



Research Article

Geochemistry, geothermobarometry and tectonic setting of basaltic rocks of the north of Serow (NW-Urmia)

Shahab Yousefvand¹, Ahmad Ahmadi Khalaji^{1*} , Narges Beiranvandpour², Ali Moradpour³, Rasoul Esmaeili⁴, Zahra Tahmasbi¹

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2-Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

3-Kermanshah Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Kermanshah, Iran

4-Department of Geology, Faculty of Sciences, Zanjan University, Zanjan, Iran

Received: 27 Jun 2020 Accepted: 01 Dec 2020

Extended Abstract

Introduction

The basic rocks in the Serow area (northwest of Urmia) are exposed to young alluvium (Quaternary). These rocks are part of the metamorphic Sanandaj-Sirjan belt. The study area is composed of various igneous, metamorphic and sedimentary rocks and the age range is from Precambrian to the present era.

Materials and Methods

In order to perform a chemistry study of northern Serow lavas, 10 rock samples were analyzed by the ICP-MS method in Bureau Veritas laboratory in Canada. Also, olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and plagioclase minerals were analyzed at the Institute of Geology and Geophysics of the Chinese Academy of Sciences (IGGCAS) by the JEOL JXA-81 microprobe electron analyzer.

Results and Discussion

Field studies and petrographic observations indicate that the rocks of the Serow area can be divided into alkaline basalt, trachy- basalt and trachy- andesite. One of the major textures in these rocks is porphyry texture and to a lesser extent trachyte texture. Plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, olivine and amphibole are the minerals that make up these rocks. Calcite mineral is the most important and main secondary mineral in these rocks, which often fills the cavities and gives them amygdale tissue.

The results of the chemical analysis of the studied rocks show that their composition is basalt to trachy-andesite-basalt and they are alkaline and within plate basalts type. Examination of rare earth elements in these rocks show that the studied samples have little differentiation in rare earth elements, especially in HREEs. But, LILEs are more differentiated and enriched. Therefore, in the normalized pattern, they show a decreasing trend from Ba to Yb. Enrichment in LILEs and LREEs compared to HFSEs and HREEs, presence of negative anomalies in Ta, Nb, P and Ti elements along with enrichment of Rb and Ba elements can be due to the role of fluids in subduction zones. The ratios of Sm_n/La_n , La_n/Yb_n and Sm_n/Yb_n can be used as evidence of low melting rate and the presence of garnet in the residual melting. The La/Sm versus Sm/Yb diagram has been used to determine the degree of melting of the source rock, showing the degree of melting of 1% of the source rock with spinel peridotite composition.

Citation: Yousefvand, Sh. et al, 2021. Geochemistry, geothermobarometry and tectonic setting of basaltic rocks of the north of Serow (NW-Urmia), *Res. Earth. Sci.* 12(1), (21-40) DOI: 10.52547/esrj.12.1.21

* Corresponding author E-mail address: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir





Researches in Earth Sciences

Journal homepage: <https://esrj.sbu.ac.ir>



The results of electron microprobe analysis of olivine mineral show that the average value of Fo in alkaline basalts is 85.77 (Fo_{85.77}) and in andesite – basalts it is 82.29 (Fo_{82.29}). Clinopyroxene mineral has diopside composition in alkaline basalt rocks and diopside augite composition in basaltic andesite rocks. Orthopyroxenes ranges from En_{56.84-57.03}, Wo_{3.14-3.33} and Fs_{39.36-39.54}. The composition of plagioclase in alkali and andesitic basalts is in the labradorite range.

Conclusion

The basic rocks in the Serow are consistent of olivine + clinopyroxene + plagioclase ± orthopyroxene ± amphibole. The results of the geochemical analysis reveal the alkaline nature and intra plate setting and volcanic arcs of these rocks. Pyroxene mineral chemistry shows relatively high oxygen pressure conditions and a water content of 10% during the crystallization of clinopyroxenes. Based on the calculations and geothermobarometric diagrams, the formation temperature of clinopyroxene in alkali basalts and andesitic basalts is 1000 to 1250°C and their estimated pressure is less than 5 Kbar. From the tectonic point of view, it seems that the formation of these rocks is associated with processes following the complete closure of the Neo-Tethys Ocean and the continental collision.

Keywords: Neo-Tethys, Urmia, Serow, Basaltic lava, Thermobarometry.



زمین شیمی، زمین دما- فشار سنجی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های بازیک شمال سرو (شمال غرب ارومیه)

شهاب یوسفوند^۱، احمد احمدی خلجی^{۱*}، نرگس بیرانوندپور^۲، علی مرادپور^۳، رسول
اسمعیلی^۴، زهرا طهماسبی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۳- مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی کرمانشاه، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی،
کرمانشاه، ایران

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(علمی - پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۴/۷ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۹/۱۱

چکیده

بازالت‌های کواترنری شمال سرو با ترکیب آکالی بازالت تا آندزیت بازالتی به صورت گدازه‌های منشوری و اسکوری در شمال غرب ارومیه و در مرز زون‌های سنندج - سیرجان و ارومیه - دختر رخنمون یافته‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها بیانگر ترکیب کریزولیتی در الیوین، دیوپسید تا اوژیت دیوپسیدی در کلینوپیروکسن، هیپرستن در ارتوپیروکسن و نیز لابرادوریتی در پلاژیوکلازها می‌باشد. براساس محاسبات و نمودارهای زمین دما-فشارسنجی، دمای تشکیل کلینوپیروکسن در سنگ‌های آکالی بازالت و آندزیت بازالتی برابر با ۱۰۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار برآورد شده آنها کمتر از ۵ کیلوبار است. همچنین محتوی Fe^{3+} و توزیع $Al^{IV}-Al^{VI}$ در کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب نشان از شرایط فشار بخشی نسبتاً بالای (گریزندگی) اکسیژن و مقدار آب ماگما به میزان ۱۰٪ در محیط تبلور آنها دارد. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل بیانگر ماهیت آکالن و جایگاه تکتونیکی درون صفحه‌ای این سنگ‌ها است. به لحاظ تکتونیکی، به نظر می‌رسد تشکیل این سنگ‌ها با فرآیندهای پس از بسته شدن کامل اقیانوس نئوتتیس و تصادم قاره‌ای مرتبط باشد.

واژه‌های کلیدی: نئوتتیس، ارومیه، سرو، گدازه بازالتی، دما-فشار سنجی.

مقدمه

بر روی آبرفت‌های جوان و نهشته‌های دشت سیلابی (کواترنر) شمال شهرستان سرو (شمال غرب ارومیه)، سنگ‌هایی با ترکیب بازالتی دارای رخنمون هستند. اشتوکلین (Stöcklin, 1968) در تقسیمات واحدهای ساختمانی ایران، این سنگ‌ها را به عنوان بخشی از کمر بند دگرگونی و افیولیتی زون سنندج - سیرجان معرفی نموده، در حالی که نبوی (Nabavi, 1976) اعتقاد دارد این منطقه جزئی از زون خوی-مهاباد بوده و دارای اختصاصات لیتولوژیکی زون‌های ساختمانی ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و البرز- آذربایجان است. اغلب اظهارات ارائه شده در خصوص این منطقه براساس مطالعات حقی‌پور و آقنابتی (Haghipour and Aghanabati, 1988) در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سرو بنا نهاده شده است، به نحوی که این محققین معتقدند بسیاری از سنگ‌های دگرگونی منطقه دارای سن پرکامبرین اند؛ اما مطالعات اخیر نشان داده که اغلب این سنگ‌ها به احتمال بسیار قوی لبه پلاتفرم پالئوزوئیک ایران مرکزی بوده و سن پالئوزوئیک پایینی و بالائی دارند. نتایج این مطالعات حاکی از آن است که در پالئوزوئیک بالائی (پیش از پرمین) این منطقه ابتدا مورد هجوم ماگماهای بازیک و اسیدی قرار گرفته و در ادامه به سبب تأثیر حرکت‌های برشی، تمامی سنگ‌های پالئوزوئیک و توده‌های آذرین (گابروئی و گرانیتی) و هاله‌های دگرگونی آنها میلونیتی شده‌اند (Shafaii Moghadam et al, 2014). خیرخواه و امامی (۱۳۸۹) نیز با مطالعات ایزوتوپی بر روی خاستگاه و تحولات ماگمایی سنگ‌های آذرین موجود در شمال غرب آذربایجان، این سنگ‌ها را با سنگ‌های موجود در شرق ترکیه که دارای منشأ گوشته تهی شده هستند، قابل قیاس می‌دانند. اما در بررسی‌های صورت گرفته توسط فضل نیا و کوزه کولانی

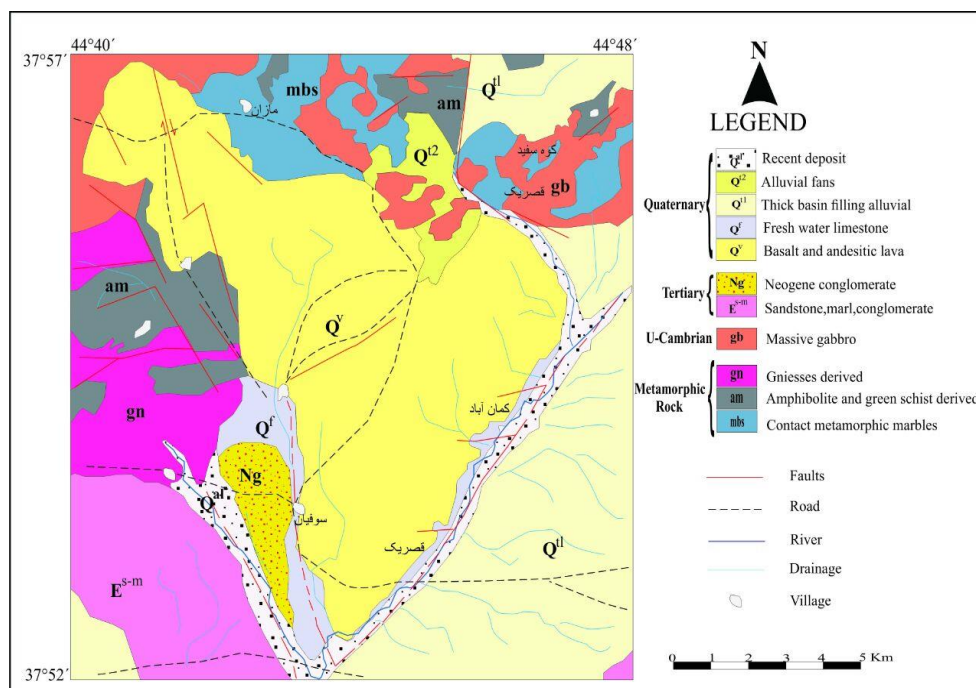
(۱۳۹۱)؛ عزیزی و همکاران (Azizi et al, 2014) و شفاهی مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al, 2014)، علت وقوع ماگماتیسم کواترنری همزمان با تصادم در ایران و ترکیه، مرتبط با برخورد صفحات عربی-اوراسیا معرفی شده و مدل شکسته شدن زبانه نئوتتیزی برای آن پیشنهاد گردیده است. با توجه به مطالب فوق‌الذکر، از آنجا که اغلب مطالعات انجام شده (Ghalamghash et al, 2009; Azizi and Moinevaziri, 2009) در بخش‌های شمال غرب کشور در مقیاسی وسیع بر روی زون سنندج- سیرجان و کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر صورت پذیرفته و مطالعه دقیق و متمرکز بر روی بازالت‌های شمال سرو به انجام نرسیده است. لذا این موضوع نگارندگان را بر آن داشته تا با هدف بررسی سنگ‌های محدوده مورد بررسی و ارائه نتایج تجزیه سنگ کل و تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، سرشت ماگمایی و شرایط فیزیکوشیمیایی این سنگ‌های آتشفشانی و کانی‌های آنها را مورد بحث و بررسی قرار دهند.

منطقه مورد مطالعه

سنگ‌های بازیک شمال سرو با مختصات $37^{\circ}52'$ تا $37^{\circ}57'$ عرض شمالی و $44^{\circ}40'$ تا $44^{\circ}48'$ طول شرقی به لحاظ جغرافیایی در شمال باختر شهر ستان ارومیه قرار گرفته‌اند (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی از سنگ‌های مختلف آذرین، دگرگونی و رسوبی و در بازه سنی از پرکامبرین تا عهدحاضر تشکیل یافته که در ادامه به اختصار به آنها اشاره می‌گردد. کهن‌ترین پیکره سنگی منطقه، مجموعه‌ای است متشکل از پریدوتیت و گابروهای دگرگونه، آمفیبولیت‌ها و دایک‌های ورقه‌ای که بهترین رخنمون آنها در مسیر دهکده کله کوکی به دریاچه مارمیشو (۳۰ کیلومتری سرو) قابل مشاهده است. بررسی‌ها

شمال خاور سرو (گنگچین) برونزد داشته و نیز مجموعه‌ای درهم، متشکل از آهک‌های ریز لایه صورتی رنگ و گدازه‌های بازیک دگرگونه به سن کرتا سه تحتانی، اشاره نمود. محدوده سرو تا کوه بلندوک که بخش میانی منطقه مورد بررسی را شامل می‌گردد، توسط واحدهای تر شیر که غالباً شامل کنگلومرا، میکروکنگلومرا و ماسه سنگ‌های درشت دانه بوده، در بر گرفته شده است. صرف نظر از واحدهای رسوبی و نهشته‌های جوان موجود در پادگانه‌ها و مخروط‌های آبرفتی منطقه که سنی معادل کواترنری دارند، واحد Q^v (شکل ۱) که تشکیل شده از آگلومرا، برش، بمب‌های آتشفشانی و گدازه‌های ورقه‌ای، منشوری، سنگفرشی و طنابی (سنگ‌های مورد بررسی در این پژوهش) بوده و دامنه ترکیبی از آکالی بازال تا تراکی بازال، تراکی آندزیت و آندزیت بازال را در بر می‌گیرند، مهم‌ترین واحد موجود در ورقه مورد بررسی به شمار می‌رود.

حاکی از آن است که به احتمال بسیار قوی این مجموعه جزئی از یک مجموعه افیولیتی کهن (پرکامبرین) است که در خاور ترکیه رخمون گسترده‌ای دارد. سازندهایی نظیر سازند باروت، زاگون، لالون و میلا از مهم‌ترین سازندهای پالتوزوئیک تحتانی موجود در محدوده مورد بررسی می‌باشند. در محدوده مطالعاتی در بین مجموعه‌های پالتوزوئیک تحتانی تا پالتوزوئیک فوقانی (پرمین بالائی) یک فقدان چینه نگاشتی بسیار شاخص وجود داشته که با نبود رسوبگذاری اردوئیسین، سیلورین، دونین، کربونیفر، پرمین زیرین و پرمین میانی مشخص می‌شود؛ به نحوی که پرمین بالائی با قاعده‌ای کنگلومرائی و ماسه سنگی، به‌طور مستقیم بر روی سازندهای کهن‌تر نهشته شده است. از مهم‌ترین رخمون‌های سنگی متعلق به دوران مزوزوئیک می‌توان به آمیزه افیولیتی که در مناطقی نظیر شمال سرو، منتهی‌الیه جنوب غرب منطقه مورد بررسی و



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی شمال سرو و موقعیت منطقه مورد مطالعه (Ajdari et al, 2004 - با تغییر)

بخش تحتانی تمامی این گدازه‌ها متشکل از تناوب مارن و ماسه سنگ بوده که به دلیل تماس با گدازه، پخته شده و قرمز رنگ گردیده است. بسیاری از این گدازه‌ها به لحاظ نمای ظاهری دارای شکلی شش گوش و بدون تقارن هندسی منظم هستند. جدار قائم در آنها مسطح و اغلب موجدار است و به وسیله شکستگی‌هایی به ابعاد ۵۰ سانتیمتر و کمتر تقسیم گردیده‌اند. سطح فوقانی در این منشورها از یک قشر اسکوری پوشیده شده است. ستون‌های بازالتی مذکور در قسمت قاعده اغلب تیره رنگ و بدون حفره و به سمت بالا دارای رنگی روشن‌تر و حفره دارتر هستند. از آنجا که به لحاظ موقعیت صحرائی، بر روی رسوبات دشت سیلابی کواترنری قرار گرفته‌اند، لذا می‌توان برای آنها سن بسیار جوانی (کواترنری) را در نظر گرفت.

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی و تجزیه شیمی گدازه‌های بازیک شمال سرو، تعداد ۱۰ نمونه سنگی فاقد هرگونه هوازدگی به روش ICP-MS در آزمایشگاه Bureau Veritas کشور کانادا مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. همچنین آنالیزهای نقطه‌ای کانی‌ها در انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین-پکن (IGGCAS) بر روی کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز توسط دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب مدل JEOL JXA-8100 و با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰ nA به انجام رسیده و تفسیر و پردازش داده‌ها نیز به کمک نرم‌افزارهای Excel, Minpet و GCDKit v. 4.1 صورت گرفته است.

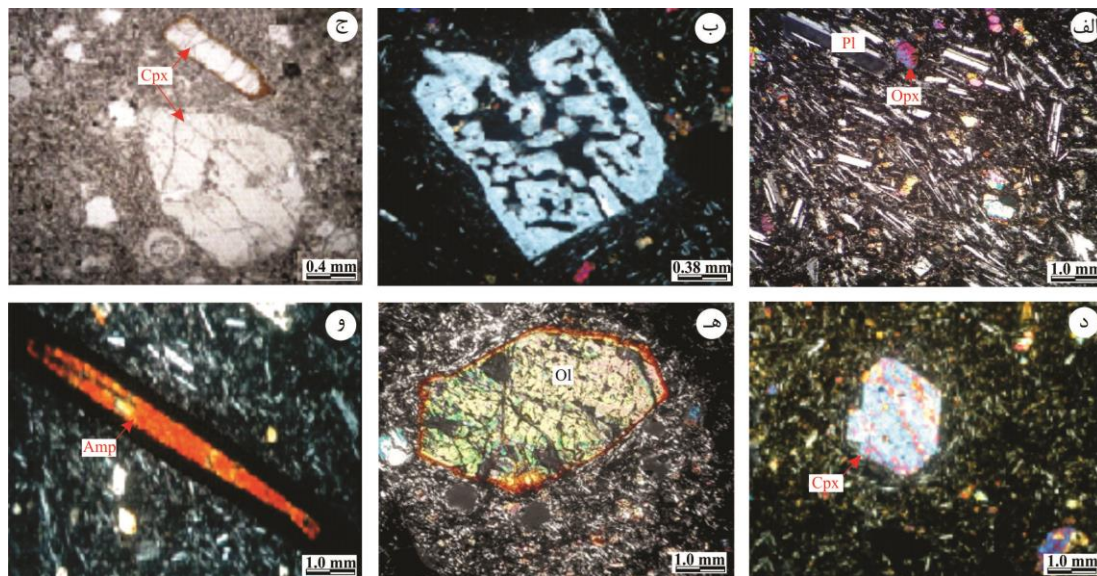
سنگ‌نگاری

مطالعات صحرائی و مشاهدات سنگ‌نگاری بیانگر آنند که به‌طور کلی، سنگ‌های منطقه را می‌توان به انواع آکالی بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت

تقسیم‌بندی نمود. از بافت‌های عمده موجود در این سنگ‌ها بافت پورفیریک و به میزان کمتر بافت تراکیتی می‌باشد. بلورهای پلاژیوکلاز به دو صورت کاملاً خود شکل تا نیمه خود شکل با ماکل کالسباد، بصورت زمینه ریز تا مخفی بلور با بافت تراکیتی و یا به صورت اجزاء درشت بلور با بافت‌های پورفیری و گلومروپورفیری قابل مشاهده می‌باشند. در بلورهای پلاژیوکلاز خود شکل (شکل ۲الف)، منطقه‌بندی ترکیبی و یا بافت غربالی دیده نمی‌شود، اما در انواع نیمه شکل‌دار این کانی که درشت بلورتر از گروه قبل هستند، ماکل رایج به صورت پلی سنتتیک بوده، بافت غربالی تا شبه غربالی و حواشی انحلالی بوضوح قابل مشاهده است (شکل ۲ب). درشت بلورهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن از دیگر کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی هستند. درشت بلورهای اوژیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در نمونه‌ها قابل مشاهده‌اند (شکل ۲ج). در بسیاری از مقاطع درشت بلورهای دیوپسید نیز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به صورت سالم و فاقد هرگونه دگرسانی حضور دارند (شکل ۲د). بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اولیوین نیز اغلب در زمینه‌ای ریز بلور تا مخفی بلور قرار گرفته‌اند. در برخی از نمونه‌ها، بلورهای الیوین با هسته‌هایی سالم، دارای حواشی ایدنگزیتی به رنگ قهوه‌ای روشن مایل به قرمز می‌باشند که شاهدی بر آزاد سازی اکسید آهن هستند (شکل ۲ه). از دیگر کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی می‌توان به کانی آمفیبول اشاره نمود. گرچه آمفیبول فراوانی چندانی در مقاطع مورد مطالعه ندارد اما اغلب به صورت بلورهای بسیار کشیده در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود. در این بلورها حواشی سوخته که شاهدی بر فوران، کاهش فشار ناگهانی و وقوع فرآیند اکسیداسیون بر روی

گلوومروپورفیری می باشد. کانی کلسیت مهم ترین و اصلی ترین کانی ثانویه در این دسته از سنگ ها است که اغلب حفرات موجود در سنگ ها را پر نموده و بافت آمیگدالوئیدال را به آنها بخشیده است.

این کانی است، به وضوح قابل رویت می باشد (شکل ۲و). در اغلب مقاطع و بخش هایی که کانی هایی نظیر الیوین، پیروکسن (ارتو و کلینوپیروکسن) و آمفیبول حضور دارند، بافت غالب به صورت



شکل ۲: الف) بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک، ب) بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز، ج) درشت بلورهای کلینوپیروکسن با حاشیه سوخته، د) درشت بلورهای خودشکل کلینوپیروکسن، ه) آزاد سازی اکسید آهن در اطراف درشت بلورهای الیوین، و) حواشی سوخته در اطراف بلورهای آمفیبول. (تمامی تصاویر به استثناء تصویر ج در XPL تهیه گردیده اند)، علائم اختصاری کانی ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010).

ژئوشیمی

میزان TiO_2 و P_2O_5 به ترتیب از ۰/۷۶ wt% تا ۱/۵۵ wt% و ۰/۲۸ wt% تا ۰/۷۵ wt% تغییر می کند. مقدار $Mg\#$ در نمونه ها با نوسان اندک، دامنه ای از ۴۰/۱۴ تا ۵۲/۱۷ را در بر می گیرند. بیشترین مقدار $MgO=۱۰/۳۲wt\%$ و کمترین مقدار $MgO=۴/۶۶wt\%$ می باشد. مقادیر U، Th، Ta و Hf به ترتیب از ۱/۷ ppm تا ۴/۵ ppm، ۷/۸ ppm تا ۱۹/۴ ppm، ۱/۲ ppm تا ۱/۳ ppm و ۳/۷ ppm تا ۵/۸ ppm متغیر است. بالاترین مقدار L.O.I برابر ۲/۳ و کمترین آن به میزان ۰/۵ است. مقایسه داده های عناصر اصلی جدول ۱ با یکدیگر نشان از همبستگی منفی بین مقدار اکسیدهای SiO_2 ، CaO و MgO با یکدیگر داشته که می تواند

نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS انجام شده بر روی گدازه های بازیک منطقه سرو در جدول ۱ ارائه گردیده است. به منظور بررسی وضعیت شیمیایی سنگ های مورد مطالعه و مشخص نمودن سری ماگمایی، شیمی ماگما و تحولات آن، طبقه بندی شیمیایی، تعیین محیط تکنوماگمایی و نیز تغییرات عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی این سنگ ها از نمودارهای متفاوتی استفاده شده است که به نتایج آنها در ادامه اشاره خواهد شد. داده های ارائه شده در جدول ۱ حاکی از آن است که در نمونه های مورد بررسی مقدار SiO_2 از ۴۶/۰۵ تا ۵۷/۷۹ درصد وزنی متغیر است. در این گدازه ها

که به‌طور کلی نمونه‌های مورد مطالعه دارای تفریق اندکی در عناصر نادر خاکی به ویژه در HREE هستند، اما از نظر LILE ها دچار تفریق بیشتری شده و غنی شدگی نشان می‌دهند به نحوی که در الگوی بهنجار شده روندی کاهشی از Ba تا Yb را به نمایش می‌گذارند. غنی شدگی در مقادیر LILE و LREE ها در مقایسه با HFSE و HREE ها همچنین وجود ناهنجاری اندک منفی در عناصر Ta, Nb, P و Ti در کنار غنی شدگی از عناصر Rb و Ba که در الگوی توزیع عناصر بهنجار شده می‌تواند ناشی از تأثیر زون‌های فرورانش و نقش سیالات آزاد شده از زبانه فرورو در غنی‌سازی این عناصر در ماگما به شمار آید و مقادیر به دست آمده در نسبت‌های La_n/Yb_n , La_n/Sm_n و Sm_n/Yb_n (جدول ۱) می‌تواند به عنوان دلیلی بر نرخ پایین ذوب بخشی و حضور گارنت در پس مانده ذوب تلقی گردد، به نحوی که نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (شکل ۳) که برای تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشأ استفاده شده است، نشان از درجه ذوب بخشی به میزان ۱٪ سنگ منشأ با ترکیب اسپینل پریدوتیت دارد.

به عنوان شاخصی بر جدایش و تبلور عادی ماگما تلقی گردد. همچنین میزان MnO با افزایش محتوای SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد که بیانگر تبلور کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون از ماگماست. در حالی که مقدار Na_2O و Al_2O_3 با افزایش محتوای SiO_2 دارای الگوی افزایشی است. نتایج آنالیز سنگ‌های مورد بررسی در نمودار TAS ($Na_2O + K_2O$ wt%) در مقابل SiO_2 (Le Bas et al, 1986) طرح گردیده‌اند (شکل ۳الف) که این نمودار بیانگر قرارگیری نمونه‌ها در میدان بازالت تا تراکی آندزیت بازالتی است. نمودار Nb/Y در مقابل SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) که برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌ها استفاده گردیده است حاکی از ماهیت آلکالن گدازه‌های بازیک منطقه سرو است (شکل ۳ب) و نمودار Zr/Y در مقابل Ti/Y (Pearce et al, 1990) نشان از قرارگیری نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای دارد (شکل ۳ج). الگوی توزیع عناصر کمیاب ناسازگار و REE بهنجار شده نمونه‌های بازیک منطقه سرو در شکل‌های ۳د و ۳ه ارائه گردیده است. بررسی عناصر نادر خاکی و کمیاب در تمامی نمونه‌های انتخابی نشان می‌دهد

جدول ۱: نتایج آنالیز ICP-MS سنگ‌های بازیک منطقه سرو

Sample	B.5.3	B.4.1	B.3.1	B.1.2	B.1.3	B.2.8	B.4.7	B.5.4	B.5.1	B.5.5
SiO ₂	46.69	47.61	46.81	56.55	57.79	55.39	46.05	46.46	46.35	46.71
Al ₂ O ₃	14.97	16.39	15.49	15.15	15.21	16.86	15.36	14.87	14.48	14.53
Fe ₂ O ₃	9.31	10.03	9.57	6.24	6.14	6.95	9.35	9.61	9.46	9.36
MgO	9.52	7.68	8.39	5.92	5.53	4.66	8.23	9.80	10.32	9.92
MnO	0.15	0.16	0.16	0.11	0.11	0.12	0.15	0.16	0.16	0.15
CaO	11.07	9.80	10.90	7.70	6.94	7.33	11.52	10.98	10.97	10.83
Na ₂ O	3.00	3.34	3.02	3.70	3.80	4.07	2.97	2.65	2.90	2.97
K ₂ O	1.34	1.56	1.35	2.53	2.58	2.39	1.36	1.14	1.35	1.48
TiO ₂	1.43	1.55	1.45	0.78	0.76	0.94	1.45	1.41	1.36	1.41
P ₂ O ₅	0.70	0.75	0.74	0.31	0.28	0.37	0.69	0.69	0.68	0.69
Cr ₂ O ₃	0.064	0.016	0.026	0.048	0.037	0.006	0.025	0.067	0.076	0.072
L.O.I	1.3	0.7	1.6	0.6	0.5	0.6	2.3	1.7	1.4	1.4
TOTAL	99.54	99.59	99.51	99.64	99.68	99.69	99.46	99.54	99.51	99.52
Mg#	50.56	43.37	46.71	48.68	47.39	40.14	46.81	50.49	52.17	51.45

Ba	595	714	703	715	713	779	1090	626	646	638
Ce	108.5	114.9	106.2	91.4	99.0	102.1	112.1	112.1	109.7	117.2
Co	41.6	37.8	38.7	25.9	23.0	23.5	39.7	44.2	45.1	42.4
Dy	4.87	5.27	5.01	3.46	3.20	3.95	5.13	5.08	4.68	4.85
Er	2.60	2.70	2.68	1.97	1.92	2.18	2.72	2.69	2.51	2.61
Eu	2.04	2.23	2.11	1.27	1.25	1.55	2.17	2.20	2.02	2.11
Gd	6.46	6.82	6.58	4.23	4.40	4.90	6.85	6.64	6.16	6.44
Hf	3.8	4.4	4.2	5.1	5.5	5.8	4.0	3.8	3.7	4.0
Ho	0.92	1.02	0.93	0.69	0.66	0.74	0.98	1.00	0.88	0.96
La	58.4	59.1	54.1	54.9	56.8	58.6	57.6	58.7	57.7	59.3
Lu	0.33	0.38	0.35	0.28	0.28	0.33	0.39	0.35	0.35	0.35
Nb	24.6	26.4	24.2	19.7	21.0	21.2	24.9	25.3	23.8	25.5
Nd	45.6	49.9	45.8	33.0	33.7	38.0	47.8	49.9	45.4	47.3
Ni	168	70	95	85	70	33	87	189	213	190
Pr	12.51	13.35	12.45	9.67	9.89	10.76	12.75	12.87	12.10	13.25
Rb	27.8	32.7	25.9	84.5	96.2	84.1	28.4	24.5	27.5	28.7
Sc	24	22	24	19	16	15	23	24	23	24
Sm	7.57	8.17	7.66	5.11	4.99	5.77	8.02	7.98	7.45	7.41
Sr	1045.2	1087.5	1632.6	589.2	573.6	730.7	1119.8	1075.3	983.5	1030.1
Ta	1.2	1.5	1.3	1.3	1.2	1.2	1.3	1.2	1.2	1.2
Tb	0.89	0.94	0.87	0.59	0.58	0.66	0.91	0.87	0.85	0.92
Th	8.4	8.4	7.8	18.1	19.4	17.3	8.7	8.5	8.3	9.1
Tm	0.36	0.41	0.36	0.28	0.27	0.31	0.39	0.38	0.36	0.37
U	1.9	1.9	1.7	4.3	4.5	4.2	1.7	1.6	1.8	1.8
V	191	197	202	121	108	135	188	189	173	177
Y	25.1	28.1	25.8	18.6	18.3	20.8	26.4	26.5	24.3	25.3
Yb	2.27	2.47	2.31	1.87	1.70	2.03	2.50	2.34	2.25	2.40
Zr	177.5	204.6	186.8	240.3	256.7	255.3	195.8	182.7	175.4	183.1
La _n /Sm _n	7.71	7.23	7.06	10.74	11.38	10.15	7.18	7.35	7.74	8.00
La _n /Yb _n	25.72	23.92	32.41	29.35	33.41	28.86	23.04	25.08	25.64	24.70
Sm _n /Yb _n	3.33	3.30	3.31	2.73	2.93	2.84	3.20	3.41	3.31	3.08

اختصارها: (L.O.I. = Loss-on-ignition, (Mg# [Mg# = molar Mg/(Mg+Fe)×100])

شیمی کانی

الیوین

الیوین‌ها تفاوت قابل توجهی را نشان نمی‌دهند به صورتی که طرح نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی در نمودار $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ نسبت به ترکیب کریزولیتی الیوین‌های موجود در آکالی بازالت‌ها و آندزیت بازالت‌ها دلالت دارد (شکل ۴ الف).

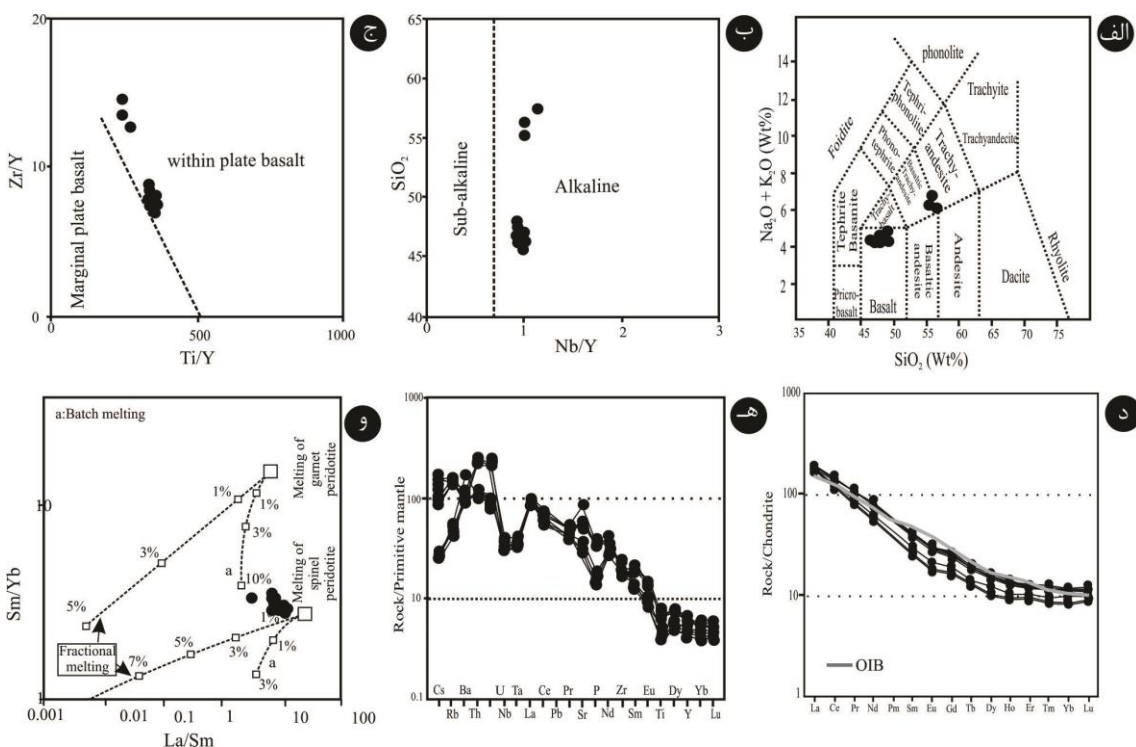
در این کانی‌ها مقدار TiO_2 از ۰/۰۰۴ تا ۰/۰۴۷ و MgO نیز از ۴۱/۹۶ تا ۴۵/۹۰ درصد وزنی متغیر است (جدول ۲).

نتایج حاصل از آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی الیوین در گدازه‌های بازیک منطقه سرو در جدول ۲ ارائه شده است. در این سنگ‌ها به طور میانگین مقدار Fo در آکالی بازالت‌ها برابر $Fo_{85/77}$ و در آندزیت بازالت‌ها برابر $Fo_{82/29}$ می‌باشد، به گونه‌ای که میزان $[Fo = Mg/(Mg + Fe_{total})]$ حاکی از آن است که الیوین در آکالی بازالت‌ها منیزیم بیشتر و به سمت آندزیت بازالت‌ها مقدار منیزیم کمتری را داراست. در تمامی نمونه‌ها ترکیب شیمیایی

کلینوپیروکسن

ترکیب کلینوپیروکسن در سنگ‌های آندزیت بازالتی و آکالی بازالتی در جدول ۳ ارائه شده است. همانگونه که از نمودار Wo، En و Fs (Morimoto, 1989) مشخص است، در سنگ‌های آکالی بازالتی، کانی کلینوپیروکسن دارای ترکیب دیوپسید و در سنگ‌های آندزیت بازالتی دارای ترکیب اوژیت دیوپسیدی می‌باشد (شکل ۴ب). در این کانی مقدار میانگین $[Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ از ۰/۸۰ آندزیت بازالت‌ها تا ۰/۸۲ در آکالی بازالت‌ها متغیر است. میانگین مقدار Al_2O_3 کلینوپیروکسن در

آندزیت بازالت‌ها ۳/۲۰ wt% و در آکالی بازالت‌ها ۴/۸۳ wt% است. با کاهش میزان Mg# در کلینوپیروکسن‌ها مقدار TiO_2 به طور تدریجی افزایش می‌یابد، در حالی که مقادیر Al_2O_3 و Na_2O با کاهش Mg# کاهش تندی را نشان می‌دهند. طرح نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی در نمودار Q-J (Morimoto et al, 1988) بیانگر آن است که پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه سرو در محدوده پیروکسن‌های (Quad) Ca-Mg-Fe قرار می‌گیرد (شکل ۴ج).



شکل ۳: الف) موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه سرو در نمودار TAS (Le Bas et al, 1986)، ب) نمودار Nb/Y در مقابل SiO₂ جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های بازالتی منطقه سرو، ج) تعیین جایگاه تکتونیکی نمونه‌های بازالتی منطقه سرو در نمودار Zr/Y در مقابل Ti/Y (Pearce et al, 1990)، د) الگوی REE بهنجار شده با کندریت برای نمونه‌های بازالتی منطقه سرو، مقادیر بهنجار شده (McDonough, 1989)، ه) الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده با گوشته اولیه برای نمونه‌های بازالتی منطقه سرو، مقادیر بهنجار کننده از سان و مک دوناف (Sun and McDonough, 1989)، و) نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb ذوب بخشی متعادل و نامتعادل برای سنگ منشأ نمونه‌های بازالتی منطقه سرو (Keskin, 2005).

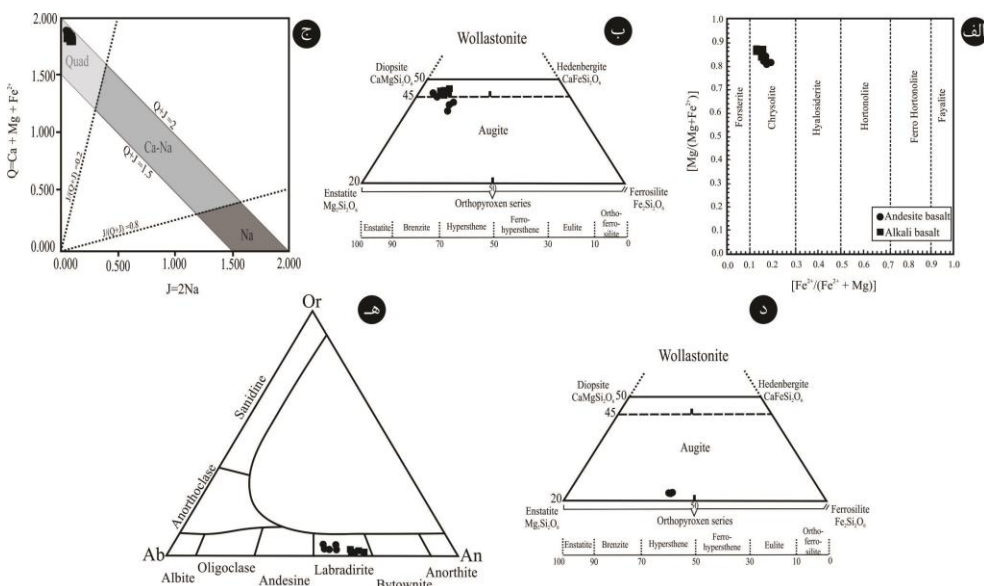
ارتوپيروكسن

براساس نتایج آنالیز نقطه‌ای ارتوپيروكسن‌ها که در جدول ۴ ارائه گردیده است، به لحاظ ترکیب اعضاء انتهایی، این کانی دارای محدوده $En_{56/84-57/03}$ ، میانگین $Wo_{3/3-14/33}$ و $Fs_{39/36-39/54}$ می‌باشد. مقدار $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در این کانی $0/59$ بوده که نسبت به مقادیر موجود در الیوین‌ها (با میانگین $0/84$) بسیار کمتر است. این موضوع نشان می‌دهد که توزیع Fe و Mg بین دو فاز الیوین و ارتوپيروكسن عامل مؤثری در ایجاد تعادل شیمیایی نبوده است. از نظر میزان TiO_2 همگی ارتوپيروكسن‌ها دارای مقایر تقریباً یکسانی هستند (میانگین $0/353$ wt%). طرح نتایج آنالیز این کانی

در نمودار Wo ، En ، Fs و Wo (Morimoto, 1989) نشان از ترکیب هیپرستن آنها دارد (شکل ۴د).

پلاژیوکلاز

نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیت بازالتی و آلکالی بازالتی در جدول ۵ ارائه شده است. براساس محاسبات فرمول ساختاری این کانی که براساس ۸ اتم اکسیژن صورت پذیرفته است میانگین $An\%$ در سنگ‌های آندزیت بازالتی و آلکالی بازالتی به ترتیب برابر $54/58$ و $63/71$ می‌باشد. طرح اعضاء انتهایی در نمودار $Ab-An-Or$ (Deer et al, 1992) حاکی از آن است که ترکیب پلاژیوکلاز در آلکالی و آندزیت بازالت‌ها در محدوده لابردوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴ه).



شکل ۴: الف) موقعیت ترکیبی الیوین موجود در آلکالی بازالت و آندزیت بازالت‌های منطقه سرو در نمودار $Mg\#$ در مقابل $Fe\#$ (Deer et al, 1992)، ب) محدوده ترکیبی کلینوپيروكسن‌های موجود در آلکالی بازالت و آندزیت بازالت‌های منطقه سرو در نمودار اعضاء انتهایی En ، Fs ، Wo (Morimoto, 1989)، ج) محدوده ترکیبی کلینوپيروكسن‌های موجود در آلکالی بازالت و آندزیت بازالت‌های منطقه سرو در نمودار $Q-J$ (Morimoto et al, 1988)، د) محدوده ترکیبی ارتوپيروكسن‌های موجود در آلکالی بازالت و آندزیت بازالت‌های منطقه سرو در نمودار اعضاء انتهایی En ، Fs ، Wo (Morimoto, 1989)، ه) طبقه‌بندی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های آلکالی بازالتی و آندزیت بازالتی منطقه سرو در نمودار $Ab-An-Or$ (Deer et al, 1992). (علائم اختصاری در کلیه تصاویر همانند شکل الف).

سری ماگمایی و محیط زمین ساختی

رابطه (۱)

$$F1 = -0.012 \times SiO_2 - 0.0807 \times TiO_2 + 0.0026 \times Al_2O_3 - 0.0012 \times FeO^* - 0.0026 \times MnO + 0.0087 \times MgO - 0.0128 \times CaO - 0.0419 \times Na_2O$$

رابطه (۲)

$$F2 = -0.0469 \times SiO_2 - 0.0818 \times TiO_2 - 0.0212 \times Al_2O_3 - 0.0041 \times FeO^* - 0.1435 \times MnO - 0.0029 \times MgO + 0.0085 \times CaO + 0.0160 \times Na_2O$$

براساس نمودار دوتایی TiO_2 در مقابل $Al^{IV} \times 100$ (Ao et al, 2010) که قادر به تفکیک سنگ‌های مرتبط با فرورانش از سنگ‌های وابسته به ریفت می باشد، نمونه‌های مورد مطالعه روندی مشابه با روند کمان‌های ماگمایی نشان می‌دهند (شکل ۵ب). از طرفی براساس نظر بکلوفا و همکاران (Beccaluva et al, 1989) پایین بودن میزان Ti در فرمول ساختاری پیروکسن‌ها از یک سو و بالا بودن میزان SiO_2 از سوی دیگر (جدول ۳) از ویژگی‌های پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین کمان‌های آتشفشانی محسوب می‌شود که در نتایج تجزیه‌های ارائه شده نیز این موضوع مشهود است.

پیروکسن‌ها از جمله کانی‌های کلیدی و مهم موجود در سنگ‌ها آذرین به شمار می‌آیند، لذا ترکیب آنها اطلاعات ارزشمندی در راستای تعیین خاستگاه ماگما، سری ماگمایی و موقعیت زمین‌ساختی و نیز تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی شامل دما، فشار و گریزندگی اکسیژن در اختیار می‌گذارند. از آنجا که تنوع ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها غالباً به تغییرات شیمی ماگما وابسته است، لذا شرایط فیزیکی و فرآیند جدایش ماگمایی بر روی آن اثر قابل توجهی دارد. بر این اساس سعی گردیده تا با استفاده از طرح داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای این کانی در نمودارهای مختلف، نتایج لازم استخراج گردد. جهت تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌ها، نتایج تجزیه کلینوپیروکسن‌ها در نمودار F_1-F_2 (Nisbet and Pearce, 1977) طرح گردیده است. نتیجه حاکی از قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در گستره VAB - OFB می‌باشد (شکل ۵الف). محاسبات مربوط به دو پارامتر F_1-F_2 براساس معادلات روابط ۱ و ۲ به انجام رسیده است:

جدول ۲: نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی الیون (Ol) در سنگ‌های آندزیت بازالتی و آلکالی بازالتی

Rock	An. Ba.	An. Ba.	An.Ba.	An. Ba.	An.Ba.	Alc.Ba.	Alc. Ba	Alc. Ba	Alc. Ba	Alc.Ba
SiO ₂	40.643	39.798	39.497	38.832	39.661	40.618	39.394	40.245	40.369	40.906
TiO ₂	0.047	0.017	0.019	0.019	0.01	0.004	0.117	0.018	0.019	0.019
Al ₂ O ₃	0.109	0.121	0.087	0.145	0.12	0.069	0.461	0.094	0.064	0.08
Cr ₂ O ₃	0.026	0.000	0.007	0.043	0.054	0.021	0.004	0.017	0.000	0.016
FeO*	13.91	14.989	17.585	17.239	16.425	12.741	13.716	12.411	12.083	12.241
MnO	0.211	0.239	0.268	0.285	0.246	0.226	0.222	0.203	0.193	0.178
MgO	44.838	43.901	42.424	41.967	42.795	45.791	40.95	44.539	45.218	45.907
CaO	0.335	0.212	0.176	0.155	0.183	0.212	0.22	0.216	0.212	0.225
Total	100.119	99.277	100.063	98.685	99.498	99.682	95.084	97.743	98.158	99.579

Structural Formula based on 4 O										
Si	1.017	1.009	1.004	1.000	1.010	1.015	1.046	1.027	1.023	1.022
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Al	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.002	0.014	0.003	0.002	0.002
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.291	0.318	0.374	0.371	0.350	0.266	0.305	0.265	0.256	0.256
Mn	0.004	0.005	0.006	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004
Mg	1.673	1.659	1.608	1.612	1.625	1.706	1.621	1.694	1.709	1.710
Ca	0.009	0.006	0.005	0.004	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006
Te	0.23	0.26	0.29	0.31	0.27	0.24	0.26	0.22	0.21	0.19
Fo%	84.60	83.47	80.70	80.84	81.86	6.04	83.69	86.03	86.53	86.56
Fa%	14.72	15.99	18.77	18.63	17.62	13.43	15.73	13.45	12.97	12.95
Ca-Ol	0.45	0.29	0.24	0.21	0.25	0.29	0.32	0.30	0.29	0.30
Mg#	0.85	0.83	0.81	0.81	0.82	0.86	0.86	0.84	0.86	0.86
Fe#	0.14	0.16	0.18	0.18	0.17	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13

اختصارها: An.Ba. = آندزیت بازالت، Alc.Ba. = آلکالی بازالت، Fo = فورستریت، Fa = فایالیت، Te = تفریویت (Mg/(Mg+Fe²⁺))
 Mg # = Fe/(Fe²⁺+Mg)، محاسبه Fe²⁺ و Fe³⁺ براساس (Droop, 1987).

جدول ۳: نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی کلینوپیکروکسن (Cpx) در سنگهای آندزیت بازالتی و آلکالی بازالتی

Rock	Alc.Ba.	Alc.Ba.	Alc.Ba.	Alc.Ba.	Alc.Ba.	An.Ba.	An. Ba.	An. Ba.	An.Ba.	An.Ba.
SiO ₂	50.965	51.561	50.533	50.979	50.531	51.28	51.004	51.894	52.637	52.063
TiO ₂	0.67	0.604	0.80	0.667	0.704	0.915	0.923	0.742	0.362	0.467
Al ₂ O ₃	4.579	4.442	5.397	4.913	4.834	2.981	3.064	2.98	3.209	3.775
Cr ₂ O ₃	0.079	0.097	0.037	0.068	0.044	0.063	0.009	0.049	0.733	0.092
FeO*	5.872	5.747	6.643	6.645	6.918	8.804	8.86	9.086	3.829	4.452
SiO	0.149	0.177	0.16	0.186	0.181	0.264	0.278	0.31	0.113	0.125
MgO	15.532	15.397	15.209	15.577	14.899	14.835	14.576	16.08	16.721	16.381
CaO	19.664	2.363	19.939	19.829	20.109	18.935	18.845	17.386	21.506	21.211
Na ₂ O	0.512	0.488	0.531	0.495	0.594	0.607	0.544	0.583	0.428	0.451
K ₂ O	0.012	0.01	0.014	0.000	0.021	0.103	0.106	0.114	0.000	0.000
Total	98.034	98.886	99.263	99.359	98.835	98.787	98.209	99.224	99.538	99.017

Structural formula based on 60

Si	1.901	1.907	1.870	1.884	1.883	1.924	1.925	1.930	1.925	1.916
Al	0.203	0.195	0.235	0.214	0.212	0.132	0.136	0.131	0.138	0.164
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.025	0.023	0.037	0.024	0.009	0.021	0.001	0.011
Cr	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000	0.001	0.021	0.003
Ti	0.019	0.017	0.022	0.019	0.020	0.026	0.026	0.021	0.010	0.013
Fe ²⁺	0.183	0.178	0.180	0.182	0.178	0.252	0.270	0.261	0.117	0.126
Mn	0.005	0.006	0.005	0.006	0.006	0.008	0.009	0.010	0.004	0.004
Mg	0.864	0.849	0.839	0.858	0.828	0.830	0.820	0.892	0.912	0.899
Ca	0.786	0.807	0.791	0.785	0.803	0.761	0.762	0.693	0.843	0.836
Na	0.037	0.035	0.038	0.035	0.043	0.044	0.040	0.042	0.030	0.032
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.005	0.005	0.005	0.000	0.000
Al ^{iv}	0.080	0.091	0.133	0.120	0.122	0.078	0.074	0.071	0.075	0.086
Al ^{vi}	0.123	0.104	0.102	0.094	0.090	0.054	0.062	0.060	0.063	0.078
Wo	41.92	43.05	42.10	41.55	42.39	39.66	39.89	36.11	44.23	43.83
En	46.08	45.30	44.68	45.42	43.70	43.24	42.93	46.48	47.85	47.10
Fs	10.03	9.79	11.19	11.15	11.65	14.80	15.09	15.21	6.33	7.38
Ac	1.98	1.87	2.03	1.88	2.27	2.30	2.08	2.19	1.59	1.69
Mg#	0.825	0.826	0.823	0.825	0.823	0.767	0.752	0.773	0.886	0.877
Cr#	0.019	0.028	0.009	0.020	0.010	0.034	0.00	0.016	0.247	0.036
Fe#	0.174	0.173	0.176	0.175	0.176	0.232	0.247	0.226	0.113	0.122
Q	1.833	1.834	1.810	1.825	1.809	1.843	1.852	1.846	1.872	1.861
J	0.074	0.070	0.076	0.070	0.086	0.088	0.080	0.084	0.060	0.064
J/Q+J	0.038	0.036	0.040	0.036	0.045	0.045	0.041	0.043	0.031	0.033
T	1168	1155	1245	1199	1192	1019	1027	1019	1041	1093

اختصارها: An.Ba. = آندزیت بازالت، Alc.Ba. = آلکالی بازالت، Wo = ولستونیت، En = انستاتیت، Fs = فرولیت، Ac = آکمیت،
 Mg # = Mg/(Mg+Fe²⁺)، Cr# = Cr/(Cr + Al)، Fe = Fe/(Fe²⁺+Mg)، Q = Ca + Mg + Fe²⁺، J = 2Na، محاسبه Fe²⁺ و Fe³⁺ براساس (دروپ، ۱۹۸۷)، محاسبه T براساس (France et al, 2010).

جدول ۴: نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی ارتوپیکروکسن (Opx) در سنگهای آندزیت بازالتی و آلکالی بازالتی

Rock	An. Ba.	An. Ba.	An. Ba.
SiO ₂	52.673	52.67	53.145
TiO ₂	0.395	0.342	0.324
Al ₂ O ₃	0.495	0.572	0.304
Cr ₂ O ₃	0.00	0.037	0.00
FeO*	22.95	22.968	23.472
SiO	0.649	0.642	0.654
MgO	19.194	19.259	19.711
CaO	1.489	1.474	1.601
Na ₂ O	0.124	0.076	0.079
K ₂ O	0.039	0.036	0.023
Total	98.008	98.076	99.313

Structural formula based on 60

Si	2.014	2.012	2.009
Al	0.022	0.026	0.014
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00

Cr	0.00	0.001	0.00
Ti	0.011	0.010	0.009
Fe ²⁺	0.740	0.740	0.746
Mn	0.021	0.021	0.021
Mg	1.094	1.097	1.111
Ca	0.061	0.060	0.065
Na	0.009	0.006	0.006
K	0.002	0.002	0.001
Mg#	0.597	0.597	0.598
Fe#	0.403	0.402	0.401
Al ^{iv}	0.00	0.00	0.00
Al ^{vi}	0.022	0.026	0.014
Wo	3.17	3.14	3.33
En	56.84	57.03	57.01
Fs	39.51	39.54	39.36
Ac	0.48	0.29	0.30

اختصارها: An.Ba.= آندزیت بازالت، Alc.Ba.= آلکالی بازالت، Wo = ولاستونیت، En = انستاتیت، Fs = فروسیلیت، Ac = آکمیت،
 Mg # = Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe = Fe/(Fe²⁺+Mg), Cr# = Cr/(Cr + Al), Q = Ca + Mg + Fe²⁺, محاسبه Fe²⁺ و Fe³⁺ براساس
 (Droop, 1987).

جدول ۵: نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی پلاژیوکلاز (Pl) در سنگ‌های آندزیت بازالتی و آلکالی بازالتی

Rock	An. Ba.	An. Ba.	An. Ba.	An. Ba.	An. Ba.	Alc. Ba	Alc. Ba	Alc. Ba	Alc. Ba	Alc. Ba
SiO ₂	53.587	۰۴۹/۵۳	53.418	54.704	54.659	51.141	50.928	51.675	51.844	51.462
Al ₂ O ₃	26.196	26.919	27.014	26.255	26.509	27.615	28.267	27.652	27.213	27.783
FeO	0.589	0.534	0.478	0.843	0.597	1.138	1.026	1.228	1.277	1.082
CaO	11.118	11.559	11.655	10.785	10.947	12.966	13.385	12.432	12.792	13.043
Na ₂ O	4.917	4.633	4.657	5.015	4.933	3.771	3.524	4.028	3.97	3.846
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.444	0.519	0.42	0.613	0.462	0.329	0.320	0.441	0.393	0.344
Total	97.002	97.373	97.72	98.445	98.237	97.524	97.887	97.843	97.939	97.886
Structural formula based on 8O										
Si	2.501	2.470	2.478	2.517	2.520	2.391	2.376	2.406	2.413	2.396
Al	1.441	1.477	1.477	1.424	1.441	1.521	1.554	1.517	1.493	1.525
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.023	0.021	0.019	0.032	0.023	0.0444	0.0400	0.0478	0.0497	0.0421
Ca	0.556	0.577	0.579	0.532	0.541	0.649	0.669	0.620	0.638	0.650
Na	0.445	0.418	0.419	0.447	0.441	0.341	0.318	0.363	0.358	0.347
K	0.026	0.031	0.025	0.036	0.027	0.0196	0.0190	0.0261	0.0233	0.020
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
An%	54.116	56.218	56.625	52.379	53.598	64.245	66.449	61.403	62.570	63.897
Ab%	43.310	40.776	40.944	44.075	43.707	33.813	31.659	36.002	35.140	34.096
Or%	2.573	3.005	2.429	3.544	2.693	1.941	1.891	2.593	2.288	2.006

اختصارها: An.Ba.= آندزیت بازالت، Alc.Ba.= آلکالی بازالت، Ab = آلبیت، An = آنورتیت، Or = ارتوز، محاسبه Fe²⁺ و Fe³⁺ براساس
 (Droop, 1987).

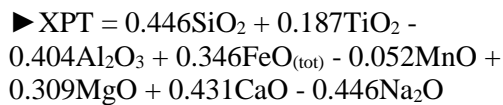
تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور

فوگاسیته اکسیژن

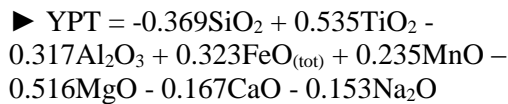
هرچند فوگاسیته اکسیژن به نوع محیط تکتونیکی ماگما وابسته است (Beccaluva et al, 1989)، اما به‌طور کلی این متغیر عاملی موثر در راستای کنترل فرآیندهای ماگمایی بوده و بر توالی تبلور و

نوع کانی‌های تبلور یافته تأثیرگذار است. لذا به منظور بررسی فوگاسیته اکسیژن و حالت‌های متفاوت اکسیداسیون، می‌توان از تفاوت‌های موجود در مقدار Fe³⁺ کانی کلینوپیروکسن بهره جست. در این راستا جهت تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن از نمودار Al^{VI}+2Ti+Cr در برابر Al^{IV}+Na

رابطه ۳)



رابطه ۴)



براساس این معادلات و نمودار مربوطه، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های آندزیت بازالتی و آلکالی بازالتی گستره‌ای از ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد را در بر می‌گیرد (شکل ۵ه). طبق نظر جیانگ و همکاران (Jiang et al, 2006) دماسنجی با روش ترسیمی (Lindsley, 1983) می‌تواند برای پیروکسن‌هایی با مجموع Wo+En+Fs بیش از ۹۰ استفاده گردد، لذا طرح نتایج اعضاء انتهایی (جدول ۳) در نمودار ترسیمی ذکر شده، بیانگر قرارگیری نمونه‌های آندزیت بازالتی و آلکالی بازالتی به ترتیب در گستره دمایی ۱۰۰۰ تا ۱۱۵۰ و ۸۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد است (شکل ۵و). براساس نظر فرانس و همکاران (France et al, 2010) مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در کانی پیروکسن به شدت به دما وابسته است. نتایج به دست آمده از نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (France et al, 2010) حاکی از آن است که اغلب پیروکسن‌های مورد مطالعه (به استثناء دو مورد) دمایی بیش از ۹۷۰ درجه سانتیگراد را به نمایش می‌گذارند (شکل ۵ز). فرانس و همکاران (France et al, 2010) معادله رابطه ۵ را برای رابطه بین Al_2O_3 و دما (با میزان خطای ± 40 درجه سانتیگراد) پیشنهاد نمود:

رابطه ۵)



که T، دما برحسب درجه سانتیگراد و Al_2O_3 مقدار درصد وزنی در ترکیب کلینوپیروکسن است (جدول ۳). از آنجا که فشار نیز متاثر از میزان آلومینیوم در کلینوپیروکسن‌هاست، لذا استفاده از این دماسنج

(Schweitzer et al, 1974) استفاده گردیده است.

طبق نظر پژوهشگران، قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط $\text{Fe}^{3+}=0$ بیانگر تبلور پیروکسن‌ها در فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد و برعکس. از طرفی طبق نظر کامرون و پاپیک (Cameron and Papike, 1981) میزان فوگاسیته اکسیژن با فاصله نمونه‌ها از خط $\text{Fe}^{3+}=0$ رابطه‌ای مستقیم دارد. نتایج حاصل از نمودار ذکر شده حاکی از آن است که پیروکسن‌های مورد بررسی در بالای خط $\text{Fe}^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند که این نشان از شرایط نسبتاً بالای فوگاسیته اکسیژن در حین تبلور کلینوپیروکسن‌ها دارد (شکل ۵ج).

میزان آب ماگما

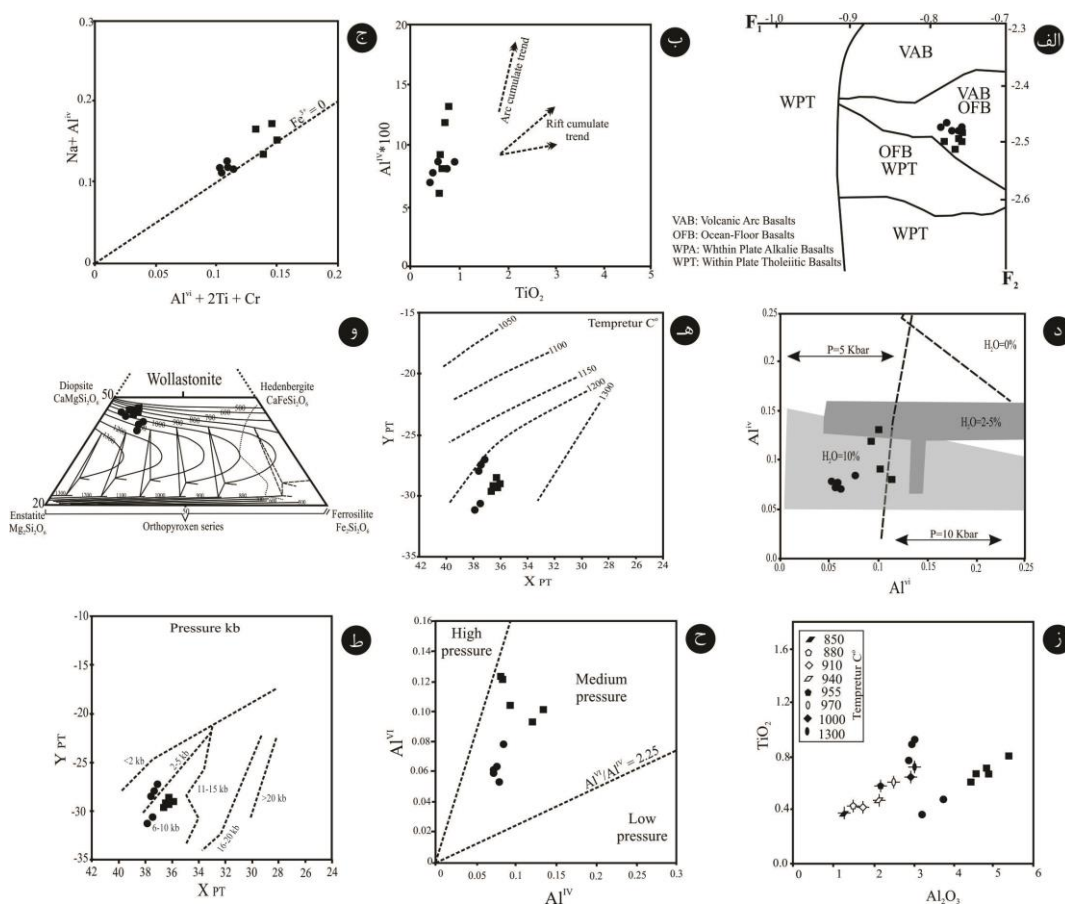
از آنجا که توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهار و هشت وجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل در اختیار قرار می‌دهد، لذا از نمودار Al^{VI} در مقابل Al^{IV} (Helz, 1973) برای تعیین این پارامتر استفاده گردیده است و آنگونه که از نتایج حاصل از نمودار مذکور نیز بر می‌آید، محدوده ۵ کیلوبار و مقدار آب به میزان ۱۰٪ برای آندزیت بازالته‌ها و آلکالی بازالته‌ها نمایش داده شده است (شکل ۵د) که این مقدار با توجه به شواهد دیگری نظیر حضور کانی‌های آبداری مانند آمفیبول و نیز نفوذ سیالات زبانه فرورو منطقی به نظر می‌رسد.

پارامترهای شدتی (دما-فشار)

جهت انجام محاسبات مربوط به تعیین دما و فشار به کمک کانی کلینوپیروکسن، روش‌های گوناگونی توسط محققین مختلف پیشنهاد گردیده است. از جمله این روش‌ها تعیین دو پارامتر XPT و YPT (Soesoo, 1997) بوده که محاسبات آن جهت تعیین شرایط دما و فشار تشکیل از طریق معادلات روابط ۳ و ۴ به انجام می‌رسد:

برخی از پژوهشگران نظیر واس (Wass, 1979) پیشنهاد کرده‌اند که نسبت‌های Al^{VI}/Al^{IV} ، $Ti+Al^{IV}/Si$ و $TiO_2/(Mg/Mg+Fe)$ در پیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان فشارسنج به کار گرفته شود. بر این اساس طرح نتایج تجزیه پیروکسن‌ها به کمک نسبت Al^{VI}/Al^{IV} در نمودار Al^{VI} در مقابل Al^{IV} (Helz, 1973) بیانگر قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ای با فشار متوسط است (شکل ۴).

محدود به فشارهای کم (۵ کیلوپار) است (France et al, 2010). براساس این معادله و نتایج ارائه شده در جدول ۳، کلینوپیروکسن‌های موجود در نمونه‌های آلكالی بازالتی دمایی بین ۱۱۵۵ تا ۱۲۴۵ و نمونه‌های آندزیت بازالتی دمایی بین ۱۰۱۹ تا ۱۰۹۳ درجه سانتیگراد را مشخص می‌نمایند. از آنجا که قرارگیری Al در موقعیت‌های چهار و هشت وجهی کلینوپیروکسن‌ها به فشار و میزان آب موجود در محیط تبلور وابسته است، لذا



شکل ۵: الف) تعیین موقعیت تکتونیکی نمونه‌های بازالتی در نمودار $F_2 - F_1$ (Nisbet and Pearce, 1977)، ب) نمودار دوتایی TiO_2 در مقابل $Al^{IV} * 100$ (Ao et al, 2010)، ج) نمودار $Al^{IV} + Na$ در برابر $Al^{IV} + 2Ti + Cr$ جهت تعیین میزان گریزندگی اکسیژن (Schweitzer et al, 1974)، د) نمودار Al^{VI} در مقابل Al^{IV} جهت بررسی فشار و مقدار آب موجود در ماگما (Helz, 1973)، ه) نمودار XPT در مقابل YPT جهت تعیین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها (Soesoo, 1997) و تعیین دمای تشکیل پیروکسن‌ها در نمودار اعضاء انتهایی (Lindsley, 1983)، ز) نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (France et al, 2010)، ح) نمودار Al^{VI} در مقابل Al^{IV} جهت برآورد کلی فشار تبلور پیروکسن‌ها (Helz, 1973)، ط) نمودار XPT در مقابل YPT جهت تعیین فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها (Soesoo, 1997). (علائم مشابه شکل ۴).

فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و برخورد قاره‌ای عربی- اوراسیایی پی آمد آن، از عوامل تأثیرگذار در شکل‌گیری و وقوع فعالیت‌های آذرین در حاشیه فعال قاره‌ای این فرورانش به ویژه در ایران بوده است. به اعتقاد بسیاری از محققین فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و جهت فشارش صفحه عربی به ایران به صورت مایل بوده (McClay et al, 2004)، به نحوی که اعمال فشار از جنوب غرب به سمت شمال شرق با زاویه‌ای حدود ۵۵ درجه صورت پذیرفته است (McClay et al, 2004). از آنجا که قطب چرخش همگرایی عربی- اوراسیایی در شرق مدیترانه قرار دارد، لذا نرخ همگرایی به سمت شرق در راستای کمربند کوهزایی زاگرس از $\sim 1/8 \text{ cm/yr.}$ - $\sim 1/5 \text{ cm/yr.}$ در شمال غرب تا $\sim 2/8 \text{ cm/yr.}$ در جنوب شرق افزایش می‌یابد. این فرایند، توسعه گسل‌های امتدادلغز راستگردی را در پی داشته که امروزه در شمال غرب ایران به خصوص در آذربایجان غربی به وفور مشاهده می‌شود (فضل نیا و کوزه کلانی، ۱۳۹۱). حرکت چنین گسل‌هایی قادر به ایجاد بخش‌های کششی در امتداد گسل‌ها بوده و می‌تواند حوزه‌های کوچک کششی را در بین دو گسل بزرگ مقیاس ایجاد نماید و در نهایت ایجاد گسلش‌های قطعه‌ای را به دنبال داشته باشد. هر چند در نهایت این حوزه‌های قطعه‌ای گسلشی قادرند نقشی مانند ریف‌های درون صفحه‌ای ایفا نموده و محیطی کششی را توسعه دهند، اما با توجه به سن سنگ‌های مورد بررسی، داده‌های ارائه شده از نتایج آنالیز سنگ کل و کانی‌های موجود در آنها و همچنین قرارگیری موقعیت تکتونیکی آنها در بین صفحات عربی- اوراسیایی، به نظر می‌رسد رخداد این سنگ‌ها با فعالیت‌های ناشی از بسته شدن نئوتتیس نیز محتمل باشد (شکل ۳). در مقابل برخی ویژگی‌های ژئوشیمیایی موجود در

همچنین براساس نظر نیمیس و تیلور (Nimis and Taylore, 2000) در ساختار کلینوپیروکسن‌ها $\text{Cr/Cr+Al}^{\text{VI}} \times 100$ است و نسبت Al^{VI} در تعادل با Al^{VI} در پیروکسن‌ها با فشار رابطه‌ای مستقیم دارد؛ به طوری که فولی و همکاران (Foley et al, 1996) معتقدند کلینوپیروکسن‌های غنی از Al در فشار پایین‌تر نسبت به نمونه‌های فقیر از Al تشکیل شده‌اند. لذا بالا بودن مقدار Al در نمونه‌های مورد بررسی (با میانگین ۰/۱۷۶) می‌تواند به‌عنوان دلیل دیگری بر بالا بودن فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی تلقی گردد (جدول ۳). از طرفی طرح نتایج حاصل از محاسبه دو متغیر XPT و YPT شرح داده شده در معادلات ۳ و ۴ (Soesoo, 1997) نیز بیانگر تعیین فشار ۶-۱۰ کیلو بار برای سنگ‌های آکالی بازالتی و ۲-۵ کیلو بار برای آندزیت بازالتی می‌باشد (شکل ۵ط).

بحث و نتایج

نتایج ارائه شده در این پژوهش که از داده‌های حاصل از تجزیه سنگ کل نمونه‌های برداشت شده از محدوده مطالعاتی و تجزیه نقطه‌ای کانی‌های آنها و طرح نتایج در نمودارهای متمایز کننده جایگاه‌های تکتونیکی و شواهد حاصل از نمودارهای چند عنصری به دست آمده، دال بر قرارگیری نمونه‌های بازالتی سرو در محدوده سری ماگمایی آکالن و محیط تکتونیکی بازالت‌های درون صفحه‌ای^۱ است. از طرفی همان‌گونه که پیشتر نیز ذکر شد در مقیاس وسیع و از نظر موقعیت، منطقه مورد مطالعه در بین صفحات عربی- اوراسیا و در قسمت‌های میانی کمربند آلپ- هیمالیا و در تقسیمات زمین- شناسی ایران در مرز زون‌های ساختاری سنندج- سیرجان و ارومیه- دختر واقع گردیده است. در تمامی مدل‌های تکتونیکی ارائه شده توسط محققین مختلف این اتفاق نظر وجود دارد که

منجر به بروز شیب ملایم منفی در عناصری نظیر Ta و Nb گردید و تولید مذاب‌هایی با مشخصات ماگمایی ذکر شده را فراهم آورده است. از طرفی فرورانش به زیر ایران مرکزی و در ادامه تداوم فشارش میل صفحه عربی، سبب گردیده تا گسل‌های امتدادلغز راستگرد و عمیق بزرگ مقیاسی که تا بخش‌هایی از پوسته تحتانی زون سنندج- سیرجان و مرز مشترکش با زون ارومیه - دختر گسترش یافته‌اند، فعال گردند. بقایای نئوتتیس نیز به صورت مجموعه‌های افیولیت در نزدیکی محدوده مورد مطالعه (شمال خوی، جنوب غرب سلماس- حوالی سرو) احتمالاً در اوایل یا اواسط سنوزوئیک (Agard et al, 2011) جایگزین شده‌اند و در نتیجه فعالیت چنین گسل‌هایی رخنمون یافته‌اند.

نتیجه‌گیری

بر روی آبرفت‌های جوان و نهشته‌های کواترنری شمال شهرستان سرو واقع در شمال غرب ارومیه، گدازه‌هایی با ترکیب بازالتی و متشکل از الیوین+ کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز \pm ارتوپیروکسن \pm آمفیبول رخنمون دارند. نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی سنگ کل نشان از قرارگیری نمونه‌های بازالتی سرو در محدوده سری ماگمایی آلکالن و محیط تکتونیکی بازالت‌های درون صفحه‌ای و کمان‌های آتشفشانی دارند. داده‌های حاصل از شیمی کانی پیروکسن نشان از شرایط فشار بخشی نسبتاً بالای اکسیژن و مقدار آب به میزان ۱۰٪ در حین تبلور کلینوپیروکسن‌ها دارد. حضور کانی‌هایی نظیر آمفیبول در این سنگ‌ها نیز می‌تواند شاهی بر آبدار بودن ماگمای بازالتی مورد بررسی باشد. محاسبات زمین دما- فشار سنجی نیز به ترتیب دما و فشار تشکیلی معادل ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و حدود ۵ کیلوبار را تعیین نمودند

نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد بررسی نظیر ناپهنجاری ملایم و منفی از Ta و Nb و یا ناپهنجاری مثبت در الگوی عناصر U، Th، Rb و Ba حاکی از آن است که مدل فرورانش را نیز نمی‌توان به تنهایی برای تشکیل این سنگ‌ها مورد پذیرش دانست. اما از آنجا که به اعتقاد برخی محققین بسته شدن نئوتتیس در الیگوسن- میوسن روی داده است (Alizadeh et al, 2010)، و از سوی دیگر سنگ‌های مورد بررسی دارای سن بسیار جوانی هستند (کواترنری)، لذا تصور می‌گردد مدل تکتونوماگمایی تشکیل این سنگ‌ها مرتبط با فرآیندهای پس از بسته شدن کامل اقیانوس نئوتتیس و تصادم قاره‌ای باشد. با توجه به اینکه فرآیند فرورانش به زیر زون‌های سنندج-سیرجان و ارومیه-دختر در بخش عمده‌ای از مزوزوئیک باعث شده تا در این زمان ماگماتیسیم کالکوالکالن در زون‌های سنندج- سیرجان و در زمان‌های بعد در زون ارومیه-دختر تداوم یابند (Arvin et al, 2007)، لذا این محققین معتقدند احتمالاً در اواسط یا در اواخر سنوزوئیک بسته شدن نئوتتیس و تصادم قاره‌ای بین اوراسیا و عربی حادث گردیده باشد. بر این اساس با بسته شدن نئوتتیس، فرآیند شکسته شدن زبانه فرورو در زیر زون‌های سنندج- سیرجان و ارومیه- دختر (Kheirkhah et al, 2009; Mirnejad et al, 2010؛ زارعی سهامیه و مرادپور، ۱۳۹۴؛ مرادپور و همکاران، ۱۳۹۷)، سبب گردیده تا در مرز بین این دو زون ساختاری یک فرآیند برخاستگی حرارتی در گوشته حادث شده و در نهایت کاهش فشار در بخش فوقانی گوشته صورت پذیرد. در نتیجه به واسطه وقوع این فرآیند، بخش‌هایی از گوشته که قبلاً متأثر از فرورانش بوده‌اند، دارای اجزائی از عناصر فرورانشی شده و دچار ذوب بخشی ناشی از کاهش فشار گردیده‌اند، به نحوی که این فرآیند در نمودارهای چند عنصری

عملکرد گسل‌های موجود در منطقه به سطح زمین فراهم شده است.

سپاس‌گزاری

نویسندگان مقاله از جناب آقای دکتر فضل نیا عضو محترم هیات علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه به خاطر همکاری‌های علمی بی دریغشان صمیمانه سپاس‌گزاری می‌نمایند. همچنین از مساعدت‌های مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه لرستان تشکر و قدردانی به عمل می‌آید.

که به نظر می‌رسد نقش ترکیب پیروکسن، وجود آب، تغییرات فشار و شاید تحولات زیر خط انجماد، در ایجاد چنین دامنه نسبتاً وسیعی از دمای تبلور بسیار موثر بوده است. با توجه به نمودارهای ارائه شده از داده‌های حاصل از شیمی سنگ کل، شیمی کانی و موقعیت تکتونیکی منطقه سرو، می‌توان چنین نتیجه گرفت که پس از بسته شدن نئوتتیس و شکسته شدن زبانه فرورو و فرآیندهای برخاستگی حرارتی و کاهش فشار متعاقب آن، فوران مذاب‌های ماگمایی با مشخصات ذکر شده به سبب تأثیر و

پانوش

1-Within plate basalts

-فضل نیا، ع. و کوزه کلانی، ف.، ۱۳۹۱. پتروگرافی، زمین‌شیمی و محیط تکتونوماگمایی لامپروفیرها و سنگ‌های مرتبط، جنوب غرب سلماس، پترولوژی، دوره ۳، شماره ۱۲، ص ۶۹-۸۳.

-مرادپور، ع.، زارعی سهامیه، ر.، احمدی خلجی، ا. و ساریخانی، ر.، ۱۳۹۷. بررسی واکنش گدازه/سنگ، ذوب‌بخشی و خاستگاه پریدوتیت‌های کرم‌مانشاه به کمک شواهد بافتی و شیمی کانی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۶، شماره ۱، ص ۱۶۱-۱۷۸.

منابع

-خیرخواه، م. و امامی، م.ه.، ۱۳۸۹. خاستگاه و تحولات ماگماهای بازالتی کواترنری شمال باختری آذربایجان (بورلان تا گنبد) با استفاده از بررسی‌های ایزوتوپی Sr-Nd، علوم زمین، دوره ۱۹، شماره ۷۶، ص ۱۱۳-۱۱۸.

-زارعی سهامیه، ر. و مرادپور، ع.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی و سنگ‌زایی مجموعه افیولیتی هرسین-صحنه (شمال شرق کرم‌مانشاه- غرب ایران) شاهدهی بر زمین‌ساخت جنوب نئوتتیس، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۳، شماره ۲، ص ۳۳۱-۳۴۴.

-Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process: Mineralogical Magazine, v. 148, p. 692-725.

-Ajdari, K., Mohammadi Tork Abad, H. and Ramezani Ardekani, F., 2004.

Geological Map of Serow, 1:100000 Scale. Geological Survey of Iran.

-Alizadeh, A., López Martínez, M. and Sarkarinejad, K., 2010. Ar40-Ar39 geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogenic Belt: Cometes Rendus Geoscience, v. 342, p. 837-846.

-Ao, S.J., Xiao, W.J., Han, C.M., Mao, Q.G. and Zhang, J.E., 2010. Geochronology and geochemistry of

- early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids: *Gondwana Research*, v. 18, p. 466-478.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 474-489.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran: *Journal of Geodynamics*, v. 47, p. 167-179.
- Azizi, H., Asahara, Y. and Tsuboi, M., 2014. Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: *International Geology Review*, v. 56, p. 167-186.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B. and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator: *Chemical Geology*, v. 77, p. 165-182.
- Cameron, M. and Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations: *American Mineralogist*, v. 66, p. 1-50.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*: 2nd edition Pearson Education Limited, United Kingdom, 696 p.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria: *Mineralogical Magazine*, v. 51, p. 431-435.
- Elmas, A. and Yilmaz, Y., 2003. Development of an oblique subduction zone-Tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey: *International Geology Review*, v. 45, p. 827-840.
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Freyer, B.J., Grenough, J.D. and Jenner, G.A., 1996. Trace element partition coefficients of clinopyroxene and phlogopite in an alkaline-lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 629-638.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 189, p. 340-346.
- Ghalamghash, J., Nedelec, A., Bellon, H., Vousoughi Abedini, M. and Bouchez, J.L., 2009. The Urmieh plutonic complex (NW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous time-Part I: Petrogenesis and K/Ar dating: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 35, p. 401-415.
- Haghipour, A. and Aghanabati, A., 1988. *Geological Map of Serow, 1:250000 Scale*, Geological Survey of Iran.
- Helz, R.T., 1973. Phase relationships of basalts in their melting range at $pH_2O = 5$ kb as a function of oxygen fugacity: *Journal of Petrology*, v. 14, p. 249-302.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F. and Dai, B.Z., 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphry, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 617-633.
- Keskin, M., 2005. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. <https://www.researchgate.net/publication/241329729>.
- Kheirkhah, M., Allen, M.B. and Emami, M., 2009. Quaternary syn-collision

- magmatism from the Iran/Turkey borderlands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 182, p. 1-12.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *American mineralogist*, v. 68, p. 477-493.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T. and Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 857-877.
- 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*, v. 198, p. 288-296.
- Moretti, R., 2005. Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts: *Geophysics*, v. 48, p. 583-608.
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes: *Canadian Mineralogist*, v. 27, p. 143-156.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes: *American Mineralogist*, v. 73, p. 1123-1133.
- Nabavi, M.H., 1976. A Preface to Iranian Geology, Geological Survey of Iran, Tehran, Geological Survey of Iran, p. 109.
- Nimis, P. and Taylore, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites; Part I: Calibration and testing of a Crin-Cpx barometer and an Enstatite-in-Cpx thermometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 544-554.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 149-160.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenesis implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J.J., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey: *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, v. 44, p. 189-229.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas: *Annu. Rev. Earth and Planetary Science Letters*, v. 23, p. 1073-1109.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1974. Statistical analysis of clinopyroxenes from deepsea basalts: *American Mineralogist*, v. 64, p. 501-13.
- Shafai Moghadam, H., Ghorbani, G., Zaki Khedr, M., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgaud, A. and Arai, S., 2014. Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau: *Gondwana Research*, v. 26, p. 1028-1050.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT estimations: *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, v. 119, p. 55-60.

-Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 1229-1258.
-Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic-systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society of London Special Publication, v. 42, p. 313-345.

-Wass, S.Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rock: Lithos, v. 12, p. 115-132.
-Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 95, p. 185-187.
-Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements: Chemical Geology, v. 20, p. 325-343.