J. W. (2008) Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156(2): 197-215 .
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Dickin, A. P. and Leonardos, O. H. (1995) High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters* 136(3-4): 149-165.
- Ginibre, C., Wörner, G. and Kronz, A. (2002) Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143(3): 300-315.
- Haghnazar, S. (2012) Petrology, Geochemistry and Tectonic setting of Javaherdasht Cretaceous gabbro in the north part of Alborz Mountains, East of Guilan, North of Iran: A part of ophiolite sequence or intra-continental rift? *Iranian Journal of Petrology* 10: 79-94 (in Persian).
- Haghnazar, S., Malakotian, S. and Allahyari, K. (2015) Tectono-magmatic setting of Cretaceous pillow basalts in the north part of the Alborz mountains in east of Guilan province (north of Iran): a part of ophiolite sequence or intra-continental rift? *Iranian Journal of Geosciences* 24(94): 171-182 (in Persian).
- Housh, T. B. and Luhr, J. F. (1991) Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist* 76(3-4): 477-492 .
- Hüneke, H. and Mulder, T. (2011) Deep-Sea Sediments. *Developments in Sedimentology*. V. 63. Elsevier, New York, US.
- Kay, S. M., Godoy, E. and Kurtz, A. (2005) Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117(1-2): 67-88 .
- Kay, S. M., Mpodozis, C. and Gardeweg, M. (2014) Magma sources and tectonic setting of Central Andean andesites (25.5–28°S) related to crustal thickening, forearc subduction erosion and delamination. *Geological Society, London, Special Publications* 385(1): 303-334.
- Köhler, T. P. and Brey, G. P. (1990) Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54(9): 2375-2388.
- Le Bas, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260(4): 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59(1): 139-154.
- Li, L., Lin, S., Xing, G., Davis, D. W., Davis, W. J., Xiao, W. and Yin, C. (2013) Geochemistry and tectonic implications of late Mesoproterozoic alkaline bimodal volcanic rocks from the Tieshajie Group in the southeastern Yangtze Block, South China. *Precambrian Research* 230: 179-192.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* 68(5-6): 477-493.
- McKenzie, D. and O'Nions, R. K. (1995) The Source Regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 36(1): 133-159.
- Mollo, S., Putirka, K., Iezzi, G., Del Gaudio, P. and Scarlato, P. (2011) Plagioclase-melt (dis)equilibrium due to cooling dynamics: Implications for thermometry, barometry and hygrometry. *Lithos* 125(1-2): 221-235.

- Mollo, S., Putirka, K., Misiti, V., Soligo, M. and Scarlato, P. (2013) A new test for equilibrium based on clinopyroxene–melt pairs: Clues on the solidification temperatures of Etnean alkaline melts at post-eruptive conditions. *Chemical Geology* 352: 92-100.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist* 27(1): 143-156.
- Müntener, O., Kelemen, P. and Grove, T. (2001) The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141(6): 643-658.
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M. and Berra, F. (2009) The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. Geological Society, London, Special Publications 312(1): 7-29.
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Nikishin, A. M., Ziegler, P. A., Abbott, D., Brunet, M. F. and Cloetingh, S. (2002) Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics. *Tectonophysics* 351(1-2): 3-39.
- Nimis, P. (1995) A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121(2): 115-125.
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139(5): 541-554.
- Nimis, P. and Ulmer, P. (1998) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133(1-2): 122-135.
- Nisbet, E. and Pearce, J. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2): 149-160.
- Putirka, K. (1999) Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135: 151-163.
- Putirka, K. D. (2005) Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist* 90: 336-346.
- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1): 61-120.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F. and Shaw, H. (2003) New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* 88(10): 1542-1554.
- Putirka, K. D., Perfit, M., Ryerson, F. J. and Jackson, M. G. (2007) Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology* 241(3-4): 177-206.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. and Walker, D. (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123(1): 92-108.
- Rahmati Ikhchi, M. and Mosavi, E. (2004) Geological map of Langrood 1:100000. No. 6064. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Renjith, M. L. (2014) Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers* 5(1): 113-126.

- Rossetti, F., Monié, P., Nasrabady, M., Theye, T., Lucci, F. and Saadat, M. (2017) Early Carboniferous subduction-zone metamorphism preserved within the Palaeo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *Journal of the Geological Society* 174(4): 741-758.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33(3): 267-309.
- Salavati, M. (2008) Petrology, geochemistry and mineral chemistry of extrusive alkalic rocks of the Southern Caspian Sea Ophiolite, Northern Alborz, Iran: Evidence of alkaline magmatism in southern Eurasia. *Journal of Applied Sciences* 8(12): 2202-2216.
- Salavati, M., Kananian, A. and Noghreyan, M. (2012) Geochemical characteristics of mafic and ultramafic plutonic rocks in southern Caspian Sea Ophiolite (Eastern Guilan). *Arabian Journal of Geosciences* 6(12): 4851-4858.
- Sarjoughian, F., Kananian, A. and Ahmadian, J. (2012) Application of pyroxene chemistry for evaluation of temperature and pressure in the Kuh-e Dom intrusion. *Iranian Journal of Petrology* 11: 97-110 (in Persian).
- Sayari, M., Sharifi, M. and Tabatabaei Manesh, S. M. (2014) Thermo-barometry of amphibole-plagioclase phenocrysts in volcanic rocks in the east of Kamu north of Isfahan province (middle part of the Central Iranian volcanic belt). *Iranian Journal of Petrology* 18: 93-104 (in Persian).
- Sengör, A. M. C. (1992) The Palaeo-Tethyan suture: A line of demarcation between two fundamentally different architectural styles in the structure of Asia. *Island Arc* 1(1): 78-91.
- Singer, B. S., Dungan, M. A. and Layne, G. D. (1995) Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist* 80: 776-798.
- Sisson, T. W. and Grove, T. L. (1993) Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113(2): 167-184.
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT- estimations. *GFF* 119(1): 55-60.
- Stamatelopoulou-Seymour, K., Vlassopoulos, D., Pearce, T. H. and Rice, C. (1990) The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera Volcano, Aegean Volcanic Arc, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104(1): 73-84.
- Stöcklin, J. (1974) Northern Iran: Alborz Mountains. Geological Society, London, Special Publications 4(1): 213-234.
- Tepley, F. J., Davidson, J. P. and Clyne, M. A. (1999) Magmatic Interactions as Recorded in Plagioclase Phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology* 40(5): 787-806.
- Tepley, F. J., Davidson, J. P., Tilling, R. I. and Arth, J. G. (2000) Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Petrology* 41(9): 1397-1411.
- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C. and Cristofolini, R. (2010) Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos* 116(1-2): 77-91.
- Wells, P. A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62(2): 129-139.
- White, W. M. (2010) Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38(1): 133-160.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. and Taheri, J. (2009) The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova* 21(3): 211-218.

- Wilson, B. M. (2007) *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media.
- Winter, J. D. (2014) *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson Education Limited, London, UK.
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3(3): 342-532.
- Zaeimnia, F., Kananian, A. and Salavaty, M. (2011) Petrogenesis of Southern Amlash Alkaline Rocks in the South Caspian Sea, North of Iran. *Geosciences* 78: 69-78 (in Persian).
- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A. and Heidarzadeh, G. (2013) The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Research* 24(3-4): 1237-1266.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., R. Ghassemi, M. and Sabouri, J. (2006) Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28(11): 2023-2037.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J. (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. *Geological Society, London, Special Publications* 312(1): 31-55.
- Zhang, C.-L., Xu, Y.-G., Li, Z.-X., Wang, H.-Y. and Ye, H.-M. (2010) Diverse Permian magmatism in the Tarim Block, NW China: Genetically linked to the Permian Tarim mantle plume? *Lithos* 119(3-4): 537-552.