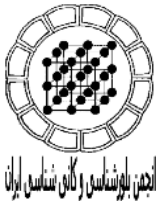
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال نوزدهم، شمارهٔ ۲، تابستان ۹۰، از صفحهٔ ۲۹۷ تا ۳۱۰



خاستگاه ماگماتیسم آداکیتی در منطقه‌ی مسجد داغی جلفای آذربایجان شرقی

روح الله یداللّهی[۱]، علی کنعانیان*[۱]، محمد معانی‌جو[۲]، فاطمه سرجوقیان[۱]، شهره حسن‌پور[۳]

۱-دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران

۲-گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان

۳-شرکت ملّی صنایع مس ایران

(دریافت مقاله: ۸۹/۴/۲۶ ، نسخه نهایی: ۸۹/۷/۲۱)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه عمیق ائوسن- الیگوسن مسجد داغی در ۳۵ کیلومتری شرق جلفا و در کنار رود ارس واقع شده‌اند. این منطقه از نظر زمین‌شناسی ساختاری بخشی از زون البرز باختری – آذربایجان است. سنگ‌های آتش‌فشانی از نوع ریولیت، داسیت تا تراکی آندزیت و سنگ‌های نیمه عمیق شامل مونزونیت پورفیری تا دیوریت پورفیری هستند. غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE ، بیهنجاری منفی از عناصر Ti, Ta و Nb و نسبت‌های بالای Ba/Nb و Ba/Ta همراه با نمودارهای جدا کننده‌ی محیط زمین‌ساختی بیانگر شکل‌گیری این سنگ‌ها در محیطی وابسته به فرورانش در یک حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌ها، SiO_2> %57، MgO<%3، میزان پایین Y و Yb (Y<13 and Yb<1.4)، نسبت‌های Sr/Y>40 و La/Yb>20 حاکی از شکل‌گیری آن‌ها از ماگمای آداکیتی پر سیلیس در منطقه است. این شواهد همراه با موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی احتمالاً از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی با ترکیب اکلوژیت و آمفیبولیت گارنت‌دار حاصل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *ماگماتیسم آداکیتی؛ فرورانش؛ پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده؛ مسجد داغی؛ آذربایجان.*

مقدمه

در آغاز واژه‌ی آداکیت به گروهی از سنگ‌ها اطلاق می‌شد که در حاشیه‌ی صفحات همگرا از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی گرم و جوان (کمتر از ۲۵ میلیون سال) به وجود آمده بودند [۱]. ویژگی ژئوشیمیایی این سنگ‌ها عبارتند از میزان بالای Al, Ba, Sr و نسبت بالای Sr/Y و La/Yb. امروزه آداکیت به گروه بزرگی از سنگ‌ها اطلاق می‌شود که میزان Sr/Y و La/Yb بالایی دارند. این ویژگی‌ها براثر فرایندهای مختلفی چون ۱) ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده، ۲) ذوب خاستگاه غنی از Sr و La و فقیر از Y و Yb، ۳) ذوب در مناطق عمیق با گارنت برجامانده، ۴) جدایش بلوری و ۵) واکنش گدازه فلسیک با گوشته حاصل می‌شوند [۴]. اصطلاح آداکیت، نخست فقط برای سنگ‌های اسیدی با ترکیب سنگ‌شناسی داسیت، ریولیت و آندزیت با ویژگی‌های ژئوشیمیایی چون SiO_2> %56، Al_2O_3>%15، MgO<%3 ، Sr>400ppm و غنی از LILE و LREE با تهی شدگی شدیدی از Y و HREE (Y<18 و Yb<1.9) و نسبت بالای Sr/Y (>40) و La/Yb (>20) به کار می‌رفت [۳]. سپس آداکیت‌ها به ۲ نوع آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) و آداکیت‌های پر سیلیس (HSA) تقسیم‌بندی شدند [۴]. آداکیت‌های پر سیلیس همان

* نویسنده مسئول، تلفن:۶۱۱۱۲۴۹۳ (۰۲۱)، نمابر: ۶۶۴۹۱۶۲۳ (۰۲۱)،پست الکترونیکی:Kananian@Khayam.ut.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]

آداکیت‌های معرفی شده از طرف دفانت و دراموند [۳] هستند در صورتی که آداکیت‌های کم سیلیس به گروهی از سنگ‌ها اطلاق می‌شود که ضمن داشتن مشخصات آداکیتی سیلیس کمتر از ۶۰ درصد و بیش از ۵۰ درصد داشته باشند. مارتین [۴] میزان Na_2O این سنگ‌ها را بیش از ۳٫۵ درصد، نسبت K_2O/Na_2O آن‌ها را حدود ۴ و میزان $Mg^{\#}$ را حدود ۴۰ معرفی کرده است. آداکیت‌های پر سیلیس براثر ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده (متابازالت‌ها در گستره‌ی پایداری گارنت) و آداکیت‌های کم سیلیس براثر ذوب بخشی گوه‌ی گوشته‌ای دگرنهاد شده گارنت‌دار حاصل می‌شوند. پژوهشگران دیگر[۵، ۸-۱۲، ۳۲] سنگ‌های پتاسیم با نسبت بالای Sr/Y را جزء آداکیت‌های قاره‌ای (آداکیت‌های پتاسیک) به حساب آوردند که براثر فرایندهای پتروژنزی متنوع حاصل می‌شوند. علاوه بر آن آداکیت‌هایی نیز در کمربند گرینستون آرکئن شناسایی شده‌اند [۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۷، ۱۸]. ماگماتیسم دومدی از ویژگی‌های این آداکیت‌ها است و براثر ذوب عمیق بازالت با نسبت بالای Sr/Y به وجود آمده‌اند [۴]. آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) و آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) در محیط‌های وابسته به فرورانش و در زمانی که لیتوسفر فرورونده جوان و گرم باشد، تشکیل می‌شوند [۳، ۱۹-۲۱] لازم به یادآوری است فرورانش‌های کم شیب، جوان و داغ بودن پوسته‌ی اقیانوسی و فرورانش‌های سریع رژیم‌های غیر طبیعی با دمای بالا را ایجاد می‌کنند [۳، ۲۲] که موجب ذوب قطعه‌ی فرورانده و تولید ماگمای آداکیتی می‌شود. این سنگ‌ها آداکیت واقعی بوده که از ذوب قطعه فرورانده ریشه گرفته‌اند که دفانت و دراموند [۳] تعریف کرده‌اند.

منطقه مسجد داغی شامل مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه عمیقی است که در پی‌جویی‌های انجام شده توسط شرکت پیچاب کاووش در سال ۱۳۷۹ شناسایی شد [۲۴]. در سال ۱۳۷۹ تا ۱۳۸۳ در طرح پی‌جویی سراسری مس وابسته به سازمان زمین‌شناسی و پی جویی‌های معدنی کشور تا عمق ۲۰۰ متری، در این منطقه حفاری کرده‌اند، در سال ۱۳۸۵ به سفارش شرکت صنایع ملی مس ایران ۳۶ چاه پی جویی در این منطقه حفاری شدند. حفاری‌ها تا عمق ۷۰۰ متری ادامه یافت و با توجه به بررسی‌های انجام شده، این کانسار به عنوان کانسار مس پورفیری معرفی شد. با توجه به اینکه حفاری‌های جدید تا ۵۰۰ متر عمیق تر از حفاری‌های قبلی بوده‌اند، اکنون بررسی‌های بیشتری روی آن‌ها صورت گرفته است و با توجه به بررسی‌های انجام شده در این پژوهش به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها ماهیت آداکیتی نشان می‌دهند. بنابر این لازم است با اتکا به یافته‌های جدید صحرایی، بررسی-های زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی، خاستگاه دقیق این سنگ‌ها مورد بررسی و تحلیل قرار گیرد.

روش بررسی

نخست بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری سیستماتیک انجام گرفت و پس از تهیه‌ی مقاطع نازک به تعداد ۱۰۰ نمونه از رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری و بررسی‌های سنگ نگاری دقیق آن‌ها، به‌منظور بررسی خاستگاه و تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه عمیق، تعداد ۱۲ نمونه برای تجزیه‌ی شیمی سنگ به آزمایشگاه ALS Chemex به کانادا ارسال شدند. عناصر اصلی، عناصر نادر و REE در نمونه‌ها، به روشICP و با استفاده از ذوب لیتیم بورات (Lithium Borate-Fusion) اندازه‌گیری شدند. این عناصر عبارتند از اکسیدهای اصلی و ۳۸ عنصر کمیاب و REE. عناصر فرعی و نادر و نادر خاکی آنالیز شده شامل Ag، Ba، Ce، Co، Cr، Cs، Cu، Dy، Er، Eu، Ga، Gd، Hf، Ho، La، Lu، Mo، Nb، Nd، Ni، Pb، Pr، Rb، Sm، Sn، Sr، Ta، Tb، Th، Tl، Tm، U، V، W، Y، Yb، Zn و Zr هستند (جدول ۱).

زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی با مختصات طول جغرافیایی ″۲۹′۵۸°۴۵ و ″۰۵′۵۶°۴۵ و عرض جغرافیایی ″۲۳′۵۳°۳۸ و ″۰۳′۵۲°۳۸ در ۳۵ کیلومتری شرق جلفا در آذربایجان شرقی و در کنار رود ارس واقع شده است. این منطقه از نظر زمین‌شناسی ساختاری، بخشی از زون البرز باختری – آذربایجان است [۲۳]. برای تهیه‌ی اطلاعات دقیق و تعبیر و تفسیرهای لازم از گستره‌ی مورد نظر نخست نقشه‌ی زمین‌شناسی معدنی با مساحت ۸٫۵ کیلومتر مربع در سال ۱۳۸۲ و سپس نقشه‌ی زمین شناسی با مقیاس ۱:۲۰،۰۰۰ و نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰ در سال ۸۴ تهیه شدند [۲۳]. این گستره در شمال شهرستان جلفا و در ۵ کیلومتری غرب سیه رود قرار دارد. شاخص‌ترین سیمای زمین‌ساختی در گستره‌ی مورد بررسی وجود چندین گسل اصلی و شکستگی‌های ناشی از توده‌های نفوذی کم عمق و سرد شدن آن‌هاست. به طور کلی

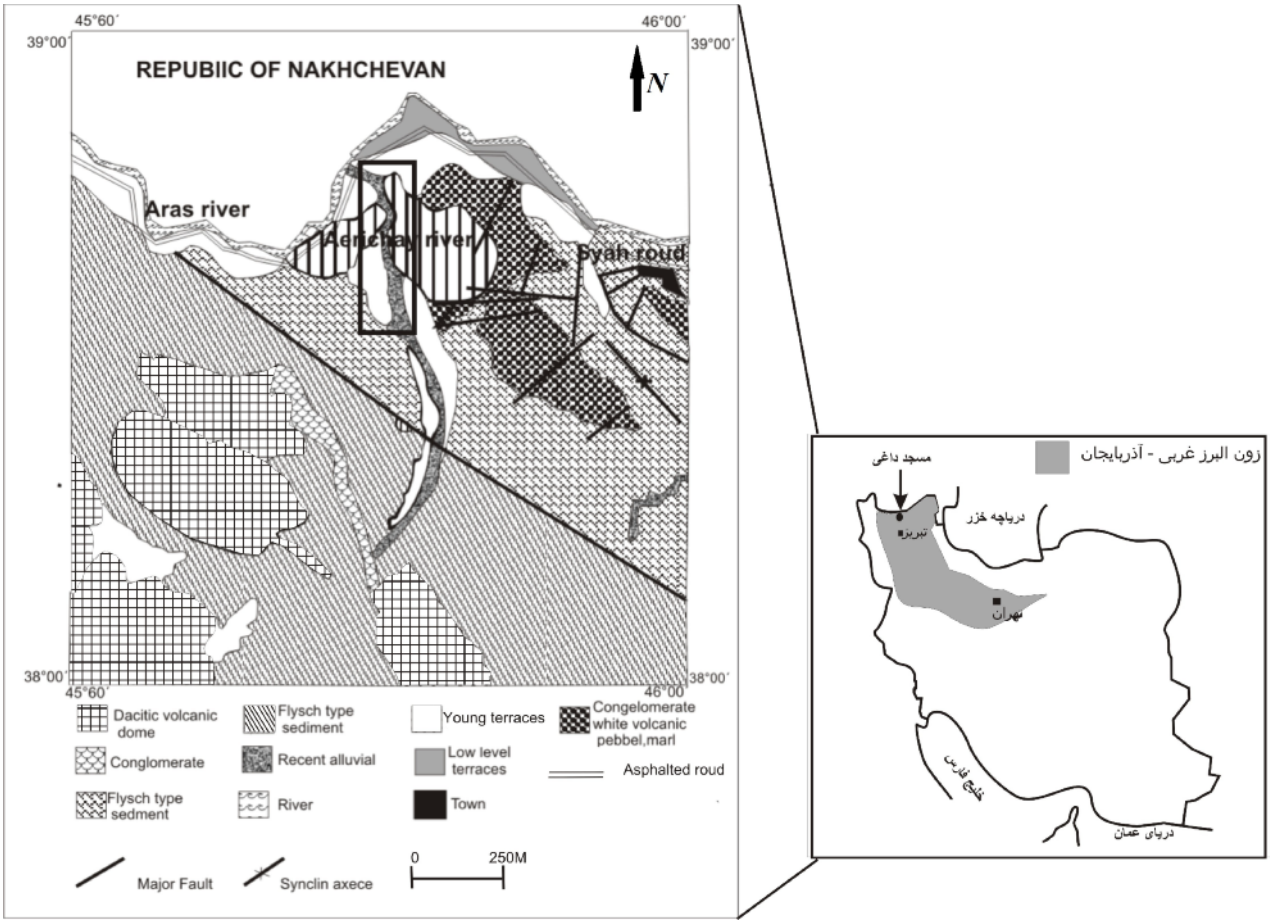
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]

مناطق دارای شکستگی در این گستره به سه دسته رده‌بندی می‌شوند که عبارتند از؛ زون‌های خردشده، زون‌های شکسته و زون‌های کمتر شکسته. روند عمومی گسل‌ها در منطقه در راستای شمال غربی - جنوب شرقی است مهم‌ترین و قدیمی‌ترین واحد سنگ‌شناسی منطقه شامل سنگ‌های فیلیش گونه و آهکی دوران مزوزوئیک - سنوزوئیک‌اند که زیر گدازه‌های آتش‌فشانی ریولیت، داسیت تا تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند و سنگ‌های نیمه عمیق مونزونیت و دیوریت با بافت پورفیروئیدی در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی واحدهای سنگی آگلومرا، توف و توده‌های نیمه عمیق وابسته به دوره ائوسن- الیگوسن هستند که در برخی مناطق با رسوب-های کواترنری پوشیده شده‌اند (شکل ۱).

جدول ۱ نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه عمیق منطقه‌ی مسجد داغی.

S$	M01	M02	M08	M16	M34	Ma04	Ma06	Ma07	Ma10	Ma11	Ma14	M40
SiO_2	۶۴/۱	۶۰/۷	۷۰/۹	۶۶/۷	۶۲/۲	۵۹/۳	۶۰	۵۷/۳	۵۹/۶	۵۸/۴	۶۱/۸	۶۳/۶
TiO_2	۰/۳۴	۰/۴۶	۰/۲	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۳۸	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۴۶	۰/۵
Al_2O_3	۱۳/۹	۱۶/۲	۱۴/۵۵	۱۶/۳	۱۶/۴۵	۱۴/۹۵	۱۵/۸۵	۱۴/۱	۱۵/۲۵	۱۵/۷۵	۱۷/۷	۱۵/۶
Fe_2O_3]	۳/۰۷	۲/۱۰	۰/۹۳	۰/۶۶	۱/۸۴	۱/۹۷	۱/۷۰	۱/۷۵	۱/۲۳	۲/۱۹	۱/۹۵	۱/۹۳
Feo	۴/۰۳	۲/۴۶	۱/۱۷	۰/۹۵	۲/۱۷	۲/۳۲	۲/۳۷	۲/۴۰	۱/۶۱	۳/۱۷	۲/۷۹	۲/۵۲
MnO	۰/۰۹	۰/۳۲	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۱۹	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۰۷
MgO	۱/۳۶	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۵۴	۱/۹	۲/۱۳	۳/۰۲	۲/۱	۲/۴۹	۲/۷۲	۱/۵۲	۱/۹
CaO	۱/۱۴	۲/۹	۲/۷۷	۰/۴۵	۲/۱۷	۴/۹۷	۴/۸۳	۶/۵۶	۵/۴۱	۵/۲۱	۱/۲۸	۴/۷۸
Na_2O	۴/۴۱	۴/۷	۴/۹	۳/۳۶	۴/۹	۴/۷۹	۳/۶۶	۳/۶۲	۴/۷۱	۴/۵۹	۳/۷۶	۳/۷۲
K_2O	۲/۵	۳/۴۸	۱/۹۸	۲/۵۵	۳/۰۸	۳/۳۹	۲/۹۷	۳/۳۴	۲/۵۲	۱/۸	۲/۵۱	۳/۲۹
P_2O_5	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۲	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۳
Ba	۸۱۵	۱۸۲۰	۶۷۱	۱۷۷۵	۱۶۰۰	۱۱۰۰	۱۱۳۰	۱۰۷۵	۸۵۳	۶۴۱	۱۲۳۵	۹۰۹
Rb	۵۴/۱	۱۱۰	۵۳/۲	۶۸/۵	۷۸/۵	۸۳/۹	۸۷/۷	۷۰/۵	۷۹/۱	۶۷	۷۹/۹	۹۹/۷
Sr	۶۰۹	۵۰۸	۴۱۷	۲۶۹	۹۵۶	۷۵۹	۶۰۶	۱۰۵۰	۸۸۷	۱۰۴۵	۴۵۵	۷۸۱
Zr	۱۱۰	۱۱۶	۸۷	۱۵۶	۱۳۰	۱۲۰	۱۰۸	۱۰۲	۱۱۴	۱۲۴	۱۴۶	۱۱۳
Nb	۷/۹	۸/۲	۵/۹	۱۲/۳	۱۰/۱	۸/۴	۷/۶	۸/۵	۱۱/۱	۹/۹	۱۰/۲	۱۰/۹
Ni	۱۵	۲۱	۹	۳/۳	۹	۱۴	۲۹	۱۲	۱۶	۱۴	۲۳	۱۳
Co	۸۰۶	۱۷/۹	۳/۳	۳/۳	۹/۳	۸/۶	۱۱/۶	۸/۶	۱۰/۱	۱۲/۳	۱۰/۷	۱۰/۷
Zn	۲۵۴	۱۷۸۵	۱۳۵	۱۶	۱۲۲	۶۷	۶۵	۴۸	۷۹	۶۶	۴۲۶	۳۰
Cr	۱۳۰	۱۶۰	۴۰۰	۱۸۰	۱۷۰	۱۸۰	۱۲۰	۱۹۰	۱۳۰	۱۱۰	۱۰۰	۱۵۰
La	۲۲/۳	۳۷/۷	۱۷/۹	۴۱/۱	۴۰/۴	۳۲/۷	۲۴/۳	۳۰/۷	۳۲/۸	۴۰/۱	۳۵/۶	۳۶/۲
Ce	۳۸	۵۸	۳۱/۸	۷۴/۱	۶۷/۹	۵۳/۴	۴۰/۷	۵۱/۸	۵۳/۹	۶۴/۹	۶۰/۳	۶۳/۴
Pr	۳/۸۲	۶/۳۲	۳/۳۱	۸/۳۹	۷/۱۱	۵/۴۵	۴/۳۱	۵/۲۶	۵/۵۶	۶/۶۳	۶/۱۵	۶/۶۸
Nd	۱۳/۳	۲۲/۲	۱۱/۸	۲۷	۲۴/۱	۱۸/۵	۱۴/۸	۱۸	۱۸/۹	۲۲/۷	۲۱/۵	۲۴/۷
Sm	۲/۱۲	۳/۴	۱/۹	۲/۵۶	۳/۸۹	۲/۹۵	۲/۴۳	۲/۷۱	۲/۹۲	۳/۶۳	۳/۳۷	۴/۰۲
Eu	۰/۷	۱/۱۳	۰/۵۶	۰/۵۸	۱/۰۹	۰/۹	۰/۷	۰/۷۹	۰/۹۲	۱/۰۸	۱/۰۳	۱/۰۹
Gd	۲/۳۹	۳/۷۱	۱/۸۲	۲/۳۶	۳/۴۲	۲/۷۲	۲/۳	۲/۴۶	۲/۸۵	۳/۲۶	۳/۱۳	۳/۸۱
Tb	۰/۳۲	۰/۴۴	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۴۴	۰/۳۴	۰/۳	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۴۸
Dy	۱/۷۷	۲/۱۸	۰/۸۶	۰/۹۴	۲/۱۳	۱/۶۵	۱/۵۳	۱/۴۸	۱/۷۳	۲/۰۲	۱/۹۶	۲/۳۷
Ho	۰/۴	۰/۴۳	۰/۱۶	۰/۲	۰/۴۴	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳	۰/۳۶	۰/۳۹	۰/۴۳	۰/۴۷
Er	۱/۲۵	۱/۲۷	۰/۴۱	۰/۸	۱/۲۹	۱/۰۳	۰/۹۹	۰/۹۲	۱/۱۲	۱/۱۸	۱/۳	۱/۳۸
Tm	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۹
Yb	۱/۳۴	۱/۰۹	۰/۳۶	۰/۹۸	۱/۲۸	۱/۰۶	۰/۹۸	۰/۸۹	۱/۰۶	۱/۱	۱/۲۶	۱/۳۱
Lu	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۰۶	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲	۰/۲۲
Y	۱۳/۴	۱۰/۷	۴/۳	۵/۴	۱۱/۵	۹/۴	۸/۷	۸/۴	۹/۵	۱۰/۸	۱۱	۱۲/۷
Cs	۱/۲۵	۳/۱۸	۳/۷۸	۳	۳/۲۴	۱/۷۴	۳/۵۳	۱۴/۶	۱/۵۲	۴/۰۵	۲۰/۴	۱/۱۸
Ta	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۸	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۸
Cu	۴۷۶۰	۲۶۰	۴۲	۲۳	۳۴	۷۲۷	۵۳	۲۵۹۰	۲۴۳۰	۳۱۶	۱۱۶۵	۳۹
Ga	۱۶/۲	۱۷/۸	۱۷/۲	۱۸/۴	۱۸/۵	۱۶/۶	۱۷/۲	۱۵/۶	۱۶	۱۷/۴	۱۹/۷	۱۶/۹
Mo	۴۵	۲۵	۳	۹	۲	۱۵	۷	۴۰	۱۱۱	۱۳	۲۶	۵
Pb	۵۶	۴۹	۱۸۴	۱۹	۲۵	۲۲	۱۶	۲۱	۵۲	۲۰	۳۰	۲۲
Th	۱۰/۴	۱۲/۷	۷/۲۲	۲۱/۱	۱۶/۱۵	۱۲/۵۵	۱۰/۹۵	۱۰/۳۵	۱۰/۸	۱۶/۳	۱۵/۶	۱۷/۶
U	۲/۴	۳/۲۶	۱/۹۲	۳/۴۸	۴/۰۱	۲/۴۶	۳/۱۱	۲/۸۷	۳/۰۸	۴/۱	۲/۴۹	۳/۶۴
V	۸۷	۱۱۹	۲۲	۱۰۰	۱۱۲	۱۰۴	۱۰۵	۹۶	۱۰۳	۱۲۶	۱۱۹	۱۰۴
W	۶	۴۲	۱	۴	۲	۱	۲	۱	۲	۳	۵	۱
Hf	۲/۶	۳/۱	۲/۴	۴/۲	۳/۵	۳/۱	۲/۸	۲/۷	۳	۳/۲	۳/۹	۳/۲

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مسجد داغی که از نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ جلفا گرفته شده است.

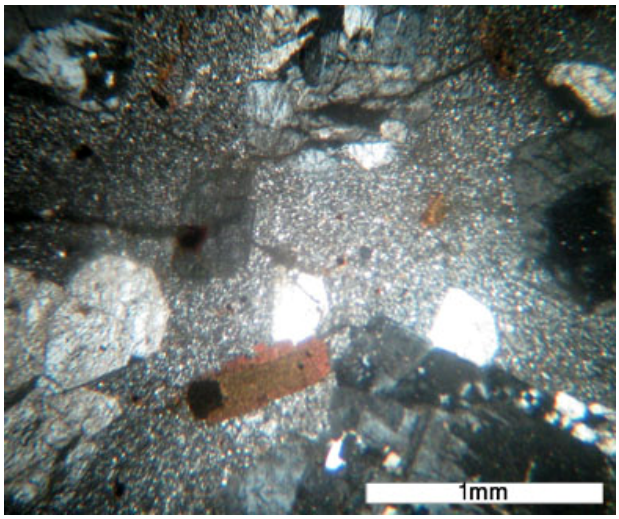
سنگ شناسی

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی با ترکیب ریولیتی، داسیتی و تراکی‌آندزیتی دارای بافت پورفیری، غربالی، پوئی‌کیلیتیک، میکرولیتی و تراکیتی هستند. در این سنگ‌ها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و مقایر کمی کوارتز درون زمینه‌ای مخفی بلور تا ریز بلور قرار گرفته‌اند. در برخی نمونه‌ها، فنوکریست‌ها در داخل زمینه‌ای از ریز بلورهای پلاژیوکلاز تیغه‌ای قرار گرفته اند و بافت ریز بلور پورفیری نشان می‌دهند. گاهی نیز براثر سمت‌گیری تیغه‌های پلاژیوکلاز بافت تراکیتی به وجود آمده است. حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد فنوکریست‌ها را، درشت بلورهای پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند و اندازه‌ی برخی از آن‌ها به ۱ سانتی‌متر نیز می‌رسد. این بلورها بی‌شکل تا شبه شکل دار بوده، دارای ماکل چند ترکیبی و یا ساختار منطقه‌ای هستند و غالباً به کانی‌های سریست، آرژیلیت و کربنات دگرسان شده‌اند. کانی‌های ارتوکلاز با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد ماکل کارلسباد دارند و بیشتر به کائولینیت تجزیه شده‌اند. در برخی موارد درشت بلورهای فلدسپار حاوی ادخال-هایی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت هستند و بافت پوئی‌کیلیتیک نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها فنوکریست‌های کوارتز (۵ تا ۱۰ درصد) معمولاً در کناره‌ها خلیج خوردگی نشان می‌دهند و گاهی دارای حاشیه‌ی واکنشی هستند. کانی‌های آمفیبول و بیوتیت (تقریباً ۵ درصد) غالباً به صورت فنوکریست حضور دارند (و معمولاً به اکتینولیت، کلریت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۲).

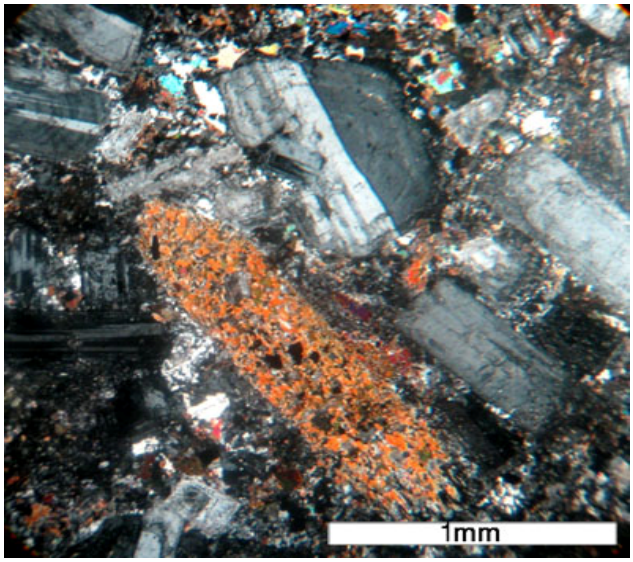
سنگ‌های نیمه عمیق منطقه شامل مونزونیت پورفیری تا دیوریت پورفیری هستند و از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و آمفیبول و مقادیر کمتری کوارتز تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با زمینه‌ای از

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]

کانی‌های ریز دانه هستند. از دیگر بافت‌های مشاهده شده می‌توان به بافت‌های سری‌ایت و پوئی‌کیلیتیک اشاره کرد. فنوکریست‌های فلدسپار به فراوانی در این سنگ‌ها یافت می‌شوند و حدود ۸۰ درصد فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهند. این بلورها یوهدرال تا سابهدرال بوده، و بیشتر دارای ساختار منطقه‌بندی هستند و منطقه‌بندی قطاعی نشان می‌دهند و معمولاً دارای ادخال‌هایی از کانی‌های مافیک و آپاتیت هستند. ارتوکلازها به دو صورت درشت بلور و ریز بلور دیده می‌شوند. در برخی موارد فنوکریست ارتوکلاز دارای ادخال‌هایی از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر هستند ریز بلورهای ارتوکلاز معمولاً همراه با کوارتز و بیوتیت زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. آمفیبول به فراوانی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی مافیک دیگر در این مجموعه بیوتیت است که گاهی به‌صورت فنوکریست ولی معمولاً در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. در این سنگ‌ها دگرسانی گسترده‌ای رخ داده است به‌طوری که پلاژیوکلازها غالباً به سریسیت و کربنات و ارتوکلازها معمولاً به کانی‌های رسی آرژیلیت، سریسیت و کائولینیت تجزیه شده‌اند. برخی آمفیبول‌ها به اکتینولیت، بیوتیت، کلریت و اکسید آهن تبدیل شده است در حالی که بیوتیت غالباً به کلریت و اکسید آهن تجزیه شده و معمولاً در حاشیه بلور به وفور دیده می‌شود. در این سنگ‌ها رگه‌های کوارتزی و کربناتی همراه با کانی‌های کدر به فراوانی یافت می‌شوند (شکل ۳).



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی مسجد داغی .



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های نیمه عمیق مسجد داغی.

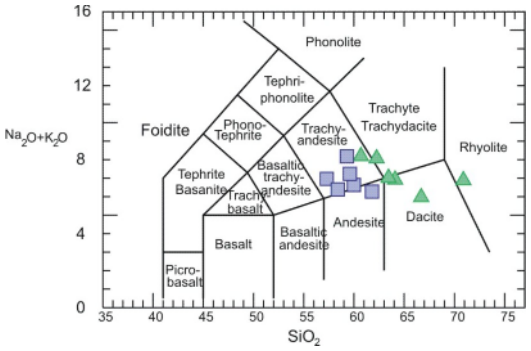
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]

ژئوشیمی

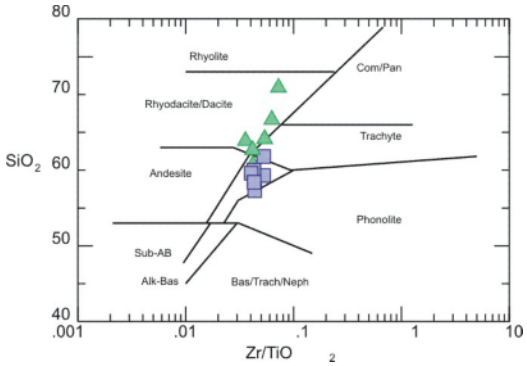
سنگ‌های آتشفشانی مسجد داغی در نمودار سیلیس نسبت به قلیایی [۲۵] در گستره‌ی ریولیت، داسیت، تراکی‌آندزیت و سنگ‌های نیمه عمیق در قلمرو تراکی آندزیت تا آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۴- الف). با توجه به اینکه این اکسیدهای قلیایی متحرک بوده و در برابر دگرسانی و هوازدگی ناپایدارند، لذا برای اطمینان از رده‌بندی انجام شده از عناصری مانند تیتانیم و زیرکنیم که قابلیت تحرک کمتری دارند نیز استفاده کرده‌ایم. بنابر این نمودار [۲۶] سنگ‌های آتشفشانی در قلمرو ریوداسیت/داسیت و تراکی‌آندزیت، سنگ‌های نیمه عمیق در گستره‌ی تراکی‌آندزیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب) در نمونه‌های مورد بررسی میزان SiO_2 بیشتر از ۵۷ درصد و میزان MgO کمتر از ۳ درصد است. میزان Al_2O_3 از ۱۴ تا ۱۶/۵ درصد تغییر می‌کند و میانگین آن حدود ۱۵/۵ درصد محاسبه شده است.

بیشتر این سنگ‌ها در نمودار تغییرات قلیایی نسبت به سیلیس (شکل ۵- الف)، در قلمرو نیمه قلیایی [۲۷] و در نمودار FeO^T/MgO نسبت به SiO_2 (شکل ۵- ب) در گستره‌ی آهکی- قلیایی قرار می‌گیرند [۲۸].

فراوانی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۸] در شکل ۶ مشاهده می‌شود. در این نمودارها غنی‌شدگی قابل توجهی از LREE نسبت به HREE (Av:(La/Yb(n) ~ 22) و اندکی بیهنجاری منفی Eu ملاحظه می‌شود. در شکل ۷ فراوانی عناصر نادر و نادر خاکی نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۸] بیهنجار شده‌اند. در این نمودارها عناصر LILE نسبت به HFSE و HREE غنی‌شدگی، و عناصر Nb, Ta و Ti بیهنجاری منفی نشان می‌دهند.

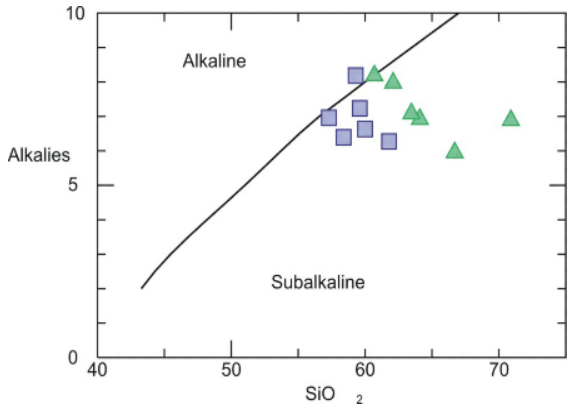


الف)

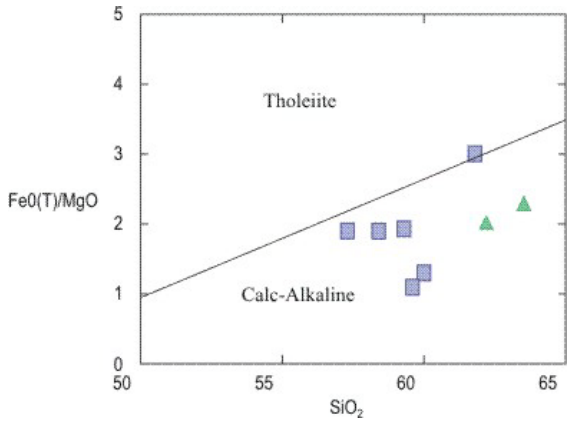


ب)

شکل ۴ الف) نمودار رده‌بندی TAS و ب)نمودار نام گذاری سنگ‌ها بر اساس عناصر فرعی و نسبت Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2. علامت مثلث معرف سنگ‌های آتشفشانی و علامت مربع به سنگ‌های نیمه عمیق وابسته است.

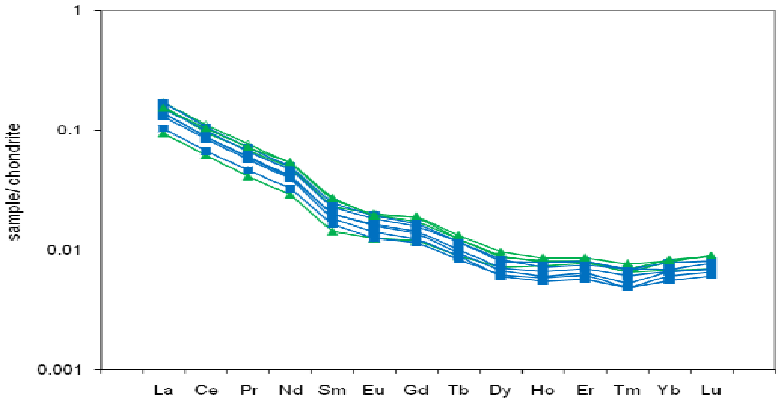


شکل۵ الف) نمودار $Na_2O + K_2O$ نسبت به سیلیس و جدایش سنگ‌های قلیایی- آهکی قلیایی آلکالن. علائم مشابه شکل ۴ است.

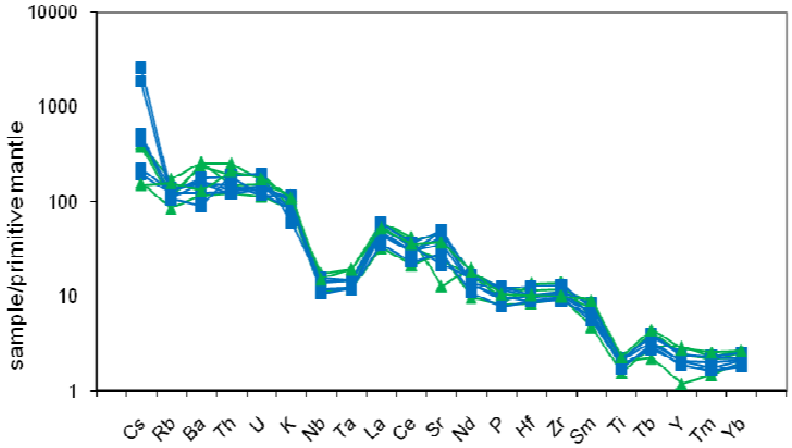


شکل ۵ ب) نمودار FeOT/MgO نسبت به SiO_2 و جدایی سنگ‌های آهکی- قلیایی از تولئیتی. علائم مشابه شکل ۴ اند .

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]



شکل۶ نمودار تغییرات فراوانی عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند [۲۹]. علائم مشابه شکل ۴ اند.



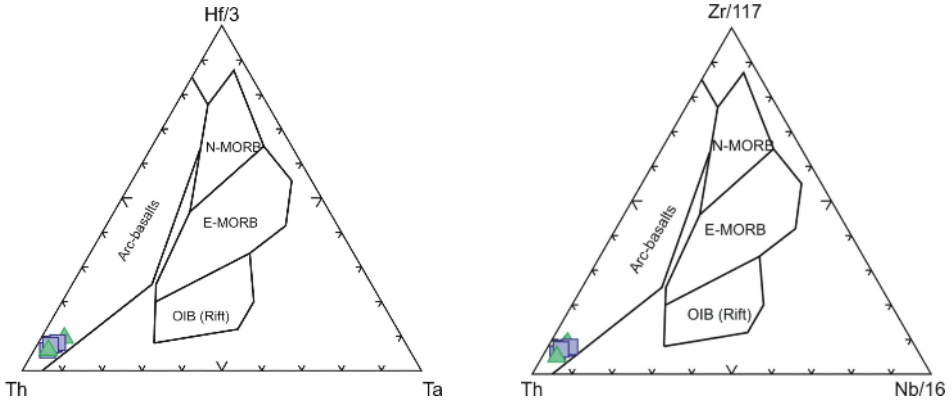
شکل ۷ تغییرات عناصر نادر و نادر خاکی نمونه‌ها که نسبت به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده است [۲۹]. علائم مشابه شکل ۴ اند.

محیط زمین‌ساختی

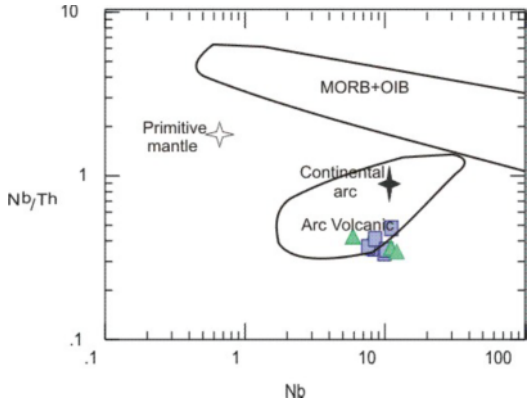
سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه عمیق مورد بررسی در نمودار عادی سازی نسبت به کندریت و گوشته‌ی اولیه دارای غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE و بی هنجاری منفی از عناصر Ti, Ta و Nb هستند. این ویژگی‌ها مشابه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌هایی است که در محیط وابسته به فرورانش تشکیل شده‌اند [۳۰] علاوه بر آن نسبت Ba/Nb و Ba/Ta در این سنگ‌ها بالا است و مقادیر آن‌ها به ترتیب بین ۷۶ تا ۲۲۰ و ۱۰۰۰ تا ۳۶۰۰ تغییر می‌کند. به عقیده فیتون [۳۱] مقادیر بالاتر از ۲۸ در نسبت Ba/Nb و بالاتر از ۴۵۰ در نسبت Ba/Ta نشان دهنده‌ی محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین، نمودارهای ژئوشیمیایی مختلفی پیشنهاد شده‌اند ولی بهتر است با رده‌بندی نمونه‌های مورد بررسی از عناصری استفاده شود که تحت تاثیر فرآیندهای ثانویه دگرسان و هوازدگی قرار نگیرند و به اصطلاح عناصر کم تحرک باشند. چنانچه در شکل ۸ ملاحظه می‌شود، در نمودارهایی که بر پایه‌ی عناصر کم تحرک Nb, Hf, Ta و Th ترسیم شده‌اند، تاثیر دگرسانی و دگرنهادی ناچیزی در آن‌ها گزارش شده است، نمونه‌های مسجدداغی همگی در گستره‌ی محیط‌های زمین‌ساختی وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند.

پیرس [۳۲] به‌منظور شناخت بهتر محیط‌های وابسته به فرورانش از ریفت‌های میان اقیانوسی (MORB) و محیط جزایر اقیانوسی (OIB) نمودار تغییرات Nb نسبت به Nb/Th را پیشنهاد کرده است. بنابر این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو آتشفشان‌های وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۹). شاندل و گورتن [۳۳] نیز نموداری را پیشنهاد کردند که سنگ‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای را از آتشفشان‌های درون صفحه‌ای تفکیک می‌کند. بنابر این نمودار سنگ‌های مورد نظر در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

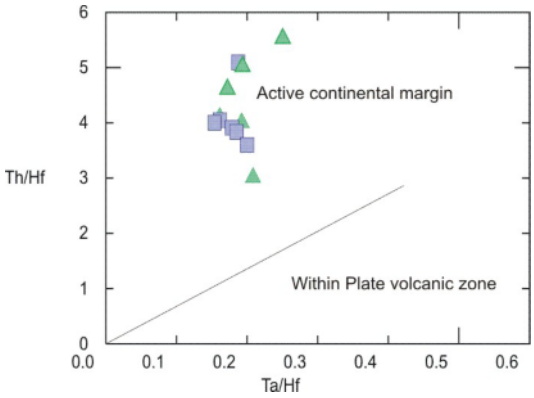
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]



شکل ۸ نمودارهای سه‌تایی برای جدایی محیط‌های زمین‌ساختی [۳۴] و قرار گیری نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی فرورانش. علائم مشابه شکل ۴ اند.



شکل ۹ جدایش محیط زمین‌ساختی کمان آتشفشانی از OIB و MORB. ترکیب گوشته‌ی اولیه از[۳۵]، ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای MORB, OIB, VAG از [۳۶] علائم مشابه شکل ۴اند.

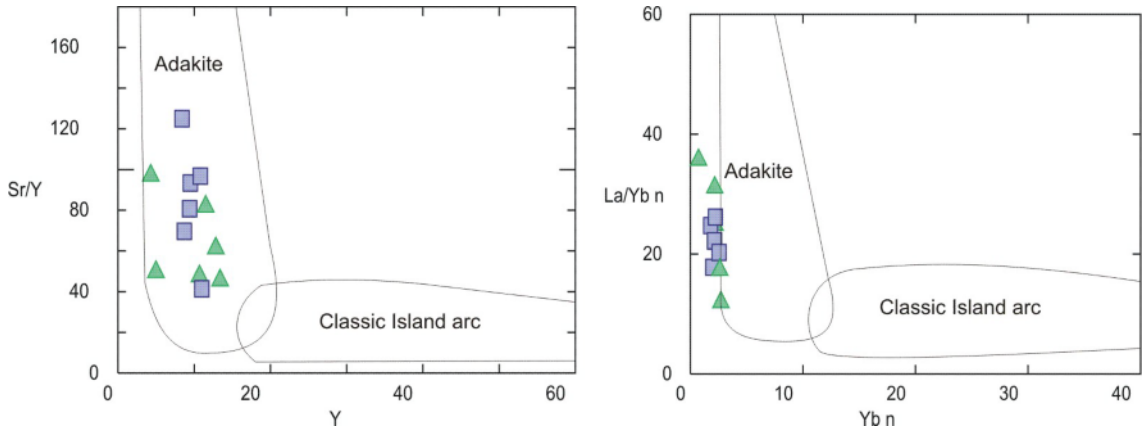


شکل ۱۰ جدایشی محیط زمین‌ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از محیط آتشفشانی درون صفحه‌ای [۳۳] علائم مشابه شکل ۴اند.

پتروژنز

سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه‌عمیق مسجد داغی دارای ویژگی‌هایی چون SiO_2> %57، MgO<%3، میزان پایین Yو HREE (Y<13 and Yb<1.4) و میزان Sr بالا (Sr>400)، Ba/La بالا، Sr/Y>40 و $(La/Yb)_N$> 12 هستند و به عبارتی ویژگی‌های آداکیت‌ها را نشان می‌دهند [۳، ۳۷]. نمودارهایی نیز توسط [۳] طراحی شده است که آداکیت‌ها را از ماگماهای دیگر تشکیل شده در نواحی فرورانش کلاسیک (ماگماهای حاصل از ذوب گوشته)، تفکیک می‌کند (شکل ۱۱). چنانچه در این شکل ملاحظه می‌کنیم، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آداکیت‌ها واقع شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]



شکل ۱۱ نمودارهای جدایشی ماگماهای آداکیتی از ماگماهای مشتق شده از گوشته [۳]. علائم مشابه شکل ۴ اند.

به عقیده [۳] ماگماهای آداکیتی از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی گرم و جوان ریشه می‌گیرند. در حالی که پژوهشگران دیگر عقیده دارند که آداکیت‌ها می‌توانند از روش‌های متعددی چون ۱) جدایش ماگمایی [۳۸]، ۲) ذوب پریدوتیت آبدار [۴ و ۳۹]، ۳) آمیزش ماگمای بازالتی با ماگمای فلسیک مشتق از پوسته [۴۰] و ۴) ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای پایینی ضخیم همگن شده [۴۰، ۴۱] نیز حاصل شوند. برای تعیین خاستگاه دقیق این سنگ‌ها لازم است ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها به خوبی مورد بررسی قرار گیرد.

به‌طور کلی آداکیت‌ها به ۴ گروه قابل تقسیم‌اند. آداکیت‌های پر سیلیس (HSA)، آداکیت‌های کم سیلیس (LSA)، آداکیت‌های قاره‌ای یا پتاسی و آداکیت‌های آرکئن. البته گروهی از آندزیت‌های جدا شده ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها را نشان می‌دهند که به شبه آداکیت معروفند.

آداکیت‌های پر سیلیس (HSA) از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی حاوی ($MgO<\%3$, $SiO_2>\%56$)، میزان پایین Y ($Y<18$) و Yb ($Yb<1.9$) و میزان Sr بالا ($Sr>400$)، $Sr/Y>40$ و $(La/Yb)_N>10$ بوده و با آداکیت‌های پیشنهاد شده توسط [۳] همخوانی دارند. این آداکیت‌ها براثر ذوب بخشی متابازالت‌ها در گستره‌ی پایداری گارنت تشکیل می‌شوند.

آداکیت‌های کم سیلیس، ۵۰ تا ۶۰ درصد سیلیس دارند و نسبت Sr/Y و La/Yb در آن‌ها بالاتر است (به‌ترتیب ۱۰۰ تا ۳۰۰ و ۴۰ تا ۸۰). بررسی‌های تجربی [۴۴،۴۳] حاکی از آن است که ذوب گوشته‌ی دگرنهاد شده آداکیتی (مخلوطی از پریدوتیت+ آداکیت) ماگمایی مشابه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) به وجود می‌آورند. علاوه بر آن اختلاف ژئوشیمیایی بارزی میان دو گروه آداکیت‌های پر سیلیس و آداکیت‌های کم سیلیس در نمودارهای بهنجار شده به کندریت وجود دارد. آداکیت‌های کم سیلیس الگوی REE جدا یافته‌تری را نسبت به آداکیت‌های پر سیلیس نشان می‌دهد که با نسبت‌های بالاتر Sr/Y و La/Yb نسبت به آداکیت‌هایی کم سیلیس شناسایی می‌شوند. از سوی دیگر آداکیت‌های پر سیلیس الگوی HREE مقعری را نسبت به آداکیت‌های کم سیلیس به نمایش می‌گذارد، به‌طوری که نسبت Yb/Lu در آداکیت‌های کم سیلیس حدود ۱۰ و در آداکیت‌های پر سیلیس حدود ۵ گزارش شده است [۲].

آداکیت‌های قاره‌ای یا پتاسی، طیف گسترده‌ای از سیلیس (کمتر از ۶۰ درصد تا بیش از ۷۵ درصد) دارند و میزان Y و Yb آن‌ها پایین بوده ولی همشیه نسبت Sr/Y (۱۵ تا ۱۵۰) و La/Yb بالایی را نشان نمی‌دهند. این آداکیت‌ها میزان K_2O بالایی دارند و نسبت K/Na در آن‌ها از ۰/۷ تا ۲ تغییر می‌کند. آداکیت‌های پتاسی یا قاره‌ای در نواحی فرورانشی ظاهر نمی‌شوند، بلکه معمولاً در محیط‌های برخورد قاره‌ای و یا حرکت‌های گسلی درون قاره‌ها دیده می‌شود. این آداکیت‌ها بر اثر ذوب پوسته‌ی قاره‌ای در عمق بیش از ۱۰ تا ۱۵ کیلوبار و به وجود می‌آیند [۲].

آداکیت‌های آرکئن که براثر فرورانش گرم و از ذوب قطعه فرورانده حاصل شده‌اند، در کمربند گرینستون مشاهده می‌شوند و معمولاً فلسیک بوده و میزان Na_2O بالا و K_2O

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]

پایینی دارند (K_2O/Na_2O~0.3-0.4) و نسبت Sr/Y بالایی را نشان می‌دهند، بنا بر این تحت عنوان آداکیت معرفی شده‌اند [۲].

ریچارد و کریچ [۴۵] عقیده دارند که بخش بزرگی از ماگماهای آهکی- قلیایی جدا شده به گستره‌ی آداکیت‌ها وارد می‌شوند، زیرا جدایش آمفیبول و گارنت موجب کاهش Y و HREE در ماگما می‌شود و نمی‌توان به آن آداکیت واقعی عنوان کرد. از مقایسه‌ی این آداکیت‌ها با آداکیت‌های واقعی می‌توان گفت که در این آداکیت‌ها Sr/Y کمتر از La/Yb بوده در حالی که در آداکیت‌های واقعی بر خلاف آن است.

با توجه به آنچه که گفته شد، در می‌یابیم که سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه عمیق دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با آداکیت‌های پر سیلیس (HSA) هستند، زیرا از یک طرف میزان سیلیس آن‌ها بیشتر از ۵۶ درصد است و از طرف دیگر الگوی REE آن‌ها، جدایی شدیدی نشان نمی‌دهد ولی الگوی HREE مقعری را به نمایش می‌گذارد (شکل ۴) و میزان Yb/Lu برابر ۵ به دست آمده که با HSA هماهنگی بیشتری دارد. علاوه بر آن میزان سیلیس این نمونه‌ها و نسبت پایین K/Na (با میانگین ۰٫۴۲) آن‌ها اختلاف فاحشی را با آداکیت‌های قاره‌ای (پتاسی) به نمایش می‌گذارد. همچنین میزان بالای Sr/Y نسبت به La/Yb با ماگماهای آهکی- قلیایی جدایشی سازگاری ندارد.

نمودارهای تغییرات Y نسبت به Sr و La/Yb نسبت به Sr/Y (شکل ۱۲) گستره‌های وابسته به نواحی فرورانش بهنجار، آداکیت‌های پر سیلیس (HSA)، آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) و آداکیت‌های آرکئن را از هم جدا می‌کنند [۲]. چنانکه ملاحظه می‌شود بیشتر نمونه‌ها در گستره آداکیت‌های HSA و نزدیک به آن قرار گرفته‌اند.

همه‌ی این شواهد تایید کننده‌ی آن است که نمونه‌های مسجد داغی با آداکیت‌های پر سیلیس شباهت زیادی دارند. بنابر این این سنگ‌ها نه از خاستگاه گوشته‌ای (مطابق با آداکیت‌های LSA) و نه از خاستگاه پوسته‌ی قاره‌ای (مطابق با آداکیت‌های قاره‌ای)، بلکه بر اثر ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده (متابازالتی گارنت‌دار) حاصل شده‌اند. این نمونه‌ها در نمودارهای عناصر نادر و نادر خاکی بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه و کندریت، بیهنجاری منفی Ba, Sr, P و Eu نشان نمی‌دهد و بنا بر این نمی‌توان گفت که مجموعه‌ی مورد بررسی از پوسته ی قاره‌ای ریشه گرفته باشند چرا که نبود بیهنجاری منفی در عناصر Ba, Sr, P, و Eu بیانگر عدم جدایشی بلوری و یا ذوب بخشی پوسته‌ی پایینی است [۴۶-۴۸].

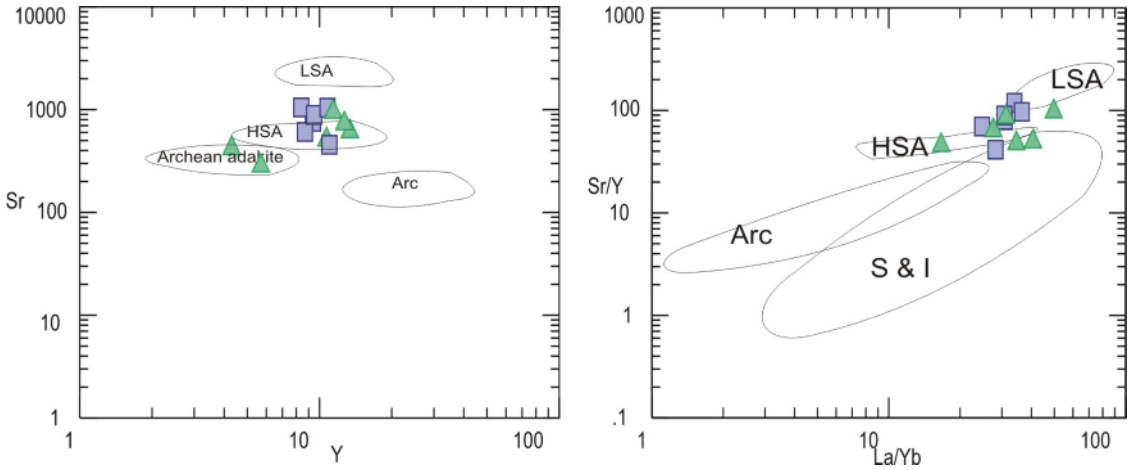
گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی فرورونده و یا رسوب‌های فرورانده، نسبت بالایی از Th/Ce>0.15 [۴۹] و Nb/Zr>0.05 [۵۱،۵۰] را دارند و نیز نسبت Sr/Ce در آن‌ها بالا است. در نمونه‌های مورد نظر، میانگین نسبت Th/Ce و Nb/Zr به ترتیب برابر ۰٫۲۴ و ۰٫۰۷۷ محاسبه شده است و میزان Sr/Ce بالایی (حدود ۱۳) را نشان می‌دهد که موید نقش پوسته‌ی فرورونده در تولید این گونه ماگماها است.

برای تعیین خاستگاه دقیق سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه عمیق از نمودار پیشنهادی مرجع [۵۲] استفاده شد (شکل ۱۳). در این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی اکلوژیت و آمفیبولیت گارنت‌دار (۰٫۲۵ درصد) واقع شده‌اند و به نظر می‌رسد که ذوب بخشی اکلوژیت و آمفیبولیت گارنت‌دار، خاستگاه اصلی ماگماتیسم مسجد داغی باشد.

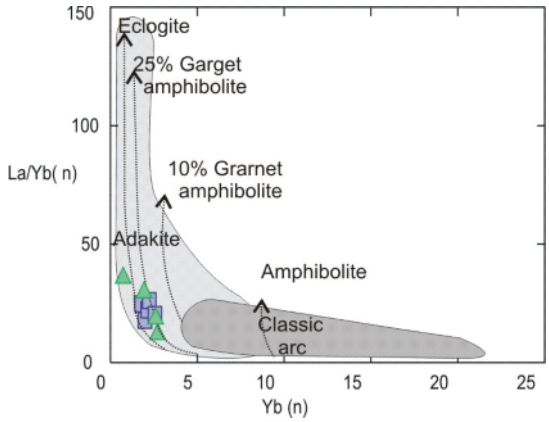
در آداکیت‌های پر سیلیس براثر ذوب در فشارهای بالا، برجامانده‌ی اکلوژیتی با کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن و روتیل ایجاد می‌شود در حالی که در فشارهای پایین، برجا مانده آمفیبولیت گارنت‌دار با کانی‌های آمفیبول و گارنت ایجاد می‌شود. بر جامانده‌ی اکلوژیتی میزان Nb/Ta بالاتری را به خاطر حضور روتیل [۵۳-۵۵] نسبت به برجامانده آمفیبولیتی نشان می‌دهد و نسبت بالای Nb/Ta (۱۴±۴) با برجامانده‌ی اکلوژیتی روتیل‌دار همخوانی دارد. میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی حدود ۱۵٫۹ محاسبه شده است که با بر جامانده اکلوژیتی روتیل‌دار هماهنگی بیشتری دارد. سنگ‌های فلسیک و حدواسطی که با گارنت در حال تعادل‌اند، دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی چون La پایین، میزان بالای Ga, Al_2O_3، Sr/Y، الگوی REE پرشیب و فاقد بیهنجاری منفی Eu هستند که یا بر اثر ذوب لیتوسفر فرورنده گرم و جوان و یا ذوب بخشی گرانولیت پوسته‌ی پایینی مشتق می‌شوند [۵۶،۳].

این ویژگی‌های ژئوشیمیایی با ماگماتیسم مسجد داغی همخوانی دارد و از طرفی براساس آنچه گفته شد خاستگاه گرانولیت پوسته‌ی پایینی برای تشکیل این ماگماها مردود شناخته شده است، بنابر این خاستگاه اصلی تولید این سنگ‌ها را می‌توان ذوب لیتوسفر فرور رونده‌ی گرم و جوان در نظر گرفت.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]



شکل ۱۲ نمودارهای تغییرات Y نسبت به Sr و La/Yb نسبت به Sr/Y و تفکیک خاستگاه فرورانش بهنجار، آداکیت کم سیلیس- پرسیلیس، آداکیت آرکئن [۲]. علائم مشابه شکل ۴ اند.



شکل ۱۳ نمودار تغییرات Yb(n) نسبت به La/Yb(n) [۵۲] علائم مشابه شکل ۴ اند.

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی مسجد داغی از نظر سنگ‌شناسی شامل ریولیت، داسیت تا تراکی آندزیت و توده‌های نیمه عمیق با ترکیب مونزونیت پورفیری تا دیوریت پورفیری می‌شود. این سنگ‌ها ماهیت آهکی- قلیایی داشته، الگوی تغییرات عناصر نادر و نادر خاکی بهنجار شده به کندریت و گوشته‌ی اولیه در آن‌ها نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و LILE، تهی‌شدگی آن‌ها ازHREE و HFSE و وجود بیهنجاری Nb، Ti و Ta در این نمونه‌هاست. نسبت بالای Ba/Nb و Ba/Ta در کنار موقعیت نمونه‌ها روی نمودارهای مختلف، تمایز محیط زمین‌ساختی، حاکی از شکل‌گیری سنگ‌های مورد بررسی در محیطی وابسته به با فرورانش در حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی چون SiO_2> %57، MgO<%3، میزان پایین Y (Y<13) و Yb (Yb<1.4)، Sr> 400 , Sr/Y>40، La/Yb>20، نسبت پایین K/Na (میانگین ۰/۴۲)، نشان دهنده‌ی شباهت بسیار زیاد نمونه‌ها با آداکیت پر سیلیسی است که توسط دراموند و دفانت [۲] معرفی شده‌اند. همچنین نبود الگوی جدایشی شدید در نمودار REE بهنجار شده به کندریت و الگوی HREE مقعر نیز تایید کننده‌ی این است که بر اساس شواهد بالا به نظر می‌رسد که سنگ‌های مورد بررسی از ذوب پوسته اقیانوسی با ترکیب اکلوژیت و آمفیبولیت گارنت‌دار حاصل شده باشند.

قدردانی

نگارنده‌گان این مقاله از مدیریت محترم امور اکتشافات و امور تحقیق و توسعه شرکت ملّی صنایع مس ایران به‌خاطر حمایت مالی از این پروژه تشکر و قدردانی می‌نمایند. به جاست مؤلفین ازهیئت تحریریه و داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران نیز سپاسگذاری نمایند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]

مراجع

[1] Kay R.W., *"Aleutian magnesian and esites–melts from subducted Pacific Ocean crust."*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 4 (1978) 117–132. ##

[2] Jean-François Moyen, *"High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature"*, Lithos 112 (2009) 556-574. ##

[3] Defant M.J., Drummond M.S., *"Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted."*, lithosphere. Nature 367 (1990) 662–665. ##

[4] Martin H., Smithies R.H., Rapp R.P., Moyen J.-F., Champion D.C., *"An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution."*, Lithos 79 (1–2) (2005) 1–24. ##

[5] Rapp R., Xiao L., Shimizu N., *"Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China."*, Acta Petrologica Sinica 18 (2002) 293–302. ##

[6] Xu Y.G., et al., *"Crust–mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China craton: constraints from SHRIMP U–Pb zircon chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from Western Shandong."*, Contributions to Mineralogy and Petrology 147 (2004) 750–767. ##

[7] Zhou M.F., Yan D.P., Wang C.L., Qi L., Kennedy A., *"Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China."* Earth and Planetary Science Letters 248 (2006) 286–300. ##

[8] Ding L., Kapp P., Yue Y., Lai Q., *"Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the Southern Qiangtang terrane"*, central Tibet. Earth and Planetary Science Letters 254 (2007) 28–38. ##

[9] Gao Y., et al., *"Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism."*, Contributions to Mineralogy and Petrology 153 (2007) 105–120. ##

[10] Wang Q., et al., *"Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slabderived melts in the mantle wedge."*, Contributions to Mineralogy and Petrology 155 (4) (2007a) 473–490. ##

[11] Wang Q., et al., *"Petrogenesis of carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): implications for Phanerozoic crustal growth in the central Asia orogenic belt."*, Chemical Geology 236 (2007b.) 42–64. ##

[12] Xiao L., et al., *"Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution."*, Lithos 96 (2007) 436–452. ##

[13] Putchel I., et al., *"Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero–Kenozero greenstone belt, SE Baltic shield: isotope and trace element constraints."*, Geochimica et Cosmochimica Acta 63, (1999) 3579–3595. ##

[14] Polat A., Munker C., *"Hf–Nd isotope evidence for contemporaneous subduction processes in the source of late Archean arc lavas from the Superior Province"*, Canada. Chemical Geology 213 (4) (2004) 403–429. ##

[15] Naqvi S.M., Khan R.M.K., Manikyamba C., Ram Mohan M., Khanna T.C., *"Geochemistry of the neoarchaean high-mg basalts, boninites and adakites from theKushtagi–Hungund greenstone belt of the eastern Dharwar craton (EDC); implications for the tectonic setting."*, Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 25–44. ##

[16] Polat A., Kerrich R., *"Reading the geochemical fingerprints of Archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in a mobile tectonic regime."*, In: K. Benn, J.-C. Mareschal and K.C. Condie (Editors), Archean geodynamics and environments. American Geophysical Union Monographs. American Geophysical Union, (2006) pp. 189–213. ##

[17] Ujike O., Goodwin A.M., Shibata T., *"Geochemistry and origin of Archean volcanic rocks from the upper Keewatin assemblage (ca. 2.7 Ga), Lake of the Woods greenstone belt"*, westernWabigoon subprovince, Superior Province, Canada. Island Arc 16, 191–208. ##

[18] Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T.C., Keshav Krishna K., Satyanarayanan M., *"Geochemical systematics of komatiite–tholeiite and adakitic-arc basalt associations: the role of a mantle plume and convergent margin in formation of the Sandur Superterrane"*, Dharwar craton, India. Lithos 106 (1–2) (2008) 155–172. ##

[19] Morris J.D., *"Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]

southwestern Japan.", Geology 23 (1995) 395–398. ##

[20] Maury R., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J., *"Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines)."*, Bulletin de la Société Géologique de France 167 (1996) 579–595. ##

[21] Martin H., *"The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids."*, Lithos 46 (3) (1999) 411–429. ##

[22] Peacock S.M., *"Fluid processes in subduction zones."*, Science 248 (1990) 329–337. ##

[۲۳] برنا ب.، محمدی ب.، *"پروژه اکتشاف طلا و مس در زون ارسباران"*، گزارش نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰ و حفاری های انجام شده در مسجد داغی (سیه رود جلفا) ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح اکتشاف سراسری ذخایر فلز، (۱۳۸۴) ص ۱-۱۱۲.##

[۲۴] اکبرپور ا.، رسا ا.، پرتو م.، محمدی ب.، *"بررسی کانی زایی طلا در محدوده مسجد داغی جلفا"*، فصل نامه علوم زمین، شماره ۱ (۱۳۸۵) ص۴۲-۵۱.##

[25] Le Maitre R. W., *"A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell"*, Oxford. 1989. ##

[26] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements."*, Chemical Geology, 20 (1977) 325–343. ##

[27] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks."*, Can. J. Earth Sci. 8 (1971) 523-548. ##

[28] Miyashiro A., *"Volcanic rock series in island arcs and continental margins."*, American Journal of Science 274 (1974) 321–355. ##

[29] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes."*, In: for mantle processes. Saunders, A.D., Norrey, M.J. (eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Pulb. 42 (1989) 313-345. ##

[30] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks."*, J. Petrol. 25: 956–983.Wilson, 1989. ##

[31] Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P., *"The role of lithosferic mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the Western United States."*, Journal of Petrology, Special litosphere issue, pp. 331–349. ##

[32] Pearce J.A., *"The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins."*, In: Hawkesworth. C.J., Norry, M.J. Eds. Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwhich. (1983) 230–249. ##

[33] Shandle E.S. Gorton M.P., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environment"*, Economic geology, 97 (2002) 629-642. ##

[34] Wood D.A., *"The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagnetic classification and to establishing nature of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province Earth Planet."*, Sci.Lett., 50 (1980) 11-30. ##

[35] Hofmann AW., *"Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle"*, continental crust and oceanic crust. Earth Planet Sci Lett 90 (1988) 297–314. ##

[36] Schmidberger SS, Hegner E., *"Geochemistry and isotope ststematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany)-implications for Late-Variscan orogenic development."*, Contrib Mineral Petr 135 (1999) 373–385. ##

[37] Stern C.R., Kilian R., *"Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone."*, Contrib. Mineral. Petrol. 123 (1996) 263–281. ##

[38] Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U., *"Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting."* Contrib. Mineral. Petrol. 134 (1999) 33–51. ##

[39] Stern R.A., Hanson G.N., *"Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth elementenriched monzodiorite of mantle origin."*, J. Petrol. 32 (1991) 201–238. ##

[40] Guo F., Nakamuru E., Fan W., Kobayoshi K., Li C., *"Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing; Yanji Area, NE China."*, J. Petrol. 48 (2007) 661–692. ##

[41] Xu J.-F., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P., *"Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?"*, Geology 30 (12) (2002) 1111–1114. ##

[42] Chung S.L., Liu D.Y., Ji J.Q., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q., *"Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]

southern Tibet.", Geology 31 (2003) 1021–1024. ##

[43] Rapp R., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S., *"Reaction between slabderived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa."*, Chemical Geology 160 (2000) 335–356. ##

[44] Rapp R., Yaxley G., Norman M.D., Shimizu N., *"Comprehensive trace element characteristics of experimental TTG and sanukitoid melts. Sixth International Hutton Conference on the origin of granitic rocks"*, Stellenbosch, South Africa. 2007. ##

[45] Richards J.R., Kerrich R., *"Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis."*, Economic Geology 102 (4) (2007) 537–576. ##

[46] Pe-Piper G., Piper D.J.W., Matarangas D., *"Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite"*, Delos, Cyclades, Greece. Lithos. 60 (2002) 47–66. ##

[47] White A.J.R., Chppel B.W., *"Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia"*, Geological Society American Memory. 159 (1983) 21-34. ##

[48] Chappell B.W., White A.J.R., *"I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt."*, Tran. R. Soc. of Edinb. Earth Sci. 83 (1992) 1-26. ##

[49] Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., van Calsteren P., *"U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust."*, Science 276 (1997) 551–555. ##

[50] Vroon P.Z., VanBergen M.J., White W.M., Varekamp J.C., *"Sr–Nd–Pb isotope systematics of the Banda Arc, Indonesia: combined subduction and assimilation of continental material."*, J. Geophys. Res. 98 (1993) 22349– 22366. ##

[51] Elburg M.A., Bergen M.V., Hoogewerff J., Foden J., Vroon P., Zulkarnain I., Nasution A., *"Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes"*, Indonesia. Geochemica et Cosmochimica Acta 66 (2002) 2771–2789. ##

[52] Defant M.J., Drummond M.S., *"Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc.",* Geology 21 (1993) 547–550. ##

[53] Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A., *"Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas."*, Geochimica et Cosmochimica Acta 64 (2000) 933–938. ##

[54] Foley S., Tiepolo M., Vannucci R., *"Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones."*, Nature 417 (2002) 837– 840. ##

[55] Schmidt M.W., Dardon A., Chazot G., Vannucci R., *"The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes."*, Earth and Planetary Science Letters 226 (2004) 415–432. ##

[56] M. Teklay Kroner, A. Mezger K., *"Geochemistry, geochronology and isotope geology of Nakfa intrusive rocks, northern Eritrea: products of a tectonically thickened Neoproterozoic arc crust"*, Journal of African Earth Sciences, Vol. 33, No. 2, (2001) pp. 283-301. ##

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-13]