چهل و دومین گردهمایی (همایش) ملی
علـوم زمیـــن
The 42nd National
Geosciences Congress
www.geoconf.ir

مینرال شیمی و پتروژنز سنگهای آتشفشانی فلسیک کمان ماگمائی ارومیه – دختر؛ مقایسه روند آلکالن شهراب و کالک آلکالن آران-کجان

حمید محمدی[۱]، دکتر محمدرضا قربانی[۲]، دکتر نرگس شیردشت زاده[۳]

[۱] گروه پتروواوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس hamid.mohamadi@modares.ac.ir

[۲] گروه پتروواوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس ghorbani@modares.ac.ir

[۳] گروه پتروواوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس nshirdasht@modares.ac.ir

چکیده

سنگ های آتشفشانی فلسیک بخش قابل ملاحظه ای از توالی آتشفشانی ترشیری کمان ماگمائی ارومیه – دختر را تشکیل می دهد. این سنگ های آتشفشانی فلسیک در شمال غرب کاشان و غرب نائین (کجان) به سری ماگمائی کالک آلکالن و در منطقه شهراب به سری ماگمائی آلکالن تا شوشونیتی گرایش دارند. غالب فنوکریست ها از نوع فلدسپار، کوارتز بوده و درشت بلورهای کلینوپیروکسن را در نمونه های مناطق کجان و شهراب، و بلورهای میکا را در نمونه های منطقه کجان و آران می توان مشاهده نمود. شیمی کانی های موجود در سنگهای آتشفشانی فلسیک، غالباً خویشاوندی آنها با سری ماگمائی کالک آلکالن را تائید می کند. تبلور بخشی در حجره ماگمائی سطوح متوسط تا اعماق نسبتاً کم پوسته، احتمالا فرآیند اصلی تحول ماگمائی در مناطق مورد مطالعه بوده اند. فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا که شیمی کانی ها آن را گواهی می نماید، تاکید کننده شرایط تبلور بخشی است. به نظر می رسد تبلور بخشی و آلودگی پوسته ای هر دو در تکوین سنگ های آتشفشانی فلسیک منطقه نقش داشته اند. عدم وجود میکا در سنگ های آتشفشانی شهراب را می توان گواه بر عدم اختلاط (یا اختلاط ماگمائی کمتر) نسبت به دو منطقه دیگر و اقامت طولانی مدت تر در حجره ماگمائی دانست که به هضم بیشتر پوسته انجامیده و می تواند از علل گرایش نمونه های این منطقه به سری آلکالن باشد. تبلور نیافتن و عدم تفریق میکا از ماگمای مادر منطقه شهراب همچنین دلیل دیگری بر غنی شدگی از پتاسیم سنگ های آتشفشانی فلسیک شهراب می باشد.

واژه‌های کلیدی

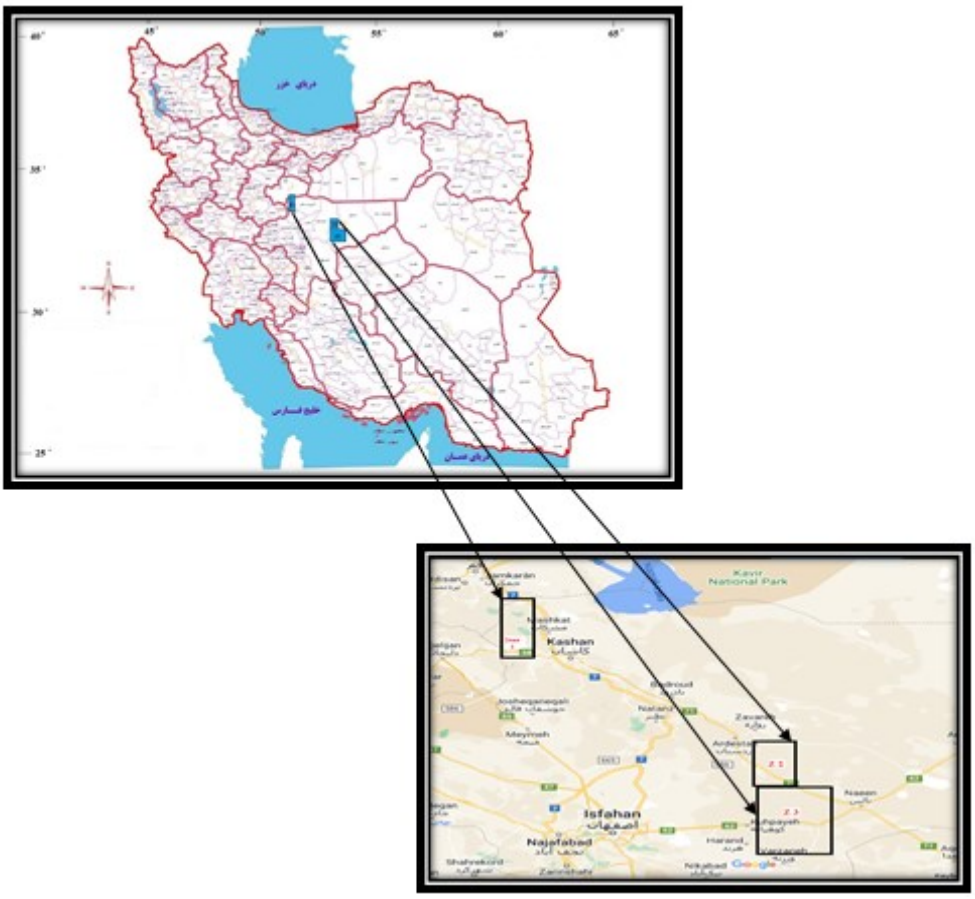
ارومیه – دختر، آران، شهراب، کجان، مینرال شیمی.

ABSTRACT
Felsic volcanic rocks form a significant part of the Tertiary volcanic sequence of Urmia-Dokhtar magmatic arc. These felsic volcanic rocks tend to the calc-alkaline magmatic series in the northwest of Kashan and the west of Nain (Kejan), and in the Shahrab region to the alkaline to shoshoniitic magmatic series. The majority of phenocrysts are feldspar, quartz, and large clinopyroxene crystals can be seen in the samples of Kajan and Shahrab regions, and mica crystals can be seen in the samples of Kajan and Aran regions. The chemistry of the minerals in the felsic volcanic rocks often confirms their relationship with the calc-alkaline magmatic series. Partial crystallization in the magmatic chamber of medium levels to relatively shallow depths of the crust was probably the main process of magmatic evolution in the studied areas. Relatively high oxygen fugacity, which is evidenced by the chemistry of minerals, emphasizes the partial crystallization conditions. It seems that partial crystallization and crustal contamination both played a role in the formation of felsic volcanic rocks in the region. The absence of mica in the volcanic rocks of Shahrab can be seen as a proof of lack of mixing (or less magmatic mixing) compared to the other two regions and a longer stay in the magma chamber, which led to more digestion of the crust and can be one of the reasons for the tendency of these samples. The region should be alkaline. The non-crystallization and non-separation of mica from the mother magma of Shahrab region is also another reason for the enrichment of potassium in the felsic volcanic rocks of Shahrab.

Keywords
Urmia - Dokhtar, Aran, Shahrab, Kajan, Mineral Chemistry

۱. مقدمه

فعالیت آتشفشانی در ایران مرکزی به نام کمربند آتشفشانی ارومیه – دختر (آقانباتی ۱۳۸۳) یا آتشفشانهای سهند – بزمان به صورت رشته کوههایی از آذربایجان (سهند و سبلان) تا بزمان – تفتان در بلوچستان امتداد دارد. این کمربند ۱۷۰۰ کیلومتر طول و با عرض ۱۰۰ کیلومتر به موازات منطقه رورانده زاگرس گسترش دارد. فعالیت آتشفشانی در این کمربند از کرتاسه شروع شده و تا دوره میوسن ادامه داشته است [Chaharlang and Ghorbani, 2020]. در مطالعه حاضر مینرال شیمی سنگهای آتشفشانی فلسیک سری آلکالن منطقه جنوب شهراب و سنگهای آتشفشانی فلسیک سری کالک آلکالن آران و کجان مورد مطالعه قرار می گیرند. مناطق مورد مطالعه در این تحقیق، سه منطقه از استان اصفهان را در بر می گیرد که عبارتند از: ۱- غرب و شمال غرب شهرستان آران و بیدگل، ۲- جنوب شهراب از توابع بخش زواره شهرستان اردستان و ۳- کجان از توابع بخش مرکزی شهرستان نائین می باشند. منطقه واقع در آران در ۷۰ کیلومتری جنوب قم بین طولهای خاوری ´۰۰ °۵۱ و ´۰۵ °۵۱ و عرضهای شمالی ´۰۰ °۳۴ و ´۳۰ °۳۴ و در ضلع جنوب غربی نقشه ۱:۲۵۰/۰۰۰ آران [امامی ۱۳۷۴] قرار دارد. منطقه جنوب شهراب در فاصله ۱۵۹ کیلومتری اصفهان بین طولهای خاوری ´۳۰ °۵۲ و ´۴۵ °۵۲ و عرضهای شمالی ´۰۰ °۳۳ و ´۲۲ °۳۳ و در ضلع غربی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ شهراب [بحرودی و همکاران ۱۳۷۹] قرار دارد. ورقه شهراب بخشی از جنوب باختری چهارگوش زمین شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ انارک است (عمیدی و داودزاده گزارش تکنو اسپرت ۱۹۸۴). و منطقه کجان در ۱۰۷ کیلومتری اصفهان بین طولهای خاوری ´۳۰ °۵۲ و ´۰۰ °۵۳ و عرضهای شمالی ´۳۰ °۳۲ و ´۰۰ °۳۳ در قسمت مرکزی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ کجان [امینی ۱۳۸۳] قرار دارد (شکل ۱). هر سه منطقه در پهنه ایران مرکزی و مجموعه ماگمائی ارومیه-دختر قرار دارند. مجموعه ماگمائی ارومیه-دختر حاوی توالیهائی از سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ترشیری و جوان تر است که با توده های نفوذی ترشیری و جوان تر همراه می باشد.



شکل ۱. موقعیت مناطق مورد مطالعه؛ آران (Z1) – شهراب (Z2) – کجان (Z3)

۲. راههای دسترسی

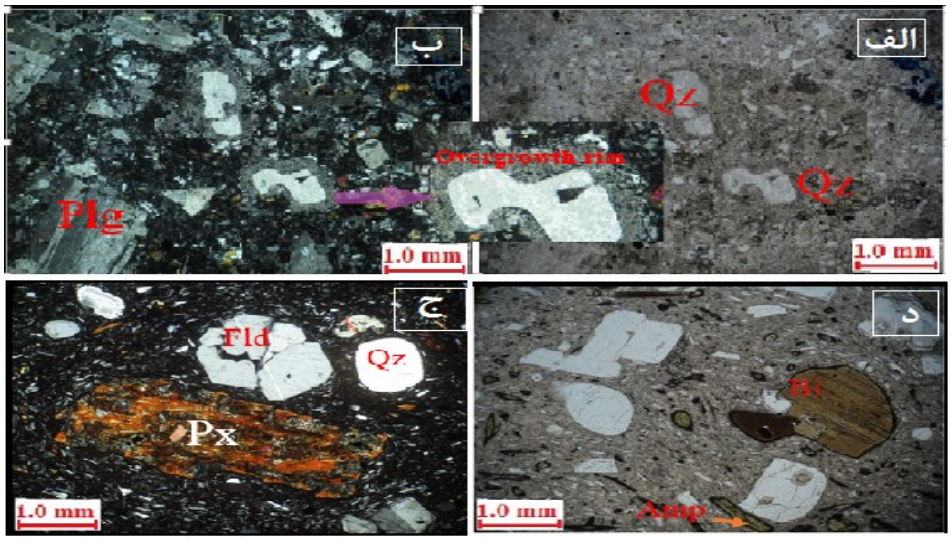
به منظور دستیابی به منطقه مورد مطالعه در شمال غرب آران می توان از طریق بزرگراه قم – کاشان، جاده یحیی آباد به برونزدها و ارتفاعات کوههای انارینه که قسمتی شمالی منطقه شماره یک بوده، دسترسی داشت و قسمتهای جنوبی منطقه شماره یک از طریق جاده مشهد اردهال و جاده های منتهی به آبادیهای ازناوه و ارمک و ون قابل دستیابی است. منطقه شماره ۲ از طریق جاده اردستان – نائین و جاده های فرعی به سمت آبادیهای مهراندو و گزستان و درباغ قابل دسترسی می باشد و در نهایت منطقه شماره ۳ از دو مسیر قابل دسترسی می باشد. مسیر اول از طریق جاده اردستان - نائین، جاده نیستانک – کجان و مسیر دوم که محدوده جنوبی کجان می باشد از طریق جاده نائین – اصفهان و مسیرهای فرعی آبادیهای رستم آباد، ورزنه و آب جوییه قابل دسترسی می باشد.

۳. زمین شناسی منطقه

در غرب کاشان و شمال غرب آران، سنگهای آذرین رسوبی و آذر آواری ائوسن میانی تا عهد حاضر برونزد دارند، اما حجم و وسعت بخشهای آتشفشانی و آذر آواری بیشتر از بخشهای رسوبی است. واحدهای سنگی آتشفشانی منطقه مورد مطالعه واقع در نیمه غربی شهراب (جنوب اردستان) شامل مجموعه های پیروکلاستیک و آذر آواری می باشد. در منطقه کجان، انباشته های رسوبی و آتشفشانی ائوسن از گسترش چشمگیری برخوردارند و به سه مجموعه رسوبی – آتشفشانی پخش شده اند. در بخش مرکزی تا جنوبی منطقه کجان، سنگهای آتشفشانی نئوژن به شکل جریانهای گدازه، گدازه های برشی شده و یا گنبد رخنمون دارند. در این بخش انباشته های رسوبی تخریبی با گسترش کم دیده می شوند.

۴. کانی شناسی

سنگ های آتشفشانی فلسیک مناطق مورد مطالعه به طور عمده دارای بافت پورفیریتیک، گلومروپورفیریتیک و جریانی و خمیره ای بسیار ریزدانه و گاه میکرولیتی تا شیشه ای هستند. غالب فنوکریست ها از نوع فلدسپار، کوارتز بوده و درشت بلورهای کلینوپیروکسن را در نمونه های مناطق کجان و شهراب، و بلورهای میکا را در نمونه های منطقه کجان و آران می توان مشاهده نمود (شکل ۲). فلدسپار موجود در سنگ های فلسیک مورد مطالعه اکثراً از نوع آلبیت، الیگوکلاز و سانیدین، کلینوپیروکسن ها از نوع Augite و Diopside، آمفیبول ها از نوع Tschermakite، Tschermakite-Hbl و Magnesio-Hbl، میکاها از نوع فلوگوپیت و بیوتیت منیزیم دار و کانی های اپک از نوع تیتانوهماتیت، هماتیت، مگنتیت و تیتانومگنتیت می باشند.



شکل ۲. مقاطع نازک چند نمونه از سنگ های فلسیک مناطق مورد مطالعه شامل کانی های: الف) فنوکریست های کوارتز با حاشیه رورشدی، ب) پلاژیوکلاز، ج) کلینوپیروکسن و د) بیوتیت و آمفیبول

۵. مینرال شیمی

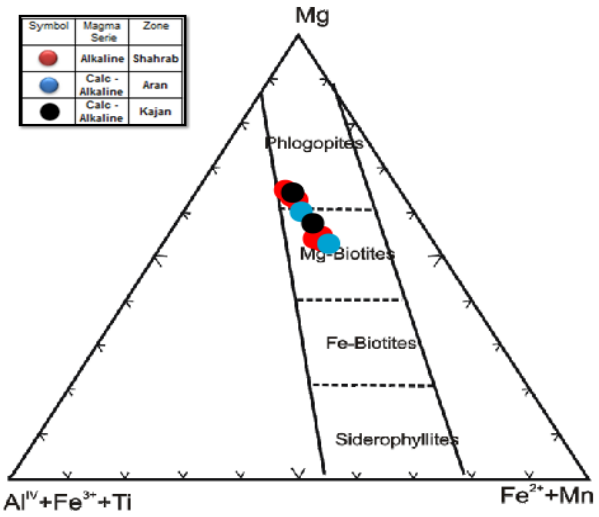
پس از بررسی های صحرائی و نمونه برداری از سنگ های موجود در مناطق مورد مطالعه، از نمونه های برداشته شده مقطع نازک و از نمونه های مناسب مقطع نازک صیقلی تهیه شد تا ترکیب کانی شناسی آنها توسط دستگاه الکترون مایکروپروب بررسی شود. (نمونه سنگ های شماره B9، B23 و 53 مربوط به منطقه شهراب و نمونه های شماره 86 و 314 مربوط به منطقه کجان و نمونه های شماره S57 و S149 مربوط به منطقه آران).

۵-۱. شیمی فلدسپار

این کانی در همه واحدهای مناطق مورد مطالعه از سنگ های حدواسط و اسیدی یافت می شوند. فلدسپار موجود در سنگ های فلسیک مورد مطالعه اکثراً از نوع آلبیت، الیگوکلاز و سانیدین می باشند.

۵-۲. شیمی بیوتیت

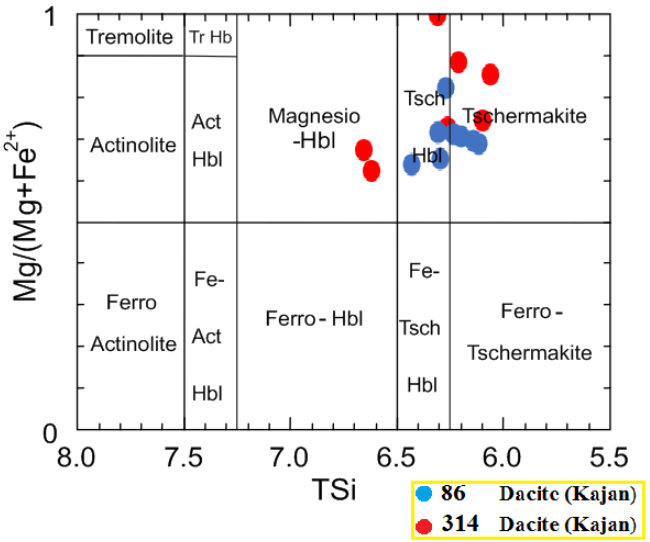
با استفاده از ترکیب شیمیائی بیوتیت می توان نوع ماگما را تشخیص داد [Deer et al., 1992]، ماهیت آن را تعیین [Morimoto 1988,]، واحدهای سنگی منطقه را رده بندی و تحلیل های پترولوژیکی ارائه کرد. مطابق با طبقه بندی Forster, 1960 ، بیوتیت های مورد مطالعه در محدوده ای از فلوگوپیت تا بیوتیت منیزیم دار قرار گرفته اند (شکل ۳).



شکل ۳. طبقه بندی میکاها با استفاده از ترکیب شیمیائی آنها. (منطقه آران شامل نمونه شماره S57 و منطقه کجان شامل 314 , 86). فورستر (Forster, 1960).

۵-۳. شیمی آمفیبول

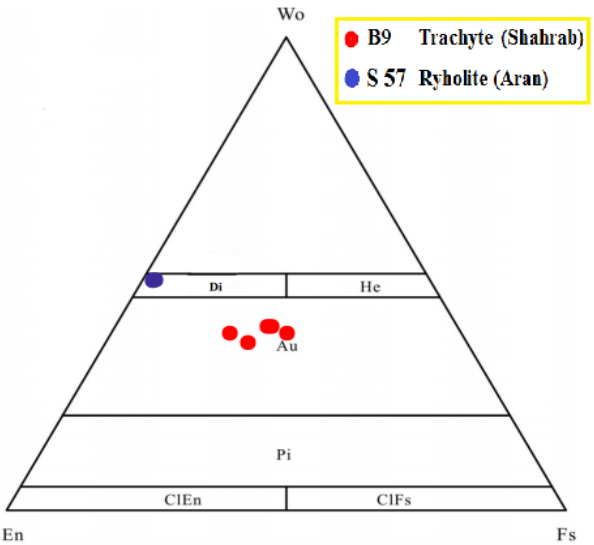
محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول ها بر اساس روش [Leake et al., 1997] و فرمول استاندارد $A_2B_2C_5O_{22}(OH)_2$ بر پایه ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است. بر اساس نمودار $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در برابر Si، ترکیب کلی آمفیبول های مورد بررسی در نمونه های منطقه کجان در گروه آمفیبول های کلسیم دار قرار می گیرند. در این نمودار که برای تمایز انواع آمفیبول بر اساس میزان کاتیون های اصلی موجود در آمفیبول ها ترسیم شده است، نمونه های آنالیز شده در نمونه سنگ های داسیتی (شماره 86) در محدوده Tschermakite و Tschermakite Hbl و نمونه سنگ های آندزیتی (شماره 314) در محدوده Magnesio Hbl و Tschermakite قرار می گیرند. (شکل ۴).



شکل ۴. طبقه بندی آمفیبول های سنگ های حدواسط منطقه کجان با استفاده از ترکیب شیمیائی آنها.
تمایز انواع آمفیبول ها بر اساس میزان کاتیون های اصلی (Leake et al., 1997).

۵-۴. شیمی پیروکسن

فرمول عمومی پیروکسن ها به صورت M2M1T2O6 توسط [Morimoto et al., 1988] پیشنهاد شده است. به منظور تفکیک پیروکسن های گروه Ca-Mg-Fe از نمودار (شکل ۵) استفاده می کنیم. ترکیب این کانی در آندزیت ها و تراکی داسیت ها و ریولیت در محدوده انستاتیت و در تعدادی از نمونه های منطقه شهراب و نیز سنگ های آندزیتی آران در محدوده پیروکسن های با کلسیم بالا (اوژیت و دیوپسید) قرار می گیرند.



شکل ۵. نمایش کانی های پیروکسن بر روی نمودار Wo-En-Fs (Morimitoet al., 1988).

۵-۵. شیمی اکسیدهای آهن و تیتانیم دار

ترکیب اکسیدهای آهن و تیتانیم موجود در سنگ های مورد مطالعه بر اساس نمودار مثلثی $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ (Deer et al., 1991)، عمدتا در مجاور محدوده هماتیت، مگنتیت و تیتانومگنتیت یا بر روی روند تیتانوهماتیت قرار گرفته اند. هماتیت در آن دسته از سنگ های آذرین همچون تراکیت، ریولیت و داسیت که از آهن دو ظرفیتی فقیر هستند، یافت می شود. وجود تیتانوهماتیت در نمونه داسیت و ریولیت می تواند گواه بر تبلور یافتن از مذابی کم سیلیس تر (بازیک تر) باشد.

۶. ترموبارومتری

۶-۱. فشارسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول

اشمیت [Schmidt, 1992] نموداری برای اندازه گیری میزان فشار با استفاده از ترکیب شیمیائی آمفیبول ها طراحی نموده، که بر این اساس، آمفیبول موجود در سنگ های داسیتی نمونه شماره ۸۶ منطقه کجان فشاری حدود ۵ کیلوبار تا ۷/۵ کیلوبار و سنگ های داسیتی نمونه ۳۱۴ منطقه کجان فشاری حدود ۳کیلو بار تا ۷ کیلوبار را نشان می دهند.

۶-۲. دما سنجی بر اساس ترکیب فلدسپار

جهت انجام بررسی های ژئوترمومتری با استفاده از ترکیب فلدسپارها از ترمومتری که به وسیله Seck (1971) ارائه شده است، استفاده نموده ایم که بر این اساس دمای به دست آمده سنگ های مورد مطالعه منطقه الف (شهراب) و ب (آران) و ج (کجان) به ترتیب در گستره دمائی ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد، ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد و ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد قرار گرفته اند.

۶-۳. دما سنجی و فشار سنجی بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن

بر مبنای نمودار XPT در برابر YPT می توان دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن ها را تعیین کرد [Soesoo,1997]. طبق این روش فشار تبلور کلینوپیروکسن های سنگ های آتشفشانی منطقه، کمتر از ۲ تا ۵ کیلوبار مشخص شد و دمای تبلور برای کلینوپیروکسن ها ۱۰۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد تعیین شد. دو پارامتر XPT و YPT بر اساس روابط زیر محاسبه می شوند:

$$Xpt = 0.446\ SiO_2 + 0.187\ TiO_2 - 0.404\ Al_2O_3 + 0.346\ FeO - 0.052\ MnO + 0.309\ MgO + 0.431\ CaO - 0.466\ Na_2O \quad [1]$$

$$Ypt = -0.369\ SiO_2 + 0.535\ TiO_2 - 0.317\ Al_2O_3 + 0.323\ FeO + 0.235\ MnO - 0.516\ MgO - 0.167\ CaO - 0.153\ Na_2O \quad [2]$$

۶-۴. دما سنجی بر اساس ترکیب بیوتیت

برای تخمین دمای تشکیل ماگما می توان از نمودار Henry et al (2005) استفاده نمود. میزان Ti در بیوتیت به دمای تشکیل آن بستگی دارد، به طوری که افزایش Ti تاثیر چشم گیری در افزایش دما دارد. نمونه ها در محدوده ای بین ۵۷۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی گراد واقع شده اند.

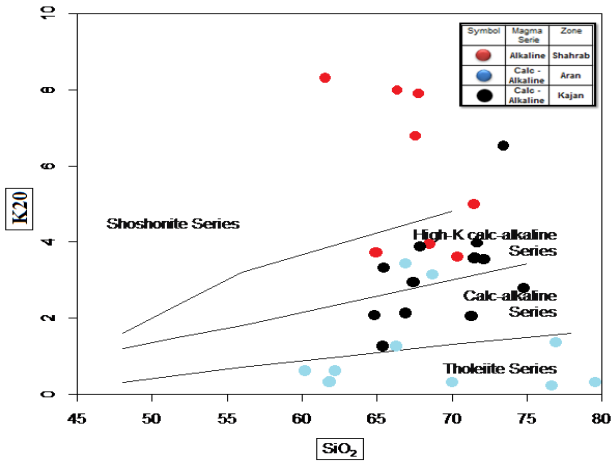
۷. پتروژنز

نمونه هائی که مینرال شیمی آنها در این پایان نامه مورد بررسی قرار گرفته اند، بر روی نمودارهای هارکر سنگ های آتشفشانی این سه منطقه، مشخص شده اند. بر اساس این نمودار نمونه های منطقه شهراب فراوانی و روندهای تغییرات K و Mg متفاوتی نشان می دهند که

احتمالا گواه بر نقش سنگ مادر پوسته ای برای شهراب و نقش تفریق (مذاب مشتق از گوشته) برای دو منطقه کجان و آران است. در غالب نمونه سنگ های آتشفشانی دو منطقه آران و کجان در دیاگرام هارکر Na_2O کم و بیش ثابت و K_2O دارای روند افزایشی می باشد. کاهش FeO، TiO_2 و MgO می تواند نشان از تبلور آمفیبول، کلینوپیروکسن و کانی های اپک (اکسیدهای آهن – تیتانیم دار) داشته باشد. روند کاهشی P_2O_5 را می توان به تبلور بخشی آپاتیت نسبت داد.

۷-۱. طبقه بندی سنگ های آتشفشانی مناطق مورد مطالعه

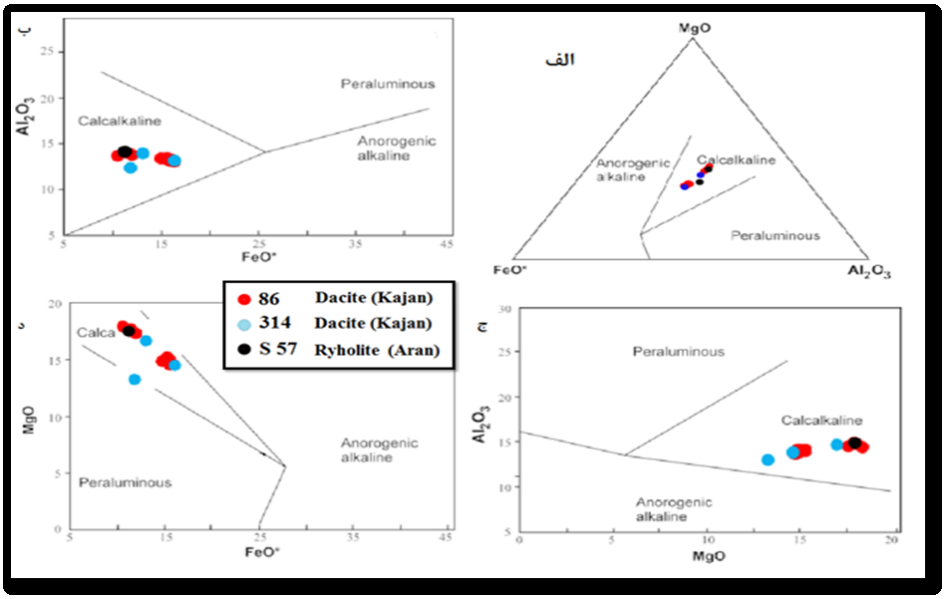
سنگ های آتشفشانی فلسیک مناطق آران و کجان اندکی غنی از عناصر آلکالن بوده و به محدوده ساب آلکالن تمایل دارند. نمونه های آران و کجان بر روی نمودار سیلیس در مقابل K_2O در محدوده سری کالک آلکالن قرار می گیرند. سنگ های منطقه شهراب نیز دارای ترکیب آلکالن بوده و طیفی از سنگهای آندزیتی، تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی را شامل می شوند. سنگ های آتشفشانی فلسیک غنی از پتاسیم جنوب غرب شهراب بر روی دیاگرام K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) در محدوده سنگ های پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می گیرند (شکل ۶).



شکل ۶. طبقه بندی سنگ های آتشفشانی شهراب، آران و کجان بر روی نمودار (Peccerillo and Taylor, . 1976).

۷-۲. تعیین منشا با استفاده از ترکیب شیمیائی بیوتیت

خاستگاه تکتونیکی سنگ های آتشفشانی مناطق مورد مطالعه را می توان با استفاده از ترکیب شیمیائی میکاها تعیین نمود. بر اساس نمودار (شکل ۷) [Abdel-rahman, 1994] نمونه های مربوط به مناطق مورد مطالعه آران و کجان در محدوده (C) یعنی ماگمای کالک آلکالن نواحی کوهزائی واقع شده اند و بنابراین محیط تکتونیکی موثر در شکل گیری سنگ های این مناطق می تواند یک قوس ماگمائی مرتبط با فرورانش باشد. فوگاسیته اکسیژن با عملکرد اکسیداسیون در سیستم ماگمائی مرتبط است و بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیائی بیوتیت و تعیین فوگاسیته اکسیژن می توان به ژنز ماگما پی برد. ونر و اگستر [Wones & Eugster, 1965] با استفاده از ترکیب شیمیائی بیوتیت با فرض جانشینی Fe و Mg بین محلول جامد بیوتیت و فلوگوپیت و دخالت فوگاسیته اکسیژن بر جانشینی Fe و Mg، میزان فوگاسیته اکسیژن را تخمین زدند. بیوتیت در شرایط اکسیدان از Mg غنی شده و در شرایط احیاء از Fe^{2+} غنی می شود. بر اساس نسبت Fe/(Fe+Mg) بیوتیت های مورد مطالعه، فوگاسیته اکسیژن مذاب میزبان با یک محیط کمان ماگمائی مطابقت دارد.



شکل ۷. طبقه بندی محیط تکتونیکی سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیائی بیوتیت ها. الف) FeO^{*}-MgO-Al_2O_3 ب) FeO^{*}- Al_2O_3 ج) MgO – Al_2O_3 د) MgO – FeO (Abdel-rahman, 1994).

A: غیرکوهزائی آلکالن، P: سنگ های پرآلومین و C: سنگ های کالک آلکالن می باشد.

۷-۳. تعیین منشا با استفاده از ترکیب شیمیائی آمفیبول

با ترسیم آمفیبول های مورد مطالعه بر روی دیاگرام [Droop, 1987] مشاهده می شود که نمونه های مورد نظر در محدوده کالک آلکالن واقع شده اند. آمفیبول های غنی از منیزیم مرتبط با فوگاسیته اکسیژن بالا است [Helmy et al., 2004]. حضور همزمان اسفن، مانیتیت، کوارتز همراه با کلینوپروکسن یا آمفیبول در سنگ های مورد مطالعه حاکی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده آنهاست [Wones et al., 1989].

۷-۴. تعیین منشا با استفاده از ترکیب شیمیائی پیروکسن

لترییر [Leterrier et al., 1982] با استفاده از مقادیر Ti ,Na+K در ترکیب پیروکسن ها نموداری را جهت تعیین سری ماگمائی طراحی نمود که در آن محدوده های آلکالن و کالک آلکالن از هم متمایز شده اند. با ترسیم ترکیب پیروکسن های مناطق مورد مطالعه در این نمودار، نمونه ها در محدوده آلکالن قرار دارند.

۸. نتیجه گیری

سنگ های حدواسط - فلسیک سه منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات هارکر عناصر اصلی (اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس) رونده های تغییرات کم و بیش یکسانی را نشان می دهند، به استثناء Na و K که داده ها نسبتا پراکنده هستند و به دشواری می توان روند تغییرات خاصی را مشاهده نمود. دیگر عناصر (P, Ti, Fe, Mg, Ca, Al) با افزایش سیلیس روند کاهشی را به نمایش می گذارند. چنین روندهای تغییراتی عموماً گواه بر نقش تفریق ماگمائی توسط تبلور بخشی ارزیابی گردیده است [Ren et al., 2003; Gao and Zhou, 2013; Gill, 2010]. با توجه به تحرک پذیری بالای عناصر آلکالن (K, Na) پراکندگی داده های این دو عنصر را می توان به آلتراسیون و یا آلودگی پوسته ای (هضم) نسبت داد. بر اساس این مطالعه، در رابطه با منشاء سنگ های آتشفشانی فلسیک منطقه آران آلودگی پوسته ای توام با تبلور بخشی ماگمای بازیک – حدواسط به ویژه در تحول ماگمائی سنگ های آتشفشانی

سری فلسیک از نقش قابل توجهی برخوردار بوده است. سنگ های آتشفشانی جنوب غرب شهراب جزئی از توالی آتشفشانی توام با فرورانش بوده و در بردارنده سنگ های بازیک – حدواسط منتسب به فرورانش بوده و علیرغم دارا بودن پتاسیم بالا به سری کالک آلکالن مناطق فرورانش شبیه هستند تا به سری شوشونیتی. و در نهایت سنگ های فلسیک منطقه نتیجه تحول ماگمای حدواسط یا بازالتی از طریق تبلور بخشی می باشد. از طرفی پرآلومین بودن سنگ های فلسیک منطقه کجان، احتمال منشاء گرفتن مذاب های بخشی مادر را به توسط ذوب بخشی پروتولیت رسوبی مطرح می سازد. بر اساس همین مطالعه آلودگی پوسته ای و تبلور بخشی هر دو در تکوین سنگ های منطقه کجان نقش داشته اند. با توجه به فلسیک بودن ترکیب این نمونه ها، وجود کانی های مافیک احتمالا مرتبط به ماگمای مادر و ترم های کمتر تفریق یافته ماگمائی است که احتمالا این مذاب های کمتر تفریق یافته، پیش از فوران مذاب فلسیک، از اعماق بیشتر به حجره ماگمای فلسیک تزریق شده و با آن اختلاط حاصل نموده اند. عدم وجود میکا در سنگ های آتشفشانی شهراب را می توان گواه بر عدم اختلاط (یا اختلاط ماگمائی کمتر) نسبت به دو منطقه دیگر و اقامت طولانی مدت تر در حجره ماگمائی (در اعماق حدواسط) دانست که به هضم بیشتر پوسته انجامیده و می تواند از علل گرایش نمونه های این منطقه به سری آلکالن باشد.

منابع

[۱] آقانباتی، ع.، (۱۳۸۵). زمین شناسی ایران، کتاب، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی ایران.

[۲] امامی، ه.، امینی، ب.، (۱۳۷۵). نقشه زمین شناسی آران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (نقشه شماره ۶۲۵۸). سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

[۳] امینی، ب.، امینی چهرق، م.ر.، (۱۳۸۲). نقشه زمین شناسی چهار گوش کجان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

[4] CHAHARLANG, R., GHORBANI, M.R., 2020, A HIDDEN CRUST BENEATH THE CENTRAL URUMIEH-DOKHTAR MAGMATIC ARC REVEALED BY INHERITED ZIRCON AGES, TAFRESH, IRAN.

[5] Deer et al., 1992, An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Third Edition. ISBN 978-0903056-33-5.

[6] Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous magmas. Journal of Petrology, 35,525-541.

[7] Peccerillo, A. Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline in volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, Contr. Mineral, Petrol, v. 58, p. 63-81.

[8] Ren, M., Parker, D.F., White, J. C., 2003. Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between plagioclase and peraluminous silicic magma, v. 88, no. 7, p. 1091-1103.

[9] Morimoto, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**, 1123-11333.

[10] WONES & EUGSTER, 1965. STABILITY OF BIOTITE: EXPERIMENT, THEORY, AND APPLICATION, 1965, MINERALOGICAL SOCIETY OF AMERICA, AMERICAN MINERALOGIST, 50 : 1228-1272, 15 FIGURES AND 4 TABLES.