Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

14th Year, No. 55, Autumn 2023, pp. 25-52

Petrological Journal

Research Article

Geothermobarometry and nature of intermediate lavas from the south of Damavand volcano

Monireh Kheirkhah

Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran,
kheirkhah.monireh1@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 15 July 2023
Accepted: 23 September 2023

Keywords
Damavand volcano
Alborz Magmatic Belt
Geothermobarometric
Trachyandesite

10.22108/ijp.2023.138404.1305

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Damavand stratovolcano is in Alborz Magmatic Belt (AMB), in the north of Iran, and the Iranian plateau. This large dormant volcano was constructed with a composite large cone (more than 400 km^2). Damavand is known as the highest mountain (elevation ~5671 m) in the Middle East and South Asia. The youngest known eruptions of Damavand volcano (7.3 Ka), which mostly erupted on the western side of the summit, are composed of trachyandesite, and trachyte lavas with pyroclastic while the older eruptions (1.8-0.6 Ma) consisting of alkali olivine basalts, tephrite basanite, and trachyandesite, emplaced at the base of the volcano. The current Damavand cone is located above the old and eroded building and periodically includes trachyandesite- trachyte lavas with small eruptions of mafic lavas and pyroclastic rock. These lavas formed in the youngest geological period (Quaternary) covered Mesozoic deposits (Shemshak and Lar Formations). The intensity of Alborz volcanic activities extended into the Tertiary, but was not uniform, as its maximum occurred in the late Eocene and Oligocene, and after a period, volcanic activities re-intensified in the Pliocene.

Regional Geology

Damavand volcano is in the center of Alborz Mountain Belt, in the Iranian plateau. The stratigraphic evidence indicates that the volcanism occurred in the two phases the older (old Damavand) and the younger sequences (younger Damavand)

Analytical Methods

After initial petrographic studies, suitable samples were analyzed for whole-rock composition determined by XRF and ICP-MS analyses at the Geological Survey of Iran.

Mineral composition determined by EPMA (Electron Probe Micro-Analyser) at Iran Mineral Processing Research Center. The analysis was performed at this center by the electronic microprocessor model CAMECA-SX 100 made by the French company Cameca. This device is equipped with a spectrometer with an electron diode receiver and

Corresponding Author

To cite this article: Kheirkhah, M. (2023) Geothermobarometry and nature of intermediate lavas from the south of Damavand volcano. Petrological Journal, 14(3), 25-52.

works automatically based on a high accuracy of 1% and the simultaneous operation of several diode detectors and electron beam stability with a carbon coating.

Petrography, Minerals, and Whole Rocks Chemistry

The analyzed samples roughly cluster in the two zones, mafic alkaline rocks (tephrite-basanite) and intermediate-felsic rocks (trachyandesite- trachyte). The main purpose of this study is the mineral chemistry of the Ziar-Lasen trachyandesites, with a SiO_2 content of 57wt%. The predominant mineral assemblages of these rocks are plagioclases (andesine-Labradorite), k-feldspar (sanidine-anorthoclase), clinopyroxene (augite-diopside), mica (phlogopite, biotite), apatite, and Ti-magnetite and the dominant textures are porphyry and microlithic porphyry textures with main phenocrysts. Feldspars show signs of disequilibrium and sieve textures in their cores and rim and desorption and skeletal. These phenocrysts, which are sometimes as glomerocrysts, show zoning Some mafic enclaves with variable textures and mineralogy are seen in the matrix of the trachyandesitic rocks.

Result and Discussion

Volcanic activities in the middle part of Central Alborz Mountain initiated about 2 million years ago with the eruption of mafic to intermediate-acidic lavas and pyroclastic rocks. The most common minerals of the trachyandesits from the south of Damavand (Polour to Ziar-Lasem) are felspar, pyroxene, mica, apatite, and opaque minerals., whereas the intermediate lavas are characterized by the presence of plagioclases (An_{31-58}, andesine), alkali feldspars (Or_{32-65}, sanidine to anorthoclase), pyroxene, mostly augite (Wo_{42-45} $En_{42-47}Fs_{10-13}$) rare diopside (Wo_{46-48} En_{43-46} Fs_{8-10}), mica phlogopite ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ <0.3) as well as high Mg # (67-76) and Ti-magnetite.

Chemically, the clinopyroxenes are characterized by high Mg # (97-76) and phlogopites by Fe # <0.33, high Ti (70-79), and high Mg # (76-67) and so, the nature of host magma is sub-alkaline.

On the base of thermobarometer data, the clinopyroxene and phlogopite phenocrysts from Ziar-Lasem trachyandesites crystallized at a wide range of temperature and pressure.

The crystallization temperature for clinopyroxenes, ranges from 1180 to 1250 °C, at 6-10 kbars pressure (equi. to 22-36.5 km depth), and for mica varies from 819 to 843°C, at 0.1-1.14 kbars pressure (equal to 4-0.65 km depth.). Base on clinopyroxenes compositions (Mg#>80) the crystallization of these minerals was re-equilibrated with high Mg# melts (50–54) (Eskandari et al., 2018). The similarity of these values with those of basalts indicate their deep crystallization from more mafic magma (Lanzafame et al., 2013). It is suggested that the clinopyroxenes of the intermediate volcanic products of Ziar-Lasen were crystallized at 22-36.5 km depth, approximately equivalent to lower crust (28–33 km), and evolved by assimilation, fractionation, and contamination when their parent magma erupted from deep depth to the surface or crystallized at shallow chambers within a thick crust.

Acknowledgment

The author is grateful to the Editor-in-Chief and esteemed referees of the Petrological Journal for their useful constructive comments, to the Research Institute for Earth Sciences and to Dr. Karimi.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
14th Year, No. 55, Autumn 2023, pp. 25-52.

Petrological Journal

پتـــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال چهاردهم، شماره پنجاه و پنجم، پاییز ۱۴۰۲، ص. ۲۵- ۵۲.

مقالهٔ پژوهشی

زمین‌دمافشارسنجی و سرشت گدازه‌های حد واسط جنوب آتشفشان دماوند

منیره خیرخواه

دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران، kheirkhah.monireh1@gmail.com

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۰۴/۲۴
تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۷/۰۱

کلید واژه‌ها
آتشفشان دماوند
کمربند ماگمایی البرز
زمین- دما فشارسنجی
تراکی‌آندزیت

10.22108/ijp.2023.138404.1305

چکیده

دماوند آتشفشان چینه‌ای خاموشی در کمربند ماگمایی البرز در شمال ایران است که با مخروطی مرکب (بیش از ۴۰۰ کیلومترمربع) روی پوستهٔ نسبتاً ستبر رشته کوه البرز (۵۸-۶۷ کیلومتر) در فلات ایران جای گرفته است و مرتفع‌ترین کوه (۵۶۷۱ متر) در خاورمیانه و جنوب آسیا به‌شمار می‌رود. تکاپوی‌های آتشفشان دماوند با خروج حجم‌های کوچک و مجزایی از روانه‌های مافیک (تفریت، بازانیت، تراکی بازالت و آلکالی‌الیوین‌بازالت) نزدیک به ۱.۸ میلیون سال پیش آغازشده است و تا ۶۰۰ هزار سال پیش با فوران گدازه‌های حد واسط تا اسیدی (تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت و تراکیت) ادامه یافته است. بر پایهٔ تجزیه نقطه‌ای کانی‌های سازندهٔ این گدازه‌ها، ترکیب پلاژیوکلاز (An_{31-58})، آندزین تا لابرادوریت و فلدسپار (Or_{32-65}) سانیدین و انورتوکلاز است، میکای فلوگوپیت ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)<0.3$)، کلینوپیروکسنِ اوژیت (Wo_{42-45} En_{42-47} Fs_{10-13}) و دیوپسید ($Wo_{46-48}En_{43-46}Fs_{8-10}$) و کانی‌های تیره تیتانومگنتیت است. با محاسبات زمین‌دمافشارسنجی، تبلور فلوگوپیت‌ها در دمای ۸۴۳ تا ۸۱۹ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۶ تا ۰.۶۳ کیلوبار و کلینوپیروکسن‌ها در دمای نزدیک به ۱۲۰۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۱۰ تا ۶ کیلو بار روی داده است.

مقدمه

در این پژوهش، ولکانیسم-منطقهٔ زیار-لاسم و پلور در جنوب آتشفشان دماوند، در شمال ایران بررسی می‌شود. آتشفشان دماوند از پدیده‌های شاخص زمین‌شناسی ایران و بلندترین کوه در خاورمیانه و باختر آسیا است. این آتشفشان چینه‌ای[1] روی پوستهٔ کمابیش ستبری (۵۸-۶۷ کیلومتر) در ۲ میلیون سال گذشته ساخته شده است. آتشفشان دماوند در بخش میانی کوه‌های البرز مرکزی در شمال فلات ایرانی-ترکی، در استان مازندران و در ۵۰ کیلومتری تهران جای دارد (Davidson et al., 2004).

[1] Stratovolcano

نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: خیرخواه، م. (۱۴۰۲) زمین‌دمافشارسنجی و سرشت گدازه‌های حد واسط جنوب آتشفشان دماوند. پترولوژی، ۱۴(۳)، ۲۵-۵۲.

زیرپهنـــهٔ البـــرز مرکـــزی، از گســـل‌های رورانـــده و چین‌خوردگی‌ها ساخته شده است. از مهم‌ترین گسل‌های منطقهٔ دماوند می‌توان از گسل‌هـای بایجـان، اسـک، نـوا، سفیداب، شاهان، دشت ورارود و راندگی مشا-فشم نام برد که این شکسـتگی‌هـا محـل برخـورد دو رونـد سـاختاری متفاوت در رشته کوه‌های البرز شده‌اند و آتشفشان دماوند را در ایـن منطقـه بسـیار پیچیـده زمین‌سـاختی پدیـد آورده‌انـد (Aghanabati, 2005) بـر پایـهٔ بررسـی‌های زانچـی و همکـاران (Zanchi et al., ۲۰۰۶)، پیـدایش رشته کوه البرز پیامـد رخـدادهای زمین‌سـاختی در طـی فازهای کوهزایی گوناگون است. فاز کوهزایی سـیمریندر تریاس پایانی موجب بالاآمدگی، چین‌خوردگی، دگریختی و بسته‌شدن پالئوتتیس در شمال ایران به‌ویژه البرز شـده است. فاز کوهزایی پاسادنین نیز با بسته‌شدن نئـوتتیس و همگرایی صفحهٔ عربی و اوراسیا، رسوب‌های نئـوژن البـرز شمالی و کنگلـومرای هـزاردره در البـرز جنـوبی را دچـار چین‌خوردگی کرده است و آغازی بـر تکـاپوی آتشفشـانی دماونـد شـده اسـت (Aghanabati, 2005). تکاپوهـای آتشفشانی دماوند در راستای NE-SW در روند فشارشـی البـرز مرکـزی، سـبب پیـدایش مخـروط کنـونی دماونـد شده‌است (Shabanian et al., 2012). فعالیت آتشفشانی دماوند با توالی قدیمی‌تر (دماوند کهـن) و تـوالی جـوان‌تر (دماونـد جـوان)، دسـت‌کم بـه ۲ میلیـون سـال پـیش برمی‌گردد. بیشتر پژوهشگران بازهٔ سنی این آتشفشـان را از پلیوسن پایانی تا هولوسن دانسته‌اند. قدیمی‌ترین فوران (۱/۷۸ Ma) دماوند از پومیس‌های تراکی‌آنـدزیتی سـازند پلـور سـاخته شـده اسـت. در ضـلع جنـوبی قلـهٔ دماونـد نشانه‌هایی از خروج گازها و فومرول‌ها نمایان هستند. این محل یک دهانهٔ قدیمی بوده اسـت کـه بـا قلـهٔ مخروطـی فعلی مستور شده است. مخروط کنونی آتشفشـان دماونـد (دماوند جوان) شامل تناوبی از تفرا و گـدازه‌های مخـروط آتشفشان است که روی سطح پی‌سنگی فرسـایش‌یافته از نهشته‌های رسوبی مختلف بـا سـن پرکـامبرین پسـین تـا کـــواترنری (دماونـــد قـــدیمی) جـــای گرفتـــه‌اســـت (Aghanabati, 2005). بر پایهٔ بررسـی‌های سـن‌سـنجی دیویدسـون و همکـاران (Davidson et al., 2004)، تکاپوی آتشفشانی دماوند در بازه‌های زمـانی ۱۸۰۰-۸۰۰ هزار سال، ۶۰۰-۱۵۰ هزار سال و ۶۰-۷ هزار سـال پـیش رخ داده است. ایگنمبریت‌های آسک و آواری‌های زیر ایـن روانه‌هـا نزدیـک بـه ۲۸۰ هـزار سـال پـیش از مجراهـای مجزایی در دامنه‌های دماوند برون ریخته‌انـد. محصـولات اصلی آتشفشانی دماوند شامل گدازه‌هـای تراکی‌آنـدزیتی، تراکیتی و نهشته‌های آذرآواری با وسعتی نزدیک به ۳۲۰ کیلومتر مربع هستند و بیشترشـان از قلـه و شـکاف‌هـای فرعـی شعاعی‌شـکل بیـرون ریختـه‌انـد. بـا بررسـی‌های اسـکندری و همکـاران (Eskandari et al., 2018)، جوان‌ترین فوران آتشفشان دماوند روانه‌های تراکیتی است که نزدیک به ۷ هزار سال پیش در دامنهٔ بـاختری فـوران کرده است. دهانهٔ آتشفشان دماوند نزدیـک بـه ۴۰۰ متـر قطر دارد و بیشتر آن را دریاچه‌ای از یـخ پوشـانده اسـت. این آتشفشان در پهنه‌ای فشارشی و بسیار فعال و جوان و در گسـلش راسـتالغز رخ داده اسـت. بـا توجـه بـه نبـود ویژگی‌هـای عنصـرهای کمیـاب شـاخص محیط‌هـای فرورانشـی در بررسـی‌های شـیمی گـدازه‌های دماونـد، و شواهد زمین‌ساختی و ژئوفیزیکی منطقه آتشفشانی، گمان می‌رود دست‌کم از یک میلیون سال پیش، فرورانش فعالی بر رشته کوه‌های البـرز اثـر نکـرده اسـت؛ اگرچـه برخـی پژوهشـگران (Brousse and Vaziri, 1982) آتشفشـان دماوند را متاثر از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکـزی دانسـته‌انـد. پیـرس و همکـاران (Pearce et al., 1990)، پیدایش ایـن آتشفشـان را پیامـد یـک نقطـهٔ داغ موضعی دانسته‌اند که با برداشته‌شدن فشـار و بالاآمـدگی سست‌کره، در پاسخ به لایه‌لایـه شـدگی زیـرین روی داده است. رخداد لایه‌لایه‌شدگی سنگ‌کره که با ضخیم‌شـدگی (نزدیک به ۳۰ کیلومتر) پوسته همخـوانی دارد، از لحـاظ دینامیکی دربارهٔ پیدایش کوه‌های بلند البرز پیشنهاد شده اسـت (Dehghani and Makris, 1984) و ترکیـب زمـین‌شـیمیایی، بـه‌ویـژه ایزوتـوپی گـدازه‌هـای دماونـد نمی‌توانسته است در پی ذوب سست‌کره و بدون مشارکت عنصرهای ناسازگار (از مخزنی غنـی‌شـده) در سـنگ کـره

ایجاد شده باشند (Young et al., ۱۹۸۸). ازاین‌رو، بر پایهٔ الگوی پیشنهادی وردل (Verdel et al., 2011)، در پایان الیگوسن تا میوسن در ایران مرکزی و البرز، محیط کافت‌مانندی شبیه OIB پدید آمده است که ماگماتیسم دماوند مرتبط با این محیط دانسته شده است. ازآنجایی‌که فوران‌های دماوند در کواترنری روی داده‌اند، فرورانشی در این بازهٔ زمانی گزارش نشده است. بر پایهٔ داده‌های سن‌سنجی رادیومتری توده‌های آذرین درونی و روانه‌های گدازه‌ای پیرامون دماوند، نزدیک به ۲۵ میلیون سال پس از پایان فرورانش، در پی کاهش فشار، وجود سیال‌ها و گازهای داغ برخاسته از گوشته سنگ‌کره‌ای و متاسوماتیزه که سبب افزایش دما در این نقطه از البرز مرکزی شده‌اند، آتشفشان دماوند از یک تنوره یا پلوم پدید آمده است (Eskandari et al., 2019).

هدف این پژوهش، بررسی گدازه‌های جنوب و جنوب‌باختری آتشفشان دماوند و به‌ویژه سرشت ماگمای سازندهٔ گدازه‌های تراکی‌آندزیتی منطقهٔ زیار-لاسم و شرایط دما-فشارسنجی و ژرفای پیدایش کانی‌های سازندهٔ این گدازه‌های حد واسط، به‌ویژه کلینوپیروکسن و میکاست. همچنین، در این پژوهش شرایط فیزیکی‌شیمیایی ماگمای مادر بر پایهٔ شیمی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن بررسی شده است.

زمین‌شناسی

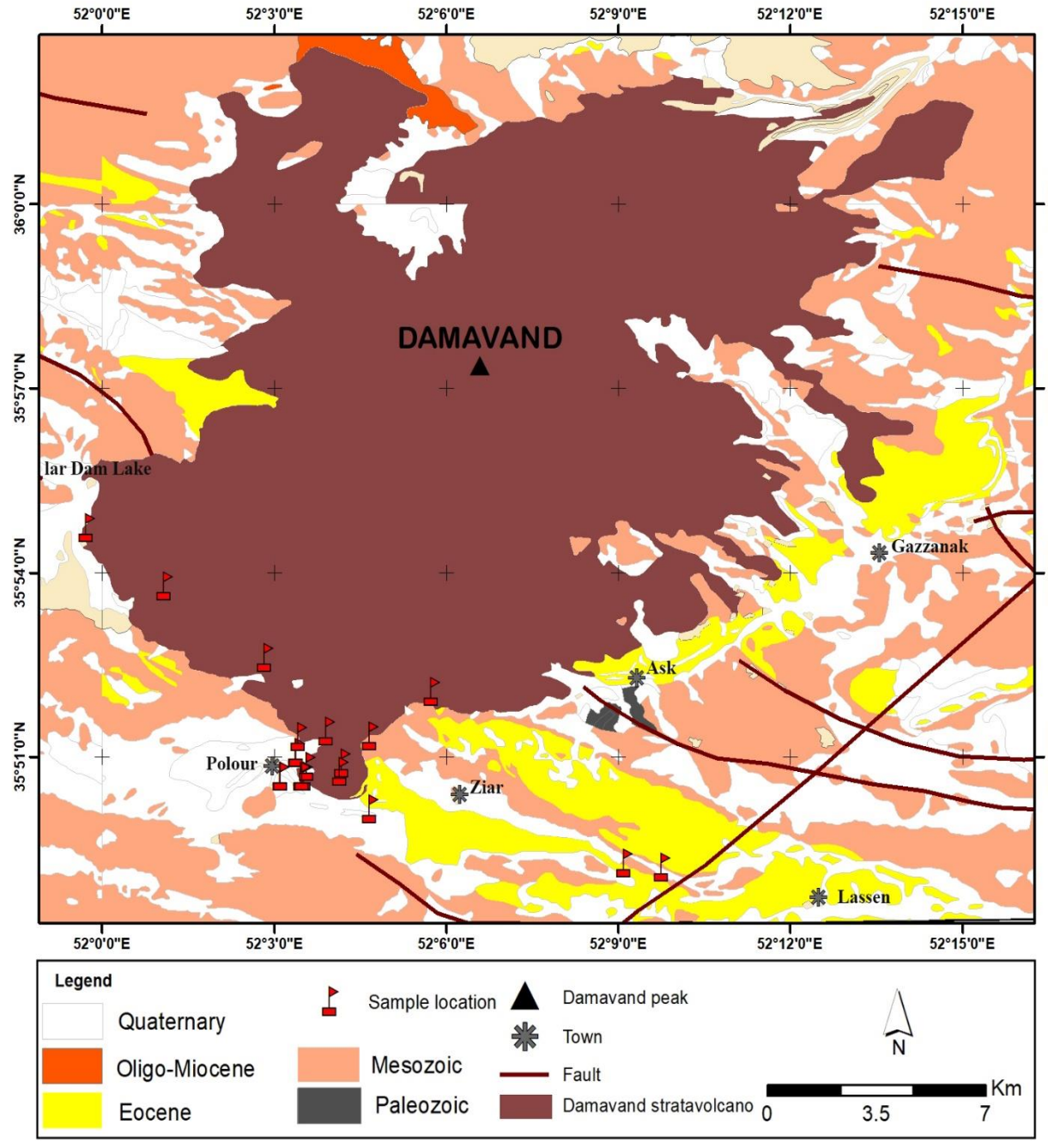
فوران‌های آتشفشان دماوند، نهشته‌های مزوزوییک (سازندهای شمشک و لار) و نهشته‌ها و آذرآواری‌ها و گدازه‌های پالئوژن و نئوژن پوشانده‌اند. مخروط کنونی دماوند جوان روی بقایای فرسایش‌یافتهٔ فوران‌های قدیمی دماوند جای گرفته است و تفاوت مشخصی میان مجموعه‌های کانیایی و یا ترکیب سنگ‌های دو فاز فورانی دیده نمی‌شود (Davidson et al., ۲۰۰۴). محصولات فورانی دماوند از قدیم به جدید شامل گدازه‌های مافیک (الیوین‌بازالت، بازانیت-تفریت) هستند که نشان می‌دهند این سنگ‌ها از نخستین‌ترین فوران‌های دماوند هستند و از ذوب‌بخشی منابع الترامافیک گوشته‌ای جدایش یافته‌اند. همچنین، بیشتر آنها از دهانه‌های کوچک و جداگانه‌ای در دامنه‌های جنوبی دماوند برون‌ریخته‌اند و شامل گدازه‌های حد واسط و اسیدی (تراکی‌آندزیتی، تراکیتی، تراکی‌داسیتی) هستند که از آلکالی‌الیوین‌بازالت‌های قدیمی‌تر دماوند پدید آمده‌اند. آلودگی‌های پوسته‌ای و جدایش ماگمایی ترکیب بازالت‌های آلکالن اولیه را به تراکی‌آندزیت‌های جوان‌تر تغییر داده‌اند (Liotard et al., ۲۰۰۸). روانه‌های جوان‌تر تراکی‌آندزیتی، تراکی‌داسیتی و تراکیتی به‌همراه آذرآواری‌ها، ریخت‌شناسی گنبد کنونی آتشفشان دماوند را ساخته‌اند. این روانه‌ها با فوران‌های شعاعی در مناطق گسترده‌ای در نزدیکی دودکش قلهٔ آتشفشانی برون ریخته‌اند و در یال‌های باختری و پرشیب تجمع بیشتری یافته‌اند (Davidson et al., 2004). در دامنه‌های جنوبی آتشفشان، تناوب گدازه و آذرآواری‌ها نمود بیشتری دارند. روانه‌های گدازه از بخش جنوبی آتشفشان به‌سوی خاور جوان‌تر می‌شوند. در منطقهٔ یادشده، گدازه‌های بازالتی و بازانیتی قدیمی (در مناطق زیار- لاسم) و تراکی‌آندزیت‌های جوان‌تر (زیار-پلور) روی رسوب‌های آبرفتی کواترنری دره‌هراز و آذرآواری‌ها جای گرفته‌اند. همچنین، گدازه‌های تراکی‌آندزیتی در خاور رودخانه هراز واحدهای بازالتی قدیمی تیره‌تر را پوشانیده‌اند. در برخی بخش‌ها، گدازه‌های تراکی‌آندزیتی و تراکی‌داسیتی، نهشته‌های رسوبی و آهک‌های مزوزوییک سازند تیزکوه را پوشانده‌اند (Kheirkhah and Mobashergermi, 2021).

آتشفشان دماوند را می‌توان آتشفشانی فعالی دانست که آخرین فوران آن در ۷۳۰۰ سال پیش روی داده است (Siebert et al., ۲۰۱۱). وجود فومرول‌ها و چشمه‌های گرم پیرامون دماوند، شواهد زمین‌فیزیکی و ناهنجاری‌های گرمایی سطحیِ این آتشفشان (Eskandari et al., 2015, 2018) گویای وجود توده‌ای گرم در ژرفای ۳ تا ۷ کیلومتری در زیر این آتشفشان است.

روش انجام پژوهش

برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی و شیمی کانی گدازه‌های بخش جنوبی آتشفشان دماوند (شکل ۱)، در هنگام انجام بازدید و بررسی‌های

صحرایی از مناطق پلور- لاسم، نزدیک به ۶۰ نمونهٔ سنگی برداشت شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری مقاطع نازک، نمونه‌های مناسب برای آزمایش‌های زمین‌شیمیایی با روش‌های ICP-MS و XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تجزیهٔ شیمیایی شدند (جدول ۱).



شکل ۱. نقشهٔ ساده‌شدهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ آتشفشان دماوند (Afaqi et al., 1987) و محل برداشت نمونه‌ها.

Figure 1. A simplified geological map of Damavand (based on the geological 1:100000 map of Damavand (Afaqi et al., 1987) and the sampling locations.

در این راستا چندین نمونهٔ انتخابی از گدازه‌های تراکی‌آندزیتی لاسم-زیار در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به روش ریزکاوالکترونی (EMPA) تجزیه شدند. در این مرکز از دستگاه ریزکاوالکترونی مدل Cameca-SX 100 که دارای اسپکترومتر با گیرندهٔ دیود الکترونی است بهره گرفته می‌شود. این دستگاه به‌صورت خودکار بر پایهٔ دقت بالای ۱ درصد و عملکرد هم‌زمان چند آشکارساز دیودی و پایداری پرتوی الکترونی کار می‌کند. تجزیهٔ کانی‌های یادشده در شرایط ولتاژ ۱۵ Kev، فشار $۱۰^{-۷}\times$ ۴ Torr، آمپراژ ۲۰ nA و بزرگی طول موج ۲/۵ میکرومتر انجام شد. فرایند کالیبره‌شدن دستگاه نیز بر پایهٔ Al/Crn، Si/Wo، Ca/Wo، Na/Ab، K/Or، $Mn/MnSiO_3$، Fe/Hm، Mg/Per و Ti/Rt بوده است. داده‌های به‌دست‌آمده با نرم‌افزارهای رایانه‌ای AX و Excel بررسی و نمودارهای لازم رسم شدند. داده‌های به‌دست‌آمده (جدول‌های ۲ تا ۵) از تجزیهٔ کانی به‌صورت اکسیدی هستند و مقدار اتم هر اکسید در فرمول کانی بر پایهٔ شمار اتم‌های اکسیژن به روش پیشنهادیِ دروپ (Droop, 1987) به‌دست آمده است. محاسبهٔ مقدار Fe^{3+} و Fe^{2+} با کمک نرم‌افزارهای رایانه‌ای و بر پایهٔ روش پیشنهادیِ پاپیک و همکاران (Papike et al., ۱۹۷۴) انجام شده است.

جدول ۱. ترکیب برخی عنصرهای اصلی در تراکی‌آندزیت‌های جنوب دماوند.

Table 1. Some major elements composition of the trachyandesites in the south Damavand.

Point No.	ML.1	ML.2	ML.3	ML.4	ML.5	ML.6	ML.7	ML.8	ML.9	ML.10	MP.1	MP.2	MP.3
SiO_2	45.1	45.5	61.6	46.5	57.1	58.6	58.4	57.8	47.23	45.8	61.74	63.14	63.6
Na_2O	4.1	4.5	4	4.3	4.3	4.1	4.4	4.1	4.1	2.7	4.47	4.48	3.7
K_2O	2.9	2.1	4.3	2	5	5.1	4.9	4.9	3.6	3.7	4.42	4.68	4.5

Point No.	MP.4	MP.5	MP.7	MP.18	MP.19	MP.8	MP.9	MP.10	MP.11	MP.12	MP.13	MP.14	MP.17
SiO_2	61.86	62.04	61.52	64.41	64.28	60.16	61.31	58.96	64.23	62.96	64.91	65.68	61.85
Na_2O	4.46	4.48	4.24	4.39	4.46	4.05	4.39	3.89	4.28	4.39	4.25	4.37	4.24
K_2O	4.56	4.61	4.58	4.64	4.65	4.48	4.43	4.5	4.8	4.43	4.97	4.81	4.47

جدول ۲. ترکیب اکسید عنصرهای اصلی (بر پایهٔ wt%) فلدسپار درون تراکی‌آندزیت جنوب آتشفشان دماوند و فرمول ساختاری (بر پایهٔ a.p.f.u.) به‌دست‌آمده بر پایهٔ ۸ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آن.

Table 2. The major elements' oxide composition (in wt%) of the feldspar in the trachyandesite in the south of Damavand Volcano and its calculated structural formula (in a.p.f.u.) based on 8 oxygen atoms, and the end-members.

Point No.	49 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	31 / 1 .
SiO_2	57.19	52.30	51.81	53.55	55.45	56.66	60.18	60.35	52.55
TiO_2	0.08	0.00	0.02	0.01	0.07	0.06	0.02	0.04	0.05
Al_2O_3	26.89	29.59	30.10	28.28	27.69	26.84	24.68	23.82	29.53
FeO*	0.51	0.45	0.54	0.43	0.61	0.52	0.47	0.37	0.45
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.06	0.07	0.07	0.07	0.03	0.03	0.04	0.03	0.06
CaO	8.68	12.33	13.37	12.10	9.64	8.57	6.43	5.14	11.69
Na_2O	6.45	5.25	4.61	5.25	6.21	6.41	7.53	7.98	5.38

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Point No.	49 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	31 / 1 .
K_2O	1.03	0.37	0.27	0.37	0.81	0.99	1.58	2.08	0.41
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
P_2O_5	0.01	0.24	0.14	0.32	0.00	0.05	0.00	0.25	0.00
V_2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.92	100.60	100.93	100.49	100.72	100.14	100.93	100.10	100.12
Si	2.27	2.08	2.05	2.13	2.20	2.26	2.39	2.41	2.10
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.42	1.57	1.59	1.50	1.47	1.43	1.30	1.27	1.57
Fe	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.69	0.98	1.06	0.96	0.77	0.69	0.51	0.41	0.93
Na	1.02	0.84	0.73	0.84	0.99	1.02	1.19	1.28	0.86
K	0.16	0.06	0.04	0.06	0.13	0.16	0.25	0.33	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.61	5.57	5.53	5.55	5.62	5.61	5.68	5.74	5.58
Or (%)	8.71	3.14	2.34	3.17	6.84	8.47	12.82	16.47	3.52
Ab (%)	54.57	44.55	39.86	44.99	52.45	54.86	61.10	63.18	46.24
An (%)	36.72	52.31	57.80	51.84	40.71	36.67	26.09	20.35	50.24

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Point No.	32 / 1 .	33 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	20 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1	7 / 1.
SiO_2	51.21	52.66	56.60	55.08	57.48	61.91	63.25	64.99
TiO_2	0.00	0.00	0.05	0.05	0.06	0.04	0.19	0.60
Al_2O_3	30.66	29.04	26.82	28.23	25.72	21.23	20.30	19.70
FeO	0.51	0.49	0.45	0.45	0.44	0.56	0.96	2.10
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.05	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.20
CaO	12.54	12.37	7.97	9.25	7.41	7.17	3.77	0.56
Na_2O	5.15	5.05	7.03	6.34	7.07	7.41	6.60	3.33
K_2O	0.41	0.41	1.04	0.83	1.22	1.49	3.90	6.58
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
NiO	0.09	0.00	0.00	0.27	0.00	0.04	0.12	0.05

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Point No.	32 / 1 .	33 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	20 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1	7 / 1.
P_2O_5	0.00	0.68	0.00	0.09	0.12	0.00	0.03	0.00
V_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
Total	100.64	100.76	99.98	100.62	99.56	99.89	99.17	98.16
Si	2.04	2.09	2.26	2.19	2.31	2.48	2.55	2.65
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Al	1.63	1.54	1.43	1.50	1.38	1.13	1.09	1.07
Fe	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.08	0.17
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ca	1.00	0.98	0.64	0.74	0.60	0.57	0.30	0.05
Na	0.82	0.80	1.13	1.01	1.14	1.19	1.07	0.54
K	0.07	0.07	0.17	0.13	0.20	0.24	0.63	1.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
P	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.59	5.54	5.66	5.63	5.66	5.67	5.74	5.60
Or (%)	3.47	3.52	8.63	7.04	10.17	11.93	31.49	64.57
Ab (%)	43.53	43.37	58.32	53.75	58.94	59.35	53.29	32.68
An (%)	53.00	53.11	33.06	39.21	30.89	28.71	15.22	2.75

جدول ۳. ترکیب اکسید عنصرهای اصلی (بر پایهٔ wt%) کانی بیوتیت و فرمول ساختاری (بر پایهٔ a.p.f.u.) به‌دست‌آمدهٔ آن بر پایهٔ ۲۲ اتم اکسیژن.

Table 3. The major elements' oxide composition (in wt%) of biotite and its calculated structural formula (in a.p.f.u.) based on 22 oxygen atoms.

Point No.	39/1.	38 / 1 .	42/1.	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .
SiO_2	35.74	36.87	36.43	37.41	37.51	36.71	36.78	35.64	36.12	36.22
TiO_2	6.28	6.97	6.93	6.63	6.64	6.94	6.72	6.75	7.08	6.96
Al_2O_3	14.60	13.68	12.63	12.83	13.20	13.59	13.54	13.38	13.29	13.31
FeO	12.09	10.73	13.28	9.87	10.28	10.32	11.65	12.71	11.50	11.22
MnO	0.06	0.07	0.10	0.00	0.03	0.06	0.11	0.10	0.07	0.10
MgO	16.24	17.28	15.04	17.07	17.40	18.39	15.61	16.33	15.99	17.13
CaO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02
Na_2O	1.43	1.15	1.21	0.98	0.93	1.04	0.84	0.84	0.96	0.96
K_2O	9.98	10.34	10.97	10.35	10.61	10.44	10.16	10.16	10.41	10.25
NiO	0.05	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.16	0.12	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

Point No.	39/1.	38 / 1 .	42/1.	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .
V_2O_3	0.34	0.40	0.39	0.39	0.33	0.37	0.34	0.35	0.35	0.37
P_2O_5	0.07	0.00	0.00	0.19	0.00	0.07	0.08	0.04	0.06	0.00
Total	96.90	97.61	96.99	95.74	96.93	97.98	95.85	96.46	95.99	96.55
Si	5.26	5.35	5.42	5.50	5.47	5.30	5.44	5.29	5.36	5.33
Al ^{iv}	2.53	2.34	2.21	2.22	2.27	2.31	2.36	2.34	2.33	2.31
Al ^{vi}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
Ti	0.70	0.76	0.78	0.73	0.73	0.75	0.75	0.75	0.79	0.77
Fe^{+2}	1.49	1.30	1.65	1.21	1.25	1.25	1.44	1.58	1.43	1.38
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.56	3.74	3.34	3.74	3.78	3.96	3.44	3.62	3.54	3.76
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.41	0.32	0.35	0.28	0.26	0.29	0.24	0.24	0.28	0.27
K	1.88	1.92	2.09	1.95	1.98	1.93	1.93	1.93	1.98	1.93
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
V	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
P	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Total	18.42	18.16	18.11	15.71	15.78	18.33	18.04	18.18	18.11	18.13
Mg#	0.71	0.74	0.67	0.76	0.75	0.76	0.71	0.70	0.71	0.73
Fe#	0.30	0.26	0.33	0.25	0.25	0.24	0.30	0.30	0.29	0.27
Mn#	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ΣAl (a.p.f.u)	2.53	2.34	2.21	2.22	2.27	2.39	2.36	2.34	2.33	2.31
Fe+2/(Fe^{+2}+Mg)	0.29	0.26	0.33	0.24	0.25	0.24	0.30	0.30	0.29	0.27

جدول ۴. ترکیب اکسید عنصرهای اصلی (بر پایهٔ wt%) کانی‌های تیره و فرمول ساختاری (بر پایهٔ a.p.f.u.) به‌دست‌آمده بر پایهٔ ۴ اتم اکسیژن.

Table 4. The major elements' oxide composition (in wt%) of the opaque minerals and their calculated structural formula (in a.p.f.u.) based on 4 oxygen atoms.

Point No.	40 / 1 .	48 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .
SiO_2	0.13	0.12	0.10	0.09
TiO_2	11.16	2.58	7.59	6.80
Al_2O_3	4.17	3.68	2.09	2.68
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	69.96	79.09	77.10	79.37
MgO	0.39	0.83	0.67	0.35
CaO	6.29	4.08	3.45	2.75
Na_2O	0.28	0.05	0.03	0.08
K_2O	0.11	0.82	0.05	0.00

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Point No.	40 / 1 .	48 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .
Cr_2O_3	0.01	0.59	0.00	0.00
NiO	2.27	0.20	0.11	0.18
P_2O5	0.13	0.44	0.00	0.06
V_2O_3	0.31	1.39	0.00	0.00
Total	0.77	0.38	0.63	0.63
Si	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	0.30	0.07	0.22	0.20
Ti	0.18	0.16	0.10	0.12
Fe^{+3}	0.98	1.36	1.23	1.24
Fe^{+2}	1.13	1.11	1.30	1.34
Mn	0.01	0.03	0.02	0.01
Mg	0.34	0.23	0.20	0.16
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.06	0.00	0.00
K	0.00	0.03	0.00	0.00
Cr	0.07	0.01	0.00	0.01
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00
P	0.01	0.04	0.00	0.00
V	0.02	0.01	0.02	0.02
Total	3.06	3.13	3.10	3.10

جدول ۵. ترکیب اکسید عنصرهای اصلی (بر پایهٔ wt%) کلینوپیروکسن و فرمول ساختاری (بر پایهٔ a.p.f.u.) به‌دست‌آمده بر پایهٔ ۶ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آن.

Table 5. The major elements' oxide composition (in wt%) of the clinopyroxene and its calculated structural formula (in a.p.f.u.) based on 6 oxygen atoms, and the end-members.

Point No.	43 / 1	44 / 1	45 / 1	46 / 1	47 /1	51 / 1	52 / 1	1 / 1
SiO_2	51.53	53.42	53.7	51.43	52.34	52.17	52.03	52.49
TiO_2	0.88	0.43	0.36	0.7	0.34	0.4	0.41	0.58
Al_2O_3	3.32	1.31	1.06	2.19	1.3	1.31	1.38	1.61
FeO	6.66	7.68	7.34	7.4	7.48	8.16	8.01	7.81
MnO	0.11	0.35	0.38	0.34	0.29	0.37	0.33	0.26
MgO	15.35	14.8	14.83	14.52	16.44	16.09	16.3	15.97
CaO	21.68	20.41	20.2	21.56	21.37	21.46	21.45	20.57
Na_2O	0.91	0.72	0.98	0.98	0.69	0.69	0.59	0.55
K_2O	0.09	0.29	0.53	0.61	0.11	0.02	0	0.03
Cr_2O_3	0.15	0.02	0	0	0.12	0	0	0.01
NiO	0	0	0	0.08	0	0	0	0
V_2O_3	0.12	0.81	1.22	1.79	0.18	0	0.13	0.12

جدول ۵. ادامه.

Table 5. Continued.

Point No.	43 / 1	44 / 1	45 / 1	46 / 1	47 /1	51 / 1	52 / 1	1 / 1
P_2O_5	0.07	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.07
Total	100.87	100.27	100.63	101.65	100.7	100.71	100.65	100.07
Si	1.873	1.965	1.965	1.869	1.907	1.906	1.901	1.932
Al ^{iv}	0.127	0.035	0.035	0.094	0.056	0.056	0.059	0.068
Al ^{vi}	0.016	0.022	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Ti	0.024	0.012	0.010	0.019	0.009	0.011	0.011	0.016
Fe^{+3}	0.113	0.000	0.000	0.060	0.143	0.158	0.144	0.061
Fe^{+2}	0.089	0.236	0.225	0.165	0.085	0.092	0.101	0.179
Mn	0.003	0.011	0.012	0.010	0.009	0.011	0.010	0.008
Mg	0.832	0.812	0.809	0.787	0.893	0.876	0.888	0.876
Ca	0.844	0.804	0.792	0.840	0.834	0.840	0.840	0.811
Na	0.064	0.051	0.070	0.069	0.049	0.049	0.042	0.039
K	0.004	0.014	0.025	0.028	0.005	0.001	0.000	0.001
Cr	0.004	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
P	0.004	0.025	0.038	0.055	0.006	0.000	0.004	0.004
V	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
$Mg^{\#}$	0.903	0.775	0.783	0.827	0.913	0.905	0.898	0.830
Fe3+#	0.435	0.000	0.000	0.391	0.706	0.736	0.708	0.467
$Cr^{\#}$	0.029	0.010	0.000	0.000	0.058	0.000	0.000	0.004
Q	1.766	1.852	1.826	1.791	1.813	1.808	1.828	1.866
J	0.128	0.103	0.139	0.138	0.097	0.098	0.084	0.078
Wo (%)	45	43	43	45	43	43	43	42
En (%)	44	44	44	42	46	45	45	45
Fs (%)	11	13	12	12	12	13	12	12
XPT	37.8	39.1	39.0	38.1	39.4	39.5	39.5	39.1
YPT	-29.1	-28.5	-28.7	-28.1	-29.2	-28.7	-28.8	-28.7

جدول ۵. ادامه.

Table 5. Continued.

Point No.	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1	11 / 1	28 / 1
SiO_2	53.18	51.57	51.38	50.79	51.06	51.36	51.42	51.24
TiO_2	0.47	0.40	1.03	1.11	1.17	0.97	0.62	0.57
Al_2O_3	1.34	1.29	3.43	4.23	4.72	4.00	2.16	1.92
FeO	7.87	8.01	6.52	5.77	5.13	4.85	7.17	6.87
MnO	0.40	0.36	0.11	0.10	0.10	0.05	0.34	0.29
MgO	16.1	15.71	16.6	14.16	14.06	15.43	16.51	16.23

جدول ۵. ادامه.

Table 5. Continued.

Point No.	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1	11 / 1	28 / 1
CaO	20.42	21.90	20.82	21.84	21.93	21.30	21.07	22.65
Na_2O	0.54	0.61	0.58	0.62	0.59	0.62	0.62	0.6
K_2O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.1	0.01	0.01	0.04	0.01	0.08
NiO	0.00	0.00	0.09	0.00	0.07	0.37	0.00	0.00
V_2O_3	0.26	0.04	0.06	0.29	0.11	0.10	0.03	0.11
P_2O_5	0.06	0.03	0.07	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03
Total	100.64	99.95	100.81	98.96	99.01	99.13	100.00	100.62
Si	1.947	1.901	1.865	1.888	1.891	1.896	1.884	1.868
Al iv	0.053	0.056	0.135	0.112	0.109	0.104	0.093	0.082
Al vi	0.005	0.000	0.012	0.073	0.097	0.070	0.000	0.000
Ti	0.013	0.011	0.028	0.031	0.033	0.027	0.017	0.016
Fe^{+3}	0.034	0.159	0.098	0.000	0.000	0.013	0.143	0.180
Fe^{+2}	0.207	0.088	0.100	0.179	0.159	0.136	0.077	0.030
Mn	0.012	0.011	0.003	0.003	0.003	0.002	0.011	0.009
Mg	0.879	0.863	0.898	0.785	0.776	0.849	0.902	0.882
Ca	0.801	0.865	0.810	0.870	0.870	0.842	0.827	0.885
Na	0.038	0.044	0.041	0.045	0.042	0.044	0.044	0.042
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Cr	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Ni	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.011	0.000	0.000
P	0.008	0.001	0.002	0.009	0.003	0.003	0.001	0.003
V	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
Mg#	0.809	0.907	0.900	0.814	0.830	0.862	0.921	0.967
Fe^{3+}#	0.368	0.738	0.395	0.000	0.000	0.071	0.604	0.679
Cr#	0.000	0.005	0.019	0.002	0.001	0.007	0.003	0.027
Q	1.888	1.816	1.808	1.834	1.805	1.828	1.806	1.796
J	0.077	0.087	0.082	0.089	0.085	0.089	0.088	0.085
Wo (%)	42	44	42	47	48	46	42	45
En (%)	46	44	47	43	43	46	46	45
Fs (%)	13	13	10	10	9	8	11	11
XPT	39.5	39.3	37.8	36.7	36.4	36.8	38.5	39.1
YPT	-29.0	-28.4	-29.5	-28.7	-29.0	-29.7	-29.1	-29.2

سنگ‌نگاری

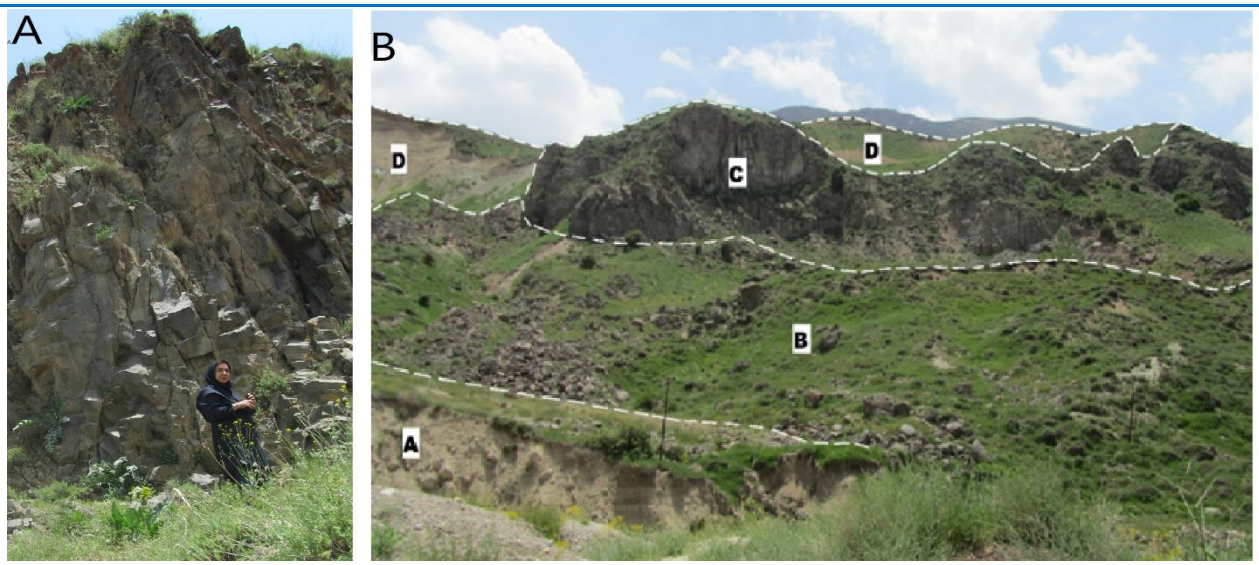
در این پژوهش روانه‌های بازیک تا حد واسط جنوب آتشفشان دماوند در مناطق زیار- لاسم و پلور برای بررسی سنگ‌شناختی، تحولات ماگمایی و دمافشارسنجی منطقه بررسی شدند. محل نمونه‌های برداشت‌شده در نقشهٔ ساده‌شدهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند (شکل ۱) نشان داده شده است. در این منطقه، تراکی‌آندزیت‌های منشوری‌شکل و توده‌ای بیشتر

حفره‌دار[2] هستند و درز و شکاف دارند. همچنین، روی واحدهای قدیمی‌تر و لاهار به‌صورت نیمه‌افقی جریان یافته‌اند. در بخش زیرین این گدازه‌ها، قطعات برشی زاویه‌دار با خمیرهٔ هماتیتی و لیمونیتی دیده می‌شوند. در آغاز جادهٔ لاسم به هراز، تناوبی از لاهار و گدازه‌های منشوری و بلوکی دیده می‌شود. لاهار D_2 درشت‌دانه‌تر و جوان‌تر است و محیط سیلابی شدیدتری را نسبت به لاهارهای قدیمی‌تر D_1 نشان می‌دهد (شکل ۲).

رخنمون‌های بازیک (الیوین‌بازالت و بازانیت) در جنوب دماوند در منطقهٔ لاسم و زیار از قدیمی‌ترین گدازه‌های دماوند به‌شمار می‌آیند که در جنوب‌خاوری رودخانه هراز گدازه‌های بازیک به رنگ خاکستری تیره در زیر گدازه‌های تراکی‌آندزیتی دگرسان جای گرفته‌اند (شکل ۳).

با بررسی سنگ‌شناختی نمونه‌های منطقه، بازالت‌های لاسم و زیار از فنوکریست‌های الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آپاتیت ساخته شده‌اند. خمیره از شیشه بازیک و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و میکروفنوکریست‌هایی از فلدسپارهای قلیایی، کلینوپیروکسن، بیوتیت، کانی‌های کدر و به‌ندرت آنالسیم است (شکل ۴-A). بافت‌های هیالومیکرولیتیک پورفیری، حفره‌دار و گلومروپورفیری (شکل ۴-B) از بافت‌های شاخص این سنگ‌ها هستند. بیشتر الیوین‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در برخی نمونه‌ها حاشیه‌ها ایدنگزیتی شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت شکل‌دار با ماکل دوتایی هستند و گاه به‌صورت گلومروکریست دیده می‌شوند. آپاتیت و کانی‌های کدر نیز در خمیره یافت می‌شوند (شکل ۴-A). برخی بیوتیت‌ها به‌صورت کانی واکنشی در سنگ حضور دارند و پیامد تأثیر فاز فومرولی و یا واکنش مذاب‌های بجامانده با فاز متبلور هستند. بیشتر بیوتیت‌ها اکسی‌بیوتیت هستند و فرایند اوپاسیتی‌شدن بیوتیت‌ها از حاشیه تا بلور کامل را تحت‌تأثیر قرار داده است؛ به‌گونه‌ای‌که گاه تنها قالبی از کانی برجای مانده است.

[2] Vesicular



شکل ۲. نمایی از گدازه‌های تراکی‌آندزیتی منشوری در منطقهٔ زیار، **A**) لاهار ۱، **B**) گدازه‌های بلوکی، **C**) گدازه‌های منشوری، **D**) لاهار ۲.

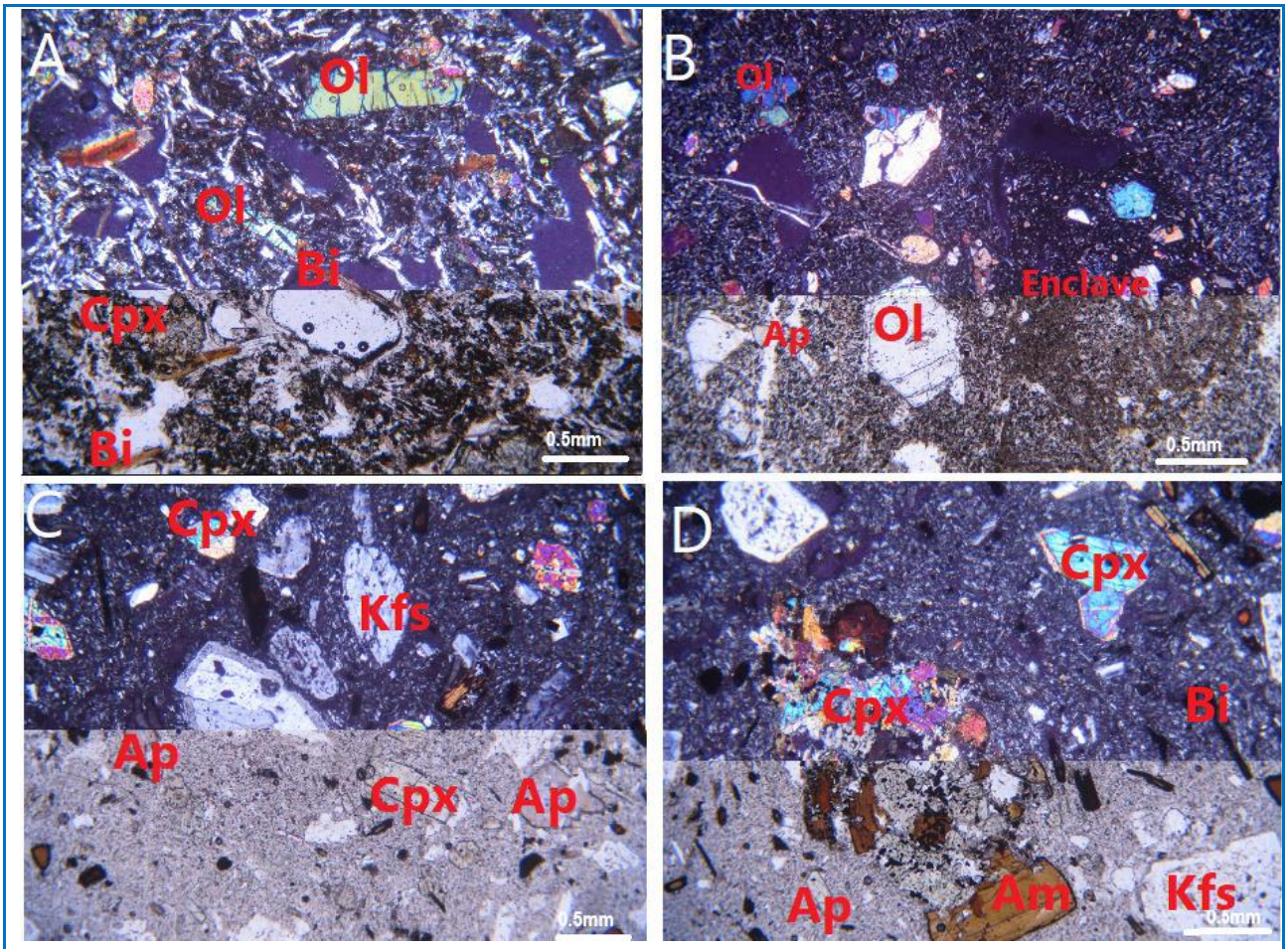
Figure 2. A view of the prismatic trachyandesite lavas in the Ziar area: **A**) lahar 1; **B**) bluky lavas; **C**) prismatic lavas; **D**) lahar 2.

شکل ۳. نمایی از گدازه‌های تراکی‌آندزیتی با رنگ روشن و بازالت‌های قدیمی خاکستری رنگ در منطقه زیار.

Figure 3. A view of the light colored trachyandesite lavas and older gray basalts in the Ziar area.

برخی پژوهشگران (Pandamouz, 2004)، بازالت‌های بیوتیت‌دار را جوان‌تر از بازالت‌های بدون بیوتیت دانسته‌اند. تراکی‌آندزیت‌ها گسترش بزرگی در منطقه دارند. این سنگ‌ها با بافت هیالوپورفیری، میکرولیتی پورفیری و گلومروپورفیری، فنوکریست‌های فلدسپار، کلینوپیروکسن، آمفیبول، میکا و آپاتیت دارند. از ویژگی‌های این گدازه‌ها، تبلور چند مرحله‌ای کانی‌ها از مگاکریست، فنوکریست، میکروفنوکریست و میکرولیت است (شکل ۴-D). درشت‌بلورهای فلدسپار (پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار) با حاشیه‌های خورده‌شده، بافت غربالی، منطقه‌بندی (شکل ۴-C)، آمفیبول (هورنبلند قهوه‌ای) اپاسیتی‌شده، کلینوپیروکسن‌های با ماکل دوتایی و بیشتر شکل‌دار، بیوتیت و فلوگوپیت‌های اپاسیتی‌شده (شکل‌های ۴-C و ۴-D)، از ویژگی‌های تراکی‌آندزیت‌های این منطقه به‌شمار می‌روند. اپاسیتی‌شدن آمفیبول‌ها و میکاها بیشتر در حاشیه و گاه در بخش‌های مرکزی بلور و کل بلور رخ داده است (شکل ۴-B) که گویای شرایط ناپایدار فیزیکی‌شیمیایی محیط پیدایش و یا هنگام فوران است. این ویژگی را می‌توان پیامد عواملی مانند افزایش دما در آشیانهٔ ماگمایی، کاهش فشار ماگما (Plechov et al., 2008) و افزایش فوگاسیتهٔ اکسیژن و فشار بخار آب هنگام پیدایش این کانی‌ها و آبزدایی در هنگام فوران ماگما دانست (Best and Christiansen, 2001). آپاتیت‌های منطقه از نوع فلوئور آپاتیت (شکل ۱۱-C) هستند. حضور آپاتیت‌های کم کلر در سنگ‌های میزبان پتاسیم بالا چه‌بسا نشان‌دهندهٔ جدایش کلر و پتاسیم از ماگمای اولیه است (Kheirkhah and Karimi, 2022). در این سنگ‌ها گلوموکریست‌هایی از کانی‌های مافیک (شکل ۴-D) دیده می‌شوند. می‌توان گفت ماگماتیسم حد واسط این منطقه متأثر از فرایندهای ذوب‌بخشی، جدایش

بلـورین و آلـودگی ماگمـایی (AFC) بـوده اسـت. در بررسی‌های سـنگ‌نگاری نمونـه‌هـای حـد واسـط منطقـهٔ پلـور-زیـار نشـانه‌هایی از آمیختگـی ماگمـایی نیـز دیـده می‌شود. در گـدازه‌های قـدیمی کانی‌هـای آبـدار کمیـاب هسـتند. از ایـن‌رو، آمفیبـول‌هـا بـا حاشـیهٔ سـوخته و اپاسـیتی‌شـده نمایـان هسـتند. در بازالـت‌هـای لاسـم گزنولیت‌هـای دیـده مـی‌شـوند کـه از ریزدانـه‌هـای نهشته‌های قدیمی تشکیل شده‌اند (شکل ۴-B).



شکل ۴. تصـویرهای میکروسـکوپی از سـنگ‌هـای آتشفشـانی جنـوب آتشفشـان دماونـد (بخـش پـایین تصـویرها در PPL و بخـش بـالای آنهـا در XPL). **A**) بازالـت منطقـهٔ لاسـم بـا بافـت هیـالومیکرولیتی پـورفیری و حفـره‌دار بـا فنوکریسـت‌هـای الیـوین، کلینوپیروکسـن و بیوتیـت؛ **B**) بازالـت منطقـهٔ زیـار بـا انکـلاو؛ **C**) فنوکریسـت‌هـای فلدسـپار، کلینوپیروکسـن، بیوتیـت و آپاتیـت در تراکی‌آنـدزیت منطقـهٔ زیـار؛ **D**) گلومروکریسـتی از آمفیبـول، کلینوپیروکسـن، آپاتیـت و بیوتیـت در گـدازهٔ تراکی‌آنـدزیتی منطقـهٔ پلور.

Figure 4. Photomicrographs of the volcanic rocks from the south of Damavand Volcano (XPL and PPL images are shown in the top and bottom, respectively). **A**) The basalt from Lasem area with hyialomicrolithic porphyry and vesicular textures composed of olivine, clinopyroxene, and biotite phenocrysts; **B**) The basalt of Ziar area with an enclave; **C**) Felspar, clinopyroxene, and biotite phenocrysts and apatite in the trachyandesite lavas with of Ziar area; **D**) A glomercryst of hornblende, clinopyroxene, biotite, and apatite in a trachyandesite from Polour area.

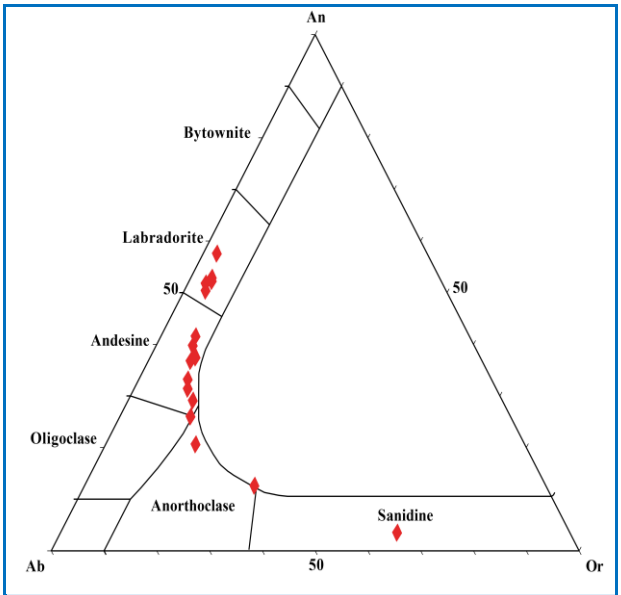
شیمی کانی

مهم‌تـرین کانی‌هـای سـازندهٔ تراکی‌آنـدزیت‌هـای منطقـه زیـار، فلدسـپار، کلینوپیروکسـن، میکـا، کانی‌هـای تیـره و آپاتیـت هسـتند. در جـدول‌های ۲ تـا

۵ داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ ریزکاوالکترونی کانی‌های مهم به همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمدهٔ آنها آورده شده است. به کمک ترکیب شیمیایی کانی‌ها شرایط دما- فشار تبلور و تعادل کانی‌ها و برخی ویژگی‌های دیگر مانند سرشت ماگما و شرایط فیزیکی‌شیمیایی آن بحث و بررسی شده است.

فلدسپار

کانی‌های گروه فلدسپار شامل فنوکریست‌ها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و میکروفنوکریست‌های فلدسپارهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. داده‌های ریزکاوالکترونی فلدسپارهای سنگ‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیتی جنوب آتشفشان دماوند (جدول ۲) نشان می‌دهد پلاژیوکلازها (An_{31-58})، ترکیب آندزین تا لابرادوریت و فلدسپارها (Or_{32-65}) از نوع سانیدین و انورتوکلاز دارند (شکل ۵).

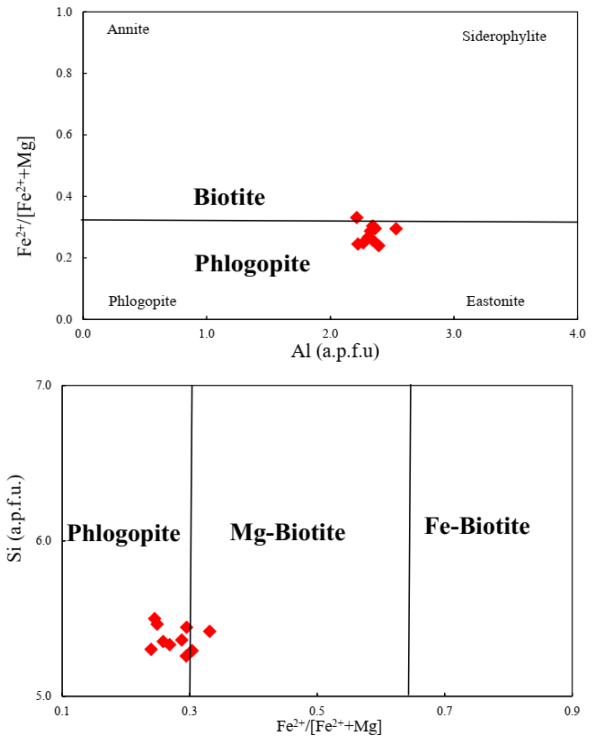


شکل ۵. ترکیب شیمیایی فلدسپارهای درون تراکی‌آندزیت‌های جنوب آتشفشان دماوند در نمودار سه‌تایی رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 2012).

Figure 5. The composition of feldspars in the trachyandesite in the south of Damavand Volcano on the ternary feldspar classification diagram (Deer et al., 2012).

میکا

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ ریزکاوالکترونی میکاها و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده آنها در سنگ‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیتی جنوب آتشفشان دماوند در جدول ۳ آورده شده‌اند. بر پایهٔ داده‌های آزمایشگاهی ریزکاو الکترونی، در میکاهای یادشده مقدار Al^{Total} برابر با ۲/۲۱ تا ۲/۵۳ اتم در واحد ساختاری (a.p.f.u) و $Fe/(Fe+Mg)$ <۰/۳۳ (۰/۲۴ تا ۰/۳۳) به‌دست آمد. ازاین‌رو، ترکیب میکاها در تراکی‌آندزیت‌ها، بیشتر فلوگوپیت و یک نمونه نیز بیوتیت است (شکل ۶). با توجه به مقدار درصدوزنی SiO_2 در میکاهای تجزیه‌شده (۳۷/۵۱ تا ۳۵/۶۴ درصدوزنی) و #Mg (۰/۷۵ تا ۰/۶۷)، ماگمای سازندهٔ این سنگ‌ها از سیلیس فقیر است و با داده‌های شیمیایی سنگ کل گدازه‌های منطقه (جدول ۱) هماهنگی دارد.

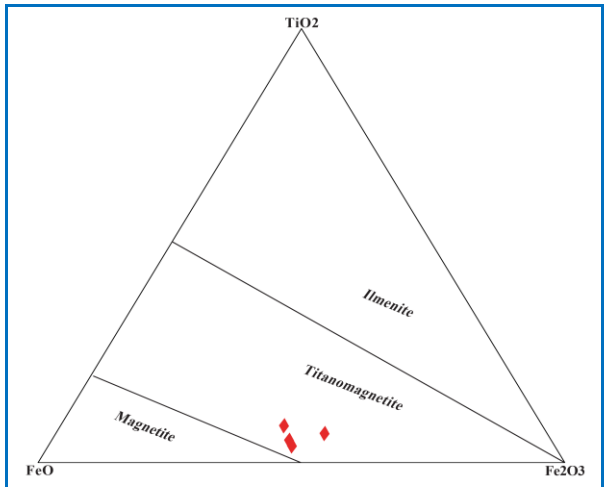


شکل ۶. ترکیب میکای درون تراکی‌آندزیت‌های جنوب آتشفشان دماوند نمودارهای تغییرات ترکیبی Al و Si در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Rieder et al., 1998).

Figure 6. Composition of micas in the trachyandesite in the south of Damavand Volcano on Al and Si versus $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ diagram (Rieder et al., 1998).

کانی‌های کدر

داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از تجزیـهٔ ریزکـاوالکترونی کانی‌های تیره در تراکی‌آنـدزیت‌هـای جنـوب دماونـد و فرمـول سـاختاری به‌دسـت‌آمده بـرای آنهـا (جـدول ۴) گویای آنست که این کانی‌ها از نوع تیتانومگنتیت هستند (شکل ۷).

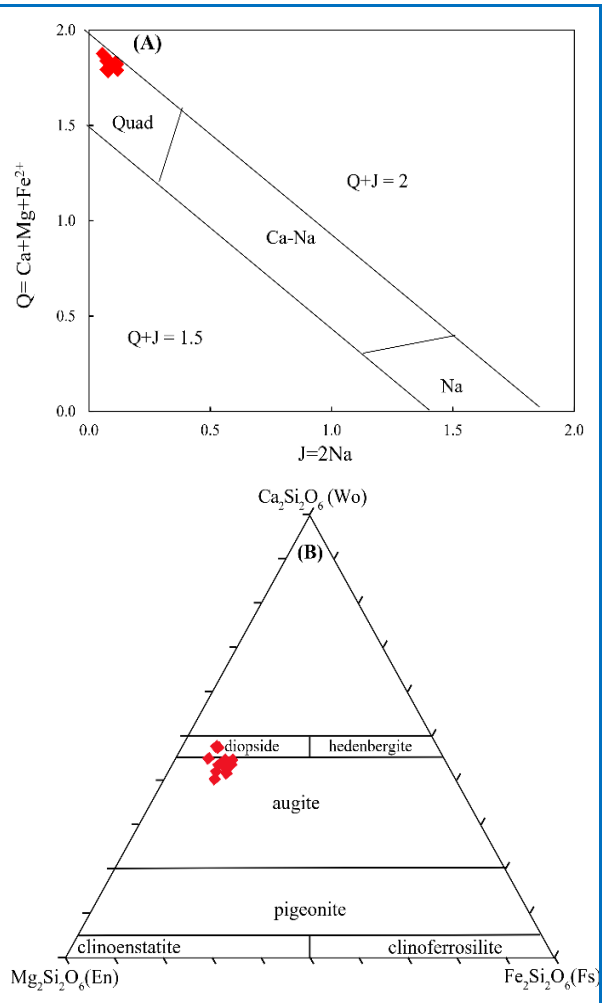


شـکل ۷. نمـودار رده‌بنـدی سـه‌تایی FeO، TiO_2 و Fe_2O_3 (Stormer, 1983) بـرای کانی‌هـای تیـره درون تراکی‌آندزیت جنوب آتشفشان دماوند.

Figure 7. TiO_2, FeO, Fe_2O_3 ternary classification diagram (Stormer, 1983) for the opaque minerals in trachyandesite in the south of Damavand Volcano.

پیروکسن

تغییـرات مقـدار Mg (۰/۷۸ تـا ۰/۹۰)، Fe^{2+} (۰/۰۳۰ تـا ۰/۲۴)، Ca (۰/۷۹ تـا ۰/۸۸)، و Na (۰/۰۴ تـا ۰/۰۷) کلینوپیروکسـن‌هـای منطقـه بـر پایـهٔ a.p.f.u. (جـدول ۵) در نمـودار Q-J (شـکل ۸-A) بـازهٔ ترکیبـی کلینوپیروکسـن‌های غنـی از منیـزیم-کلسـیم-آهـن (محـدودهٔ Quad) را نشـان می‌دهـد. ازایـن‌رو، نمـودار سـه‌تایی En-Wo-Fs بـرای رده‌بنـدی کلینوپیروکسـن‌ها بـه‌کار بـرده شـد (شـکل ۸-B). بیشـتر کلینوپیروکسـن‌ها ترکیـب اوژیـت (Wo_{42-45} En_{42-47} Fs_{10-13}) دارنـد و یـک نمونـه نیـز ترکیـب دیوپسـید (Wo_{46-48} En_{43-46} Fs_{8-10}) نشان می‌دهد.



شـکل ۸. ترکیـب کلینوپیروکسـن‌هـای درون تراکی‌آنـدزیت جنـوب آتشفشـان دماونـد در **A**) نمـودار رده‌بنـدی Q-J (Morimoto et al., 1988)؛ **B**) نمـودار رده‌بنـدی سـه‌تـایی ولاسـتونیت، انسـتاتیت، فروسـیلیت (Morimoto et al., 1988).

Figure 8. Composition of clinopyroxenes in trachyandesite in the south of Damavand Volcano on **A**) Q-J classification diagram (Morimoto et al., 1988); **B**) Wollastonite (Wo) - Enstatite (En) - Ferrosilite (Fs) ternary classification diagram (Morimoto et al., 1988).

زمین‌شیمی سنگ کل

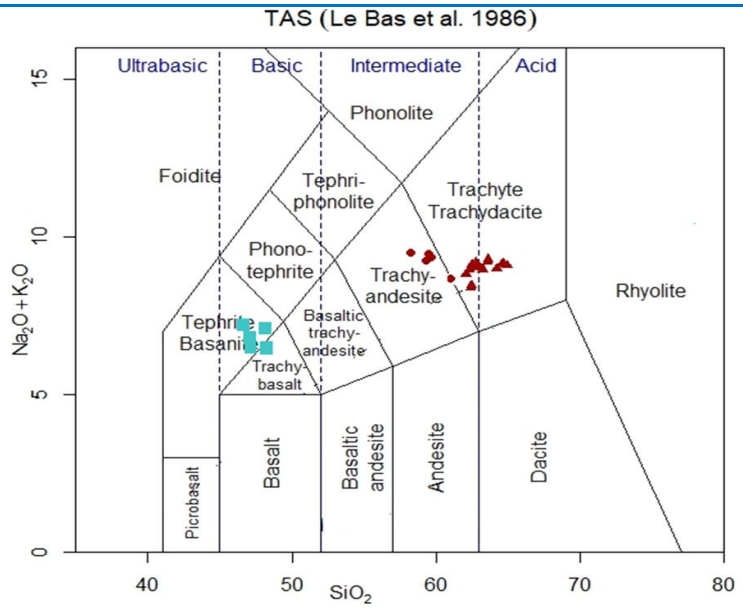
نمونـه‌هـایی کـه مـورد تجزیـه شـیمیایی برخـی از اکسـیدهای عناصـر اصـلی بـرای تعیـین ترکیـب سـنگ‌هـای منطقـه مطالعـه شـده‌انـد، در جـدول ۱ نمـایش داده شـده‌انـد. الیوین‌بازالـت‌هـای دماونـد میـزان SiO_2 کمـی (۴۵.۱ – ۴۷.۲۳ درصـدوزنی) دارنـد کـه نشـان‌دهندهٔ

اولیه‌بودن ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. در نمونه‌های حد واسط، مقدار SiO_2 (۶۵/۶۸ - ۵۷/۱ درصدوزنی) بازهٔ گسترده‌ای دارد و ازاین‌رو می‌توان گفت انواع بازیک شاید از ذوب‌بخشی منابع الترامافیک جدایش یافته‌اند و نمونه‌های حد واسط، تکامل‌یافته‌ترین سنگ‌های دماوند هستند. به باور لیوتارد و همکاران (Liotard et al., 2008)، تراکی‌آندزیت‌ها چه‌بسا از الیوین‌بازلت‌های آلکالن منطقه جدا شده باشند. با پژوهش‌های میرنژاد و همکاران (Mirnejad et al., 2010) روشن شد تراکی‌آندزیت‌ها با داشتن SiO_2 بالاتر، MgO کمتر، LILE بالاتر و ایزوتوپ‌های Sr بالاتر و Nd کمتر، نسبت به الیوین‌بازالت‌های آلکالن منطقه، به آلودگی پوسته‌ای بیشتری دچار شده‌اند.

در نمودار نامگذاری TAS، نمونه‌های برگزیده از منطقهٔ جنوب دماوند در محدوده‌های مختلفی جای گرفته‌اند (شکل ۱۰):

- نمونه‌های بازیک زیار-لاسم در محدوده تفریت-بازانیت و تراکی‌بازالت؛
- نمونه‌های حد واسط زیار-لاسم در محدوده تراکی‌آندزیت؛
- نمونه‌های پلور در محدودهٔ تراکیت-تراکی‌داسیت.

با توجه به آلکالینیتهٔ بالای سنگ‌های بررسی‌شده می‌توان اصطلاح آبساروکیت و باناکیت را نیز به‌ترتیب برای سنگ‌های مافیک و حد واسط به‌کار برد (Broussea and Moinevaziri, 1982; Liotard et al., 2008). به باور پژوهشگران (Davidson et al., 2004)، هیچ تفاوت چشمگیری در ترکیب شیمیاییِ سنگ‌های دماوند قدیم و جدید و روانه‌های گدازه و سنگ‌های آذرآواری دماوند دیده نمی‌شود.



شکل ۹. نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Le Bas et al., 1986) برای نمونه‌های منطقهٔ زیار(دایرهٔ سرخ توپر)، پلور (مثلث سرخ توپر) و نمونه‌های بازیک لاسم (مربع آبی)

Figure 9. SiO_2 versus Na_2O+K_2O diagram (Le Bas et al., 1986) for the samples from Ziar area (red filled circle), Polour area (red filled triangles), and Lasem area (blue square).

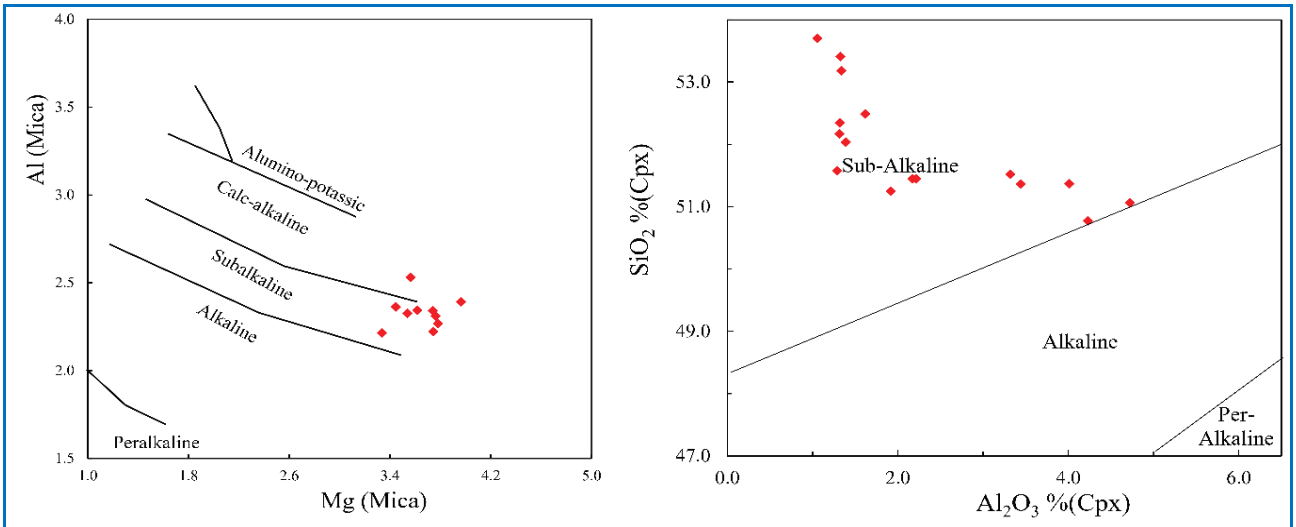
بحث

آتشفشان چینه‌ایِ دماوند از گدازه‌های حد واسط (تراکی‌آندزیت، تراکی داسیت، تراکیت) و توده‌های کوچکی از گدازه‌های بازیک (بازالت‌های آلکالن الیوین‌دار، تفریت-بازانیت) در تناوبی از آذرآواری‌ها و لاهار ساخته شده است. در منطقهٔ پلور-لاسم،

گـدازه‌های تراکی‌آنـدزیتی روی سـنگ‌هـای بـازالتی دماونـد قـدیمی و نهشـته‌هـای رسـوبی مزوزوییـک (سـازندهای شمشـک و لار) بـرون ریخته‌اند.گـدازه‌های مافیـکِ جنـوب دماونـد، منـاطق محـدود و پراکنـده‌ای را دربرگرفته‌اند و برخـی دره‌هـای بـرش‌دهنـده سـازند پلـور را پـر کـرده‌انـد (Davidson, et al., 2004). در ایـن منطقـه گـدازه‌های حـد واسـط دماونـد روی بازالـت‌هـا جـای گرفتـه‌انـد، در یکـی از تـازه‌ترین پژوهش‌هـا (Davidson et al., 2004) روشـن شـد تراکی‌آنـدزیت‌هـا و قطعـات پومیسـی دماونـد از قـدیمی‌تـرین تکاپوهـای تراکی‌آنـدزیتی منطقـه بـوده‌انـد کـه تقریبـاً بـا فعالیـت الیوین‌بازالـت‌هـا همزمـان بـوده اسـت. ایـن پژوهشـگران نخسـتین فـوران آتشفشـان دماونـد در ۱/۸ میلیـون سـال پـیش را روانـه‌هـای بازالـت الیـوین منطقـهٔ پلـور دانسـته‌اند و چـون بیشـتر ایـن روانـه‌هـا سـازند پلـور را بـرش داده‌انـد، بـازهٔ زمـانی ۱۷۷۶–۸۱۲ هـزار سـال را بـرای پیـدایش آنهـا بـرآورد کرده‌اند. روانه‌های جـوان‌تر کـه به‌صـورت شـعاعی آرایـش یافتـه‌انـد ریخت‌شناسـی گنبـدی‌کنونی را پدیـد آورده‌انـد و بیشـتر در یـال‌هـای بـاختری شـیب‌دار دماونـد تجمـع یافتـه‌انـد. جـوان‌ترین تکـاپوی دماونـد در ۷۳۰۰ سـال پیش رخ داده اسـت و شـاید بقایـای گنبـد قـدیمی ماننـد سـدی توپـوگرافی از جابجـایی روانـه‌هـا به‌سـوی بخـش خـاوری آتشفشـان جلـوگیری کـرده‌انـد. در نمـودار رده‌بنـدیِ پیشـنهادیِ لوبـاس و همکـاران (Le Bas et al., 1986)، نمونـه‌های منطقـهٔ لاسـم -زیـار در محـدودهٔ بازالـت، بازانیـت و تراکی‌آنـدزیت و نمونـه‌های پلـور در محـدودهٔ تراکـی داسـیت و تراکیـت جـای دارنـد. بررسـی‌های اسـکندری و همکـاران (Eskandari et al., 2018) وجـود گـپ ترکیبـی آشـکار در نمونـه‌های دماونـد قـدیم و جدیـد را توضـیح می‌دهـد. تـازه‌ترین پژوهش‌هـا نشـان می‌دهنـد در مـرز سسـت‌کره-سـنگ‌کره (ژرفـای ۱۲۰ تـا ۹۰ کیلـومتری)، ماگمـای بـازانیتی اولیـه در پـی ذوب‌بخشـی گوشـتهٔ سـنگ کـره‌ای تولیـد شـده اسـت و بـا بالاآمـدن به‌سـوی مـرز گوشـته - پوسـته (در ژرفـای ۵۵ کیلـومتری)، در ژرفـای ۳۵-۲۸ کیلـومتری و در فشـار ۱۰ تـا ۸ کیلـو بـار، الیـوین (Fo_{86-82}) و کلینوپیروکسـن پدیـد آمده‌انـد و سـپس بـه‌دنبال فراینـد جـایش بلـوری از مـایع بجامانـده، سـنگ‌های مافیـک دماونـد شـکل گرفتـه‌انـد (بـر پایـهٔ الگـوی MELTS). بـه‌دنبال ذوب‌بخشـی ایـن سـنگ‌هـا، ماگمـای بـازالتی در زیـر پوسـتهٔ زیـرین در پـی کـاهش چگـالی بـه سـطوح بالاتر صـعود کـرده اسـت و سـپس در مـرز پوسـتهٔ زیـرین و بـالایی (۲۸-۲۲ کیلـومتر)، کـانی‌هـای ارتوپیروکسـن، کلینوپیروکسـن، آپاتیـت، اسـپینل و پلاژیـوکلاز بـا درصـد An بـالا پدیـد آمده‌انـد. از ایـن‌رو، ترکیب‌هـای مافیـک در دماوند به‌ندرت به سـطح رسـیده‌انـد؛ زیـرا بیشـتر ایـن ماگماهـا در سـطوح پـایین‌تـر متوقـف شـده‌اند و دچـار جـدایش بلـوری شـده‌انـد. ایـن نبـود تعـادل میـان پیروکسـن‌هـای Mg بـالا و مـذاب تکامـل‌یافتـهٔ بعـدی، گـپ ترکیبـی میـان سـنگ‌هـای مافیـک و حـد واسـط را توضـیح مـی‌دهـد. زمین‌فیزیک‌دانـان ناحیـهٔ سـرعت بـالا در ژرفـای ۲۰ کیلـومتری زیـر مخـروط قـدیمی را گویـای آشـیانهٔ ماگمـایی تبلـوریافتـهٔ قـدیمی دانسـته‌انـد. مرحلـهٔ پایـانی انجمـاد حوضـچه‌هـای ماگمـایی در زیـر دماونـد، شـامل شـبکه‌ای از حوضـچه‌هـای ماگمـایی در ۱۱ تـا ۲ کیلومتری (۳ تـا ۰.۶ کیلـو بـار) بـوده اسـت کـه پیـدایش و تبلـور فلوگوپیـت‌هـا و آلکالی‌فلدسـپارها را بـه‌دنبال داشـته اسـت. الگـوهـای زمین‌فیزیکـی، رخـداد دو جسـم گـرم در ژرفـای ۸ تـا ۷ کیلـومتری و ۵ تـا ۳ کیلـومتری در زیـر دماونـد را روش کـرده‌انـد (Mostafanejad et al., 2011).

شیمی‌کانی و سرشت ماگما

برای ارزیابی سرشت ماگما می‌توان تغییرات شیمی‌کانی را به‌کار برد. تغییرات Mg در برابر Al میکاها نشـان‌دهندهٔ سرشت ساب‌آلکالن تـا کالک‌آلکـالن ماگمـای سـازندهٔ ایـن سنگ‌هاست (شکل ۱۰-A). این نتیجه با تغییـرات نمـودار SiO_2 و Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده (شـکل ۱۰-B) سازگار است و سرشت ساب‌آلکالن را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰. A) نمودار تغییرات Mg در برابر Al میکاها (Nachit 1986,)؛ **B**) تعیین سری ماگمایی بر پایهٔ تغییرات ترکیب Al_2O_3 دربرابر SiO_2 (بر پایهٔ a.p.f.u.) در کلینوپیروکسن (Nisbet and Pearce, 1997).

Figure 10. A) Mg versus Al (in a.p.f.u.) variation diagram for micas (Nachit, 1986); **B**) Al_2O_3 versus SiO_2 diagram (in wt%) for clinopyroxenes (Nisbet and Pearce, 1997).

دما-فشارسنجی

روش‌های دما-فشارسنجی برای برآورد شرایط فیزیکی تبلور کانی‌ها به‌کار برده می‌شوند. این روش‌ها به دو گونهٔ کاربرد نمودارهای الگویی و یا محاسبات هستند (Sayari et al., 2016). در اینجا از روش محاسباتی مقدار Ti در کانی میکا بهره گرفته شده است. مقدار Ti موجود در کانی میکا، به شرایط فیزیکی‌شیمیایی یعنی دما، فشار و شیمی بلور کانی حساس است (Henry and Guidotti, 2002). از این‌رو، هنری و همکاران (Henry et al., 2005) الگوی زیر را برای برآورد دما به کمک میزان Ti میکای تیره پیشنهاد داده‌اند (معادلهٔ ۱):

$$T\ (°C) = \{[\ln (Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333} \quad \text{(معادلهٔ ۱)}$$

در این فرمول Ti به‌دست‌آمده بر پایهٔ ۲۲ اتم اکسیژن، مقدار a=-۲/۳۵۹۴، b=۴/۶۴۸۲ ×۱۰$^{-۹}$ و c=-۱/۷۲۸۳ هستند. نتایج به‌دست‌آمده از این روش، دمای ۸۴۳ تا ۸۱۹ (میانگین: ۸۳۲) درجهٔ سانتیگراد را برای تبلور میکا در سنگ های منطقه نشان می‌دهد (جدول ۶).

همچنین، به کمک Al کل در ترکیب شیمیایی میکای تیره، اوچیدا و همکاران (Uchida et al., 2007) معادلهٔ ۲ را برای برآورد فشار با کمک شیمی کانی میکا پیشنهاد کرده‌اند:

$$P(kb) = 3.03\times Al^T - 6.53(\pm 0.33) \quad \text{(معادلهٔ ۲)}$$

در این معادله Al^T ، مقدار Al کل به‌دست‌آمده بر پایهٔ ۲۲ اتم اکسیژن است. بر پایهٔ این معادله، پیدایش فلوگوپیت‌ها در فشار ۰/۲۱ تا۱.۱۴ (میانگین: ۰/۶۷) کیلوبار و در ژرفای ۴/۱۷ تا ۰/۶۵ (میانگین: ۲/۵۵) کیلومتری پوستهٔ قاره‌ای رخ داده است (جدول ۶).

جدول ۶. داده‌های دما، فشار و ژرفای به‌دست‌آمده بر پایهٔ ترکیب میکا.

Table 6. The calculated temperature, pressure, and depth based on the mica composition.

Point. No	39/1	38/1	42/1	21/1	22/1	23/1	24/1	25/1	26/1	27/1
T (°C) (equation 1)	819	838	821	838	836	843	826	825	834	836
P (Kb) (equation 2)	1.14	0.56	0.18	0.21	0.34	0.71	0.63	0.57	0.52	0.47
H (Km)	4.17	2.05	0.65	0.75	1.23	2.60	2.29	2.07	1.88	1.71

تا کنون چندین رابطهٔ دما-فشارسنجی برای برآورد شرایط دما-فشاری تبلور کلینوپیروکسن پیشنهاد شده است (Sayari et al., 2014). در اینجا از روش نموداری پیشنهادیِ سوئسو (Soesoo, 1997) بهره گرفته شده است. در این روش با کمک ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن، دو پارامتر X_{PT} و Y_{PT} (معادله‌های ۳ و ۴) را می‌توان به‌صورت معادله‌های زیر برای برآورد شرایط دما و فشار به‌کار برد:

$X_{PT}= 0.446\ SiO_2 + 0.187\ TiO_2 - 0.404\ Al_2O_3 + 0.346\ FeO^{Total} - 0.052\ MnO + 0.309\ MgO + 0.431\ CaO - 0.446\ Na_2O$ (معادلهٔ ۳)

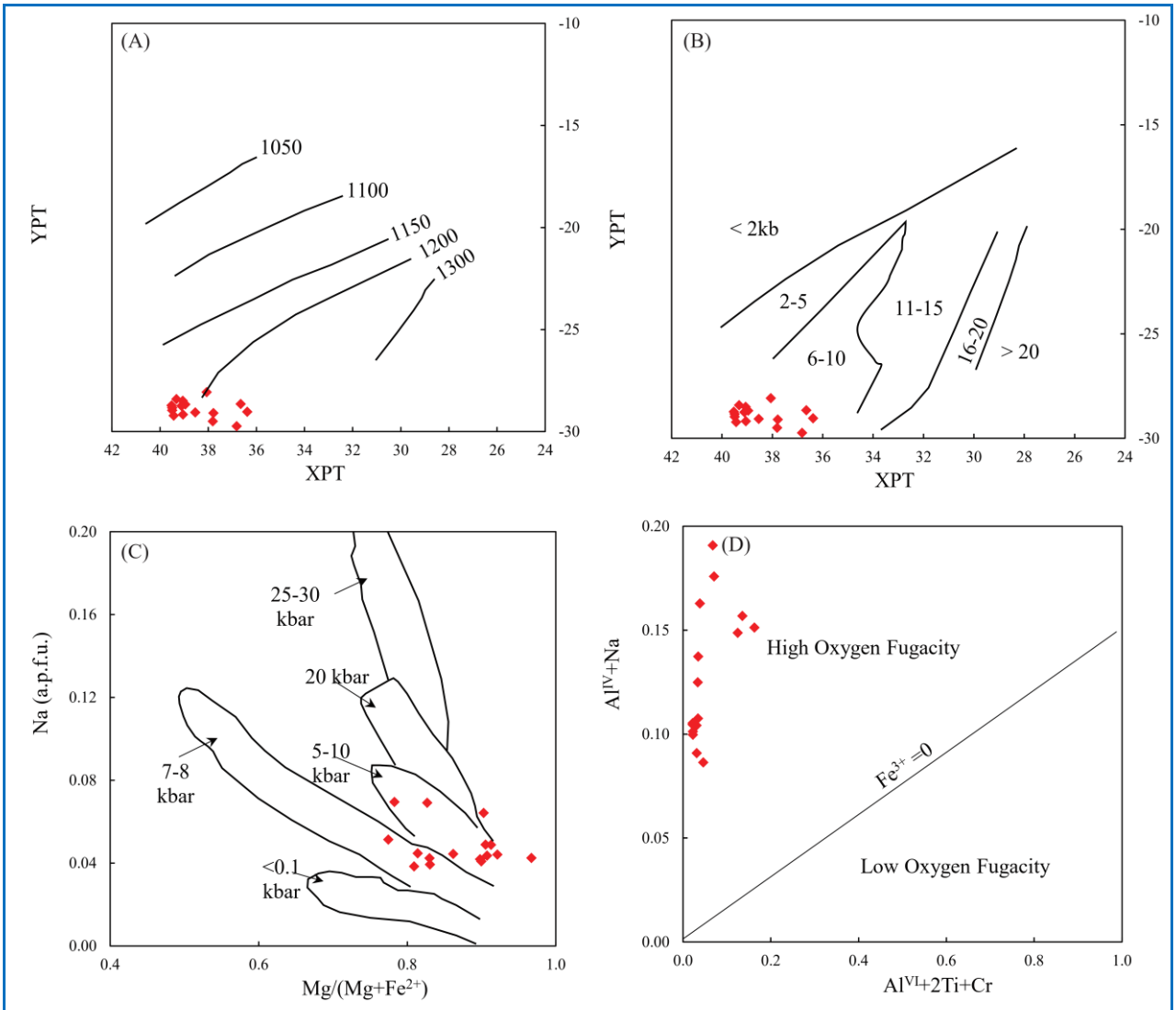
$Y_{PT}= -0.369\ SiO_2 + 0.535\ TiO_2 - 0.317\ Al_2O_3 + 0.323\ FeO^{Total} + 0.235\ MnO - 0.516\ MgO - 0.167\ CaO - 0.153\ Na_2O$ (معادلهٔ ۴)

مقدار X_{PT} برای نمونه‌های بررسی‌شده در بازهٔ ۳۹/۵ تا ۳۶/۴ و مقدار Y_{PT} در بازهٔ ۲۹/۵- تا ۲۸/۱- است. بر پایهٔ این روش، پیدایش کلینوپیروکسن‌های منطقه در بازهٔ دمایی ۱۲۵۰ تا ۱۱۸۰ (±۵۰) درجهٔ سانتیگراد برآورد می‌شود (شکل ۱۱-A). همچنین، فشار برابر با ۱۰ تا ۶ کیلوبار به‌دست آمده است (شکل ۱۱) که با ژرفای ۳۶/۵ تا ۲۱/۹ کیلومتر همخوانی دارد. از آنجایی‌که کلینوپیروکسن‌های با عدد منیزیم کمتر از ٪۸۶ پیامد جدایش ماگمایی هستند (Le Bas, 1962; Deer et al., 1992). Mg# نمونه‌های کلینوپیروکسن منطقه زیار-لاسم در دامنهٔ ۹۷ تا ۶۹ درصد است که نشان‌دهندهٔ اولیه‌بودن این کانی‌ها در ماگماست؛ هرچند شماری از کلینوپیروکسن‌ها Mg# برابر با ٪۸۶ تا ٪۷۷ نشان می‌دهند که چه‌بسا گویای جدایش بلوری در برخی نمونه‌ها باشد.

برای بررسی شرایط فیزیکی‌شیمیایی تبلور، فوگاسیتهٔ اکسیژن عاملی مؤثر درکنترل فرایندهای ماگمایی به‌شمار می‌رود و بر توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلوریافته تأثیرگذار است. ازاین‌رو، در بررسی فوگاسیتهٔ اکسیژن و حالت‌های متفاوت اکسیداسیون از تفاوت در مقدار Fe^{3+} کانی کلینوپیروکسن بهره گرفته می‌شود. در این راستا برای برآورد میزان فوگاسیتهٔ اکسیژن، نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Al^{IV}+Na$ به‌کار برده شد؛ به‌گونه‌ای‌که جای‌گرفتن نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{3+}=0$ گویای تبلور کلینوپیروکسن‌ها در فوگاسیتهٔ اکسیژن بالاست. به باور برخی پژوهشگران (Cameron and Papike, 1981)، میزان فوگاسیتهٔ اکسیژن با فاصلهٔ نمونه‌ها از خط $Fe^{3+}=0$ رابطه‌ای مستقیم دارد. نتایج به‌دست‌آمده از این نمودار گویای آنست که کلینوپیروکسن‌های یادشده که در بالای خط $Fe^{3+}=0$ و دور از این خط جای دارند، شرایط فوگاسیتهٔ اکسیژن کمابیش بالایی را در هنگام تبلور کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهند (شکل ۱۱-D).

محیط زمین‌ساختی

سرشت ساب‌آلکالن بر پایهٔ تغییرات شیمی کانی‌های فلوگوپیت و کلینوپیروکسن نشان داده شد (شکل‌های ۱۰-A و ۱۰-B). میکاها به‌علت ساختار بلورین ویژه‌ای که دارند بیشتر عنصرها را در خود جای‌می‌دهند. نمودارهای تغییرات اکسیدهای عنصرهای اصلی مانند $FeO_{(Total)}$، Al_2O_3 و MgO در میکاها برای بررسی ماهیت و جایگاه تکتونوماگمایی ماگمای مادر سنگ‌ها به‌کار برده می‌شوند (Abdel-Rahman, 1994). با کمک این نمودارها برای میکاهای بررسی‌شده، محدودهٔ C یعنی مجموعه‌های کوهزایی کالک‌آلکالن به‌دست آمد (شکل ۱۲). بر پایهٔ یافته‌های اسکندری و همکاران (Eskandari et al., 2018, 2019) و بر پایهٔ تجزیه و تحلیل آماری الگوهای دما-فشارسنجی و زمین‌فیزیکی، دست‌کم سه سطح اصلی ذخیره‌سازی ماگما در زیر دماوند وجود داشته است که به ترتیب، در فشارهای ۸-۶ کیلو بار و ژرفای ۲۸-۲۲ کیلومتر، ۶-۴کیلو بار و ژرفای ۲۲-۱۵ کیلومتر و ۳-۰.۶ کیلو بار در ژرفای ۱۱-۲ کیلومتر بوده‌اند.

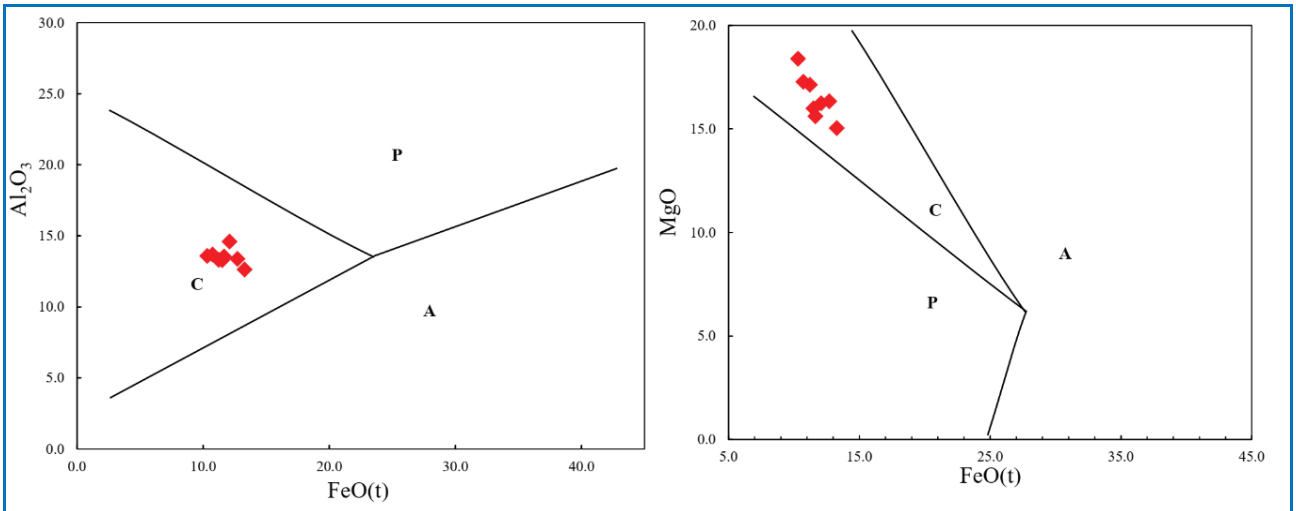


شکل ۱۱. A، B) نمودارهای تغییرات X_{PT} در برابر Y_{PT} برای برآورد دما و فشار، برگرفته از سوئسو (Soesoo, 1997)؛ **C**) نمودار تغییرات $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در برابر Na برای برآورد فشار (Akinin et al., 2005)؛ **D**) نمودار تغییرات $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Al^{IV}+Na$ در کلینوپیروکسن‌ها برای تعیین میزان فوگاسیتهٔ اکسیژن (Schweitzer et al., 1979).

Figure 11. A, B) X_{PT} versus Y_{PT} diagram (after Soesoo, 1997) for estimation of temperatures and pressure; **C**) Na (a.p.f.u) versus $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ diagram (Akinin et al., 2005). **D**) $Al^{VI}+2Ti+Cr$ versus $Al^{IV}+Na$ diagram (Schweitzer et al. 1979).

با توجه به الگوهای زمین‌فیزیکی کنونی، ساختار فعلی سیستم ذخیره‌سازی ماگما در پوسته زیر آتشفشان دماوند شامل سه ناحیهٔ تجمع بزرگ در ژرفای ۲۰ کیلومتری، ۸-۶ کیلومتری و ۵-۴-۳ کیلومتری است. در این پژوهش، بر پایهٔ داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ ریزکاوالکترونیِ کلینوپیروکسن‌های تراکی‌آندزیت‌های منطقهٔ لاسم، ژرفای پیدایش این کانی برابر با ۳۶/۵ تا ۲۲ کیلومتری و ژرفای پیدایش فلوگوپیت-های این گدازه‌ها در بازهٔ ۴ تا ۰/۶۳ کیلومتری زمین به‌دست آمد. می‌توان چنین استنباط کرد که ماگماهای اولیه در این منطقه، آلکالی‌الیوین‌بازالت‌هایی بوده‌اند که در ژرفای ۳۵ کیلومتری از سطح زمین در پی ذوب‌بخشی سست‌کرهٔ لرزولیتی پدید آمده‌اند. همچنین، این ماگماها فنوکریست‌های کلینوپیروکسن ار در ماگمایِ تراکی‌آندزیتی با SiO_2 (۶۵/۶۸ تا ۵۷/۱ درصدوزنی) پدید آورده‌اند و سپس فلوگوپیت‌ها در آشیانه‌های ماگمایی در نزدیک به ۴ تا تا ۰/۶۳ کیلومتری سطح زمین پدید

آمده‌اند. ازاین‌رو، آلایش آشیانهٔ ماگمایی با مواد پوسته‌ای و سیال‌ها در ژرفای کمتر کانی‌های آهن و منیزیم‌دار پتاسیک (مانند فلوگوپیت) را پدید آورده است و چنین استنباط می‌شود که خاستگاه گوشته‌ای این ماگماها از شرایط اکسیداسیون وآلایش پوسته‌ای آشیانهٔ ماگمایی متأثر بوده است. به باور لیوتارد و همکاران (Liotard et al., 2008)، ۶ تا ۷ درصد آلودگی الیوین‌بازالت‌های آلکالن با گرانیتوییدهای پوستهٔ بالایی می‌تواند ماگمایی را پدید آورد که ترکیب ایزوتوپی Sr و Nd و Pb آن همانند تراکی‌آندزیت‌های دماوند باشد. ازاین‌رو، الگوسازی عددی به روش پیشنهادیِ مکنزی (McKenzie, 1989) نشان داد مذاب‌هایی که از بالاآمدگی گوشته خاستگاه گرفته‌اند می‌توانند از سیال‌ها و عنصرهای ناسازگار غنی شده باشند و منبعی غنی همانند OIB را برای خاستگاه بازالت‌های دماوند پدید آورده باشند که با کشش‌های راستالغز، مجراهایی را برای خروج ماگماهای جداشده از گوشته به سطح فراهم کرده باشند. در الگوهای دمافشارسنجی که اسکندری و همکاران (Eskandari et al., 2018) پیشنهاد کرده‌اند در فشار ۱۰ تا ۸ کیلو بار و در ژرفای ۳۵ تا ۲۸ کیلومتری زمین در زیر آتشفشان دماوند، گدازه‌های مافیک (آلکالی‌الیوین‌بازالت) با جدایش بلوری از ماگمای اولیه و هضم پوسته و آلایش ماگمایی پدید آمده‌اند. به باور خیرخواه و همکاران (Kheirkhah and Karimi, 2022)، تغییر جایگاه ماگمای آلکالن به ساب‌آلکالن از مناطق ژرف به مناطق کم ژرفا، به رخداد فرورانش قدیمی ارتباطی ندارد.



شکل ۱۲. A، B) تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه بر پایهٔ ترکیب شیمیایی کانی میکا (Abdel-Rahman, 1994) (محدودهٔ A: سنگ‌های با خاستگاه آلکالن محیط غیرکوهزایی؛ محدودهٔ C: سنگ‌های با خاستگاه ماگمای کالک‌آلکالن در محیط کوهزایی؛ محدودهٔ P: سنگ‌های با خاستگاه ماگمایی پرآلومین در محیط کوهزایی برخوردی).

Figure 12. A, B) Tectonic setting discrimination diagrams based on mica chemistry (Abdel-Rahman, 1994) (A: Alkaline rocks of non-orogenic setting; C: Calc-alkaline of orogenic setting; P: Rocks with proaluminous magmatic origin in collisional orogenic setting).

برداشت

آتشفشان چینه‌ایِ دماوند از گدازه‌های حد واسط (تراکی‌آندزیت، تراکی داسیت، تراکیت) و توده‌های کوچکی از گدازه‌های مافیک (بازالت‌های آلکالن الیوین دار، تفریت-بازانیت) همراه با آذرآواری و لاهار تشکیل شده‌است. در نمودار طبقه بندی سنگ‌های مافیک تا حد واسط منطقهٔ جنوب دماوند در محدودهٔ بازالت، بازانیت، تراکی‌آندزیت و نمونه‌های حد واسط تا اسیدی در محدودهٔ تراکی داسیت و تراکیت جای دارند که با بررسی‌های سنگ‌نگاری نمونه‌های منطقه

همخوانی دارند. در تجزیهٔ نقطه‌ای فنوکریست‌های تراکی‌آندزیت منطقه زیار-لاسم، کانی‌های فلدسپار، کلینوپیروکسن، میکا و کانی‌های تیره بررسی شدند. با این مطالعه، فلدسپارهای پلاژیوکلاز در بازهٔ ترکیبی آندزین تا لابرادوریت و آلکالی‌فلدسپار در بازهٔ سانیدین و آنورتوکلاز، کلینوپیروکسن ترکیب اوژیت تا دیوپسید، میکا ترکیب فلوگوپیت و بیوتیت دارند و کانی‌های تیره تیتانومگنتیت هستند. در بررسی شیمی کانی‌ها، میکا و کلینوپیروکسن منطقه سرشت ساب‌آلکالن تا کالک‌آلکالن را نشان داده‌اند. افزون‌بر این، حضور کانی‌های فلوگوپیت و آمفیبول در مودال این سنگ‌ها، سرشت ساب‌آلکالن ماگمای منطقه تایید می‌شود. با توجه به وجود Fe^{+3} در هنگام تبلور و شرایط اکسایشی ماگمای در حال صعود و تبلور کلینوپیروکسن در فوگاسیتهٔ اکسیژن بالا و همچنین، همراهی این کانی با تیتانومگنتیت، فوگاسیتهٔ اکسیژن ماگمای میزبان بالا بوده است. نمودار تغییرات $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Al^{IV}+Na$ نیز فوگاسیتهٔ اکسیژن بالا در هنگام تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه را نشان می‌دهد. با این پژوهش، همان‌گونه‌که در نتایج زمین‌دمافشارسنجی کانی‌های فلوگوپیت و کلینوپیروکسن در جنوب دماوند استنباط می‌شود، ماگمای‌اولیه مافیک پیامد ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای با صعود و جایگیری در ژرفای ۳۶/۵ تا ۲۲ کیلومتری زمین در شرایط فشار محیطی ۱۰ تا ۶ کیلوبار، در هنگام رخداد تحولات ماگمایی محیط و در دمای ۱۲۵۰ تا ۱۱۸۰ درجهٔ سانتیگراد، کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی و اوژیتی را متبلورکرده است. سپس با صعود ماگمای بازیک تا میانه به سطوح بالاتر ضمن توقف با تأثیر فرایند AFC در آشیانه‌های ماگمایی در ژرفای نزدیک به ۴ تا ۰/۶۳ کیلومتری زمین و در شرایط فشار ۱/۱۴ تا ۰/۱ کیلوبار و دمای ۸۴۳ تا ۸۱۹ درجهٔ سانتیگراد، فلوگوپیت‌ها را پدید آورده است. الیوین بازالت‌های محدودهٔ زیار به روشنی مقدار درصدوزنی SiO_2 کمتری دارند که نشان می‌دهد آنها اولیه‌ترین گدازه‌های دماوند هستند و بنابراین شاید از ذوب‌بخشی منابع الترامافیک در ژرفای بیش از ۳۶/۵ کیلومتری جدایش یافته‌اند. چنین استنباط می‌شود که تراکی‌آندزیت‌های جنوب دماوند پیش از فوران، دو مرحله از تکامل ماگمایی را از ماگمای اولیه مافیک منطقه تجربه کرده‌اند. بر پایهٔ میزان بازشدگی پوسته و مجموعه‌ای از تبادلات زمین‌شیمیایی، مانند آلودگی پوسته‌ای، درصد ذوب‌بخشی، تبلوربخشی و نیز تأثیر سیال‌ها و فشاربخشی اکسیژن، سرشت شیمیایی اولیهٔ ماگمای آلکالن به ماگمای ساب‌آلکالن و کالک‌آلکالن تغییر یافته است.

سپاس‌گزاری

نگارندهٔ مقاله از پیشنهادهای ارزندهٔ داوران گرامی و هیات تحریریهٔ نشریهٔ ارزشمند پترولوژی، پژوهشکدهٔ علوم زمین و آقای دکتر کریمی سپاس‌گزاری می‌کنند.

References

Abdel-Rahman, A. (1994) Nature of Biotite from Alkaline, Calcalkaline, and Peraluminous Magmas. Journal of Petrology, 35(2), 525-541. http://www.doi.org/10.1093/petrology/35.2.525

Afaqi, A.; Afshar, A., Jaliliyan, A. Fandogchi, M., Kamali, G. (1987) 1: 100000 map of Tehran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Aghanabati, S.A. (2005) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Akinin, V.V., Sobolev, A.V., Ntaflos, T., and Richter, W. (2005) Clinopyroxene megacrysts from Enmelen mela nephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 150, 85–101. http://www.doi.org/10.1007/s00410-005-0007-x.

Best, M.G., and Christiansen, E.H. (2001) Igneous petrology. Blackwell Science, Oxford.

Brousse, R., and Vaziri, H.M. (1982) L'association shoshonitique du Damavand (Iran). Geologische Rundschau, 71(2), 687–702 [in French, English abstract].

Brousse, R., Moinevaziri, H. (1982) L'association shoshonitique du Damavand (Iran). Geologische Rundschau, 71, 687–702.

Cameron, M., and Papike, J.J. (1981) Structural and chemical variations. American Mineralogist, 66, 1-50.

Davidson, J., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Bashukooh, B., Turrin, B., and Panamouz, A. (2004) The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. Geological Society of America Bulletin, 116 (1), 16-29. http://www.doi.org/10.1130/B25344.1

Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1992) An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Scientific and Technical, Hong Kong, 558p.

Dehghani, G.A., and Makris, J. (1984) The gravity field and crustal structure of Iran. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie Abhandlungen, 168, 215–229. http://www.doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/215

Droop, G.T.R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine, 51, 431-437. http://www.doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10

Eskandari, A., Amini, S.A., De Rosa, R., and Donato, P. (2018) Nature of the magma storage system beneath the Damavand volcano (N. Iran): An integrated study. Lithos, 300–301. http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.002

Eskandari, A., De Rosa, R., and Amini, A. (2015) Remote sensing of Damavand volcano (Iran) using Landsat imagery, Implications for the volcano dynamics. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 306, 41-57. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.001

Eskandari, A., Deevsalar, R., De Rosa, R., Shinjo, R., Donato, P., and Neill, I. (2019) Geochemical and isotopic constraints on the evolution of magma plumbing system at Damavand Volcano, N Iran. Lithos, 354-355. http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105274

Henry, D.J., and Guidotti, C.V. (2002) Titanium in biotite from metapelites rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. American Mineralogist, 87, 375-382. https://doi.org/10.2138/am-2002-0401

Henry, D.J., Guidotti, C.V., and Thomson, J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American Mineralogist, 90(2-3), 316-28. http://www.doi.org/10.2138/am.2005.1498

Kheirkhah, M, and Mobashergarmi, M. (2021) Themobarometry and tectonic magmatic setting of Genjin Paleogene intermediate lavas based on clinopyroxene crystals chemistry, Evidence for the south of Tarom (eastern Azerbaijan) magmatism. Research in Earth Sciences, 12(4): 245-260 (in Persian). http://www.doi.org/10.22108/ijp.2022.130813.1254

Kheirkhah, M. (2019) Physico-chemical characteristics of the Ararat basaltic lavas from the North Gerik (NW Azerbaijan) area, based on mineral chemistry of clinopyroxene: implications for magma evolution post-collision origin. Quaternary Journal of Iran, 5, 204-185. http://journal.iranqua.ir/article-1-382-en.html

Kheirkhah, M., and Karimi, A. (2022) Geothermobarometric of Uchbolaq trachyandesites' lavas, Research on the Early-Cenozoic volcanism of the Tarom-Hashtjin magmatic zone. Petrological Journal, 48, 101-120 (in Persian). http://www.doi.org/10.22108/ijp.2022.130813.1254

Kheirkhah, M., and Mobashergarmi, M. (2021) Petrological conditions and thermobarometry of

Trachyandesites in Lar Region, Southwest of Damavand Volcano. Quaternary Journal of Iran, 6, 4 (in Persian). http://journal.iranqua.ir/article-1-497-en.html

Lanzafame, G., Mollo, S., Iezzi, G., Ferlito, C., and Ventura, G. (2013) Unraveling the solidification path of pahoehoe 'cicirara' lava from Mount Etna volcano. Bulletin of Volcanology, 75, 703–719. https://doi.org/10.1007/s00445-013-0703-8

Le Bas, J.M., Le Maitre, R.V., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750. https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745

Le Bas, N.J. (1962) The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science, 260, 267 – 88. http://www.doi.org/10.2475/ajs.260.4.267

Liotard, J.M., Dautria, J.M., Bisch, D., Condomines, J., Mehdizadeh, H., and Ritz, J.F. (2008) Origin of the absarokite–banakite association of the Damavand volcano (Iran): trace elements and Sr, Nd, Pb isotope constraints. International Journal of Earth Sciences, 97, 89-102. http://dx.doi.org/10.1007/s00531-006-0159-6

McKenzie, D. (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. Earth and Planetary Science Letters, 95, 53–72. https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90167-2

Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B.L., and Taylor, B.E. (2010) Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 198, 288–296. http://www.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.014

Morimoto, N., Fabrise, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K.I., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52, 535-555. http://www.doi.org/10.1007/BF01226262

Mostafanejad, A., Hossein-Shomali, Z., and Mottaghi, A.A. (2011) 3-D velocity structure of Damavand volcano, Iran, from local earthquake tomography. Journal of Asian Earth Sciences, 42(6), 1091–1096. http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.011

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., and Carron, J.P. (1985) Composition chimique des biotite's et typologie magmatique des granitoides. Competes Rendus Hebdomadaries de l' Académie des Sciences, 301(11), 813–818.

Nisbet, E.G., and Pearce, J.A. (1997) Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 161-173. http://www.doi.org/10.1007/BF00398776

Pandamouz, A. (2004) The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. Geological Society of America Bulletin, 116 (1-2), 16-29. https://doi.org/10.1130/B25344.1

Papike, J.J., Cameron, K.L., and Baldwin, K. (1974) Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Geology Society of America, 6, 1053-1054.

Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., and Mitchell, J.G. (1990) Genesis of collisional volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Hydrothermal Research, 44, 189–229. https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90018-B

Plechov, P.Y., Tsai, A.E., Shcherbakov, V.D. and Dirksen, O.V. (2008) Opacitization conditions of hornblende in Bezymyannyi volcano andesites (March 30, 1956 eruption). Petrology, 16(1), 19–35. http://doi.org/10.1134/S0869591108010025

Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P.V., Mueller, G., Neiva, A.M., Radoslovich, E.W., and Robert, J.L. (1998)

Nomenclature of the micas. The Canadian Mineralogist, 36 (3), 905–912.

Sayari, M., and Sharifi, M. (2014) SCG: A computer application for single clinopyroxene geothermobarometry. Italian Journal of Geosciences, 133(2), 315-322. http://www.doi.org/10.3301/IJG.2014.01

Sayari, M., and Sharifi, M. (2016) Application of Clinopyroxene Chemistry to Interpret the Physical Conduritols of Ascending Magma, a Case study of Eocene volcanic rocks in the Ghohrud area (North of Isfahan). Journal of Economic Geology, 8(1), 61-78. http://www.doi.org/10.22067/econg.v8i1.38857

Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, A.E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep- sea basalts. American Mineralogist, 64, 501-513.

Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H., and Bellier, O. (2012) Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. Tectonics, 31, 1-25. http://www.doi.org/10.1029/2011TC003042

Siebert, L., Simkin, T., Kimberly, P. (2011) Volcanoes of the World. University of California. 568pp.

Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen), 119: 55-60. http://www.doi.org/10.1080/11035899709546454.

Stormer, J.C., Jr. (1983) The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent ion-titanium oxides. American Mineralogist, 68, 586–594.

Uchida, E., Endo, S., and Makino, M. (2007) Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. Resource Geology, 57(1), 47-56. http://www.doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x

Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics, 30, TC3008. http://www.doi.org/10.1029/2010TC002809

Young, A.E., Davidson, J.P., and Hassanzadeh, J. (1998) Preliminary constraints on magma genesis at Damavand volcano, Iran. IAVCEI Congress Abstracts, Cape Town, South Africa.

Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi. M.R., and Sabouri, J. (2006) Inversion tectonics in central Alborz, Iran. Journal of Structural Geology, 28, 2023-2037. http://www.doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020