

مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی قافلان کوه میانه (شمال غرب ایران)

امین‌اله کمالی، محسن مؤید*، احمد جهانگیری، نصیر عامل، هادی پیروج و علی عامری
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

محدوده مورد مطالعه بخشی از نوار ماگمایی ترشیر البرز غربی-آذربایجان است. رخنمون‌های اصلی در ارتفاعات قافلان کوه (جنوب شرق میانه) شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی، آندزیت‌بازالتی، تراکی آندزیت و توف‌های وابسته است. این مجموعه توسط گنبد‌های اسیدی و در برخی نقاط توسط روانه‌های اسید و ایگنمبریت پوشیده می‌شوند. کانی‌شناسی اصلی گدازه‌ها شامل الیوین، کلینوپیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و سانیدین بوده، بافت‌های متنوع هیالوپورفیریک، میکرولیتیک پورفیری و گلوومرو پورفیری را نشان می‌دهند. گدازه‌های بازیک تا حد واسط عمدتاً در محدوده آندزیت‌بازالتی و سنگ‌های اسیدی در محدوده ریولیت قرار می‌گیرد. ماگمای مولد سنگ‌های بازیک تا حد واسط کالک‌آلکالن با پتاسیم پایین و متاآلومینوس بوده، غنی‌شدگی مشخصی از LREE نسبت به HREE و نیز Sr و K و تهی‌شدگی محسوسی از Zr، Pr، P، Pb، Y، Nb و Ti نشان می‌دهند. آنومالی منفی Nb، Ti و Ta در این سنگ‌ها مشابه ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش است. این گدازه‌ها محصول تفریق ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی گوشته غنی شده و با نرخ ۱ تا ۵ درصد از منشأ گارنت لرزولیت بوده، تغییرات نسبت Rb/Sr و Nb/Th حاکی از وجود فاز فلوگوپیت (رگه‌های گلیمریتی) در محل منشأ است. نسبت‌های بالای K/P (برابر ۶/۵ تا ۴۳) و La/Nb (برابر ۱/۷ تا ۲/۶۸) نشانه آرایش ماگمای مولد با سنگ‌های پوسته‌ای است. این مجموعه در یک محیط قوس ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای تکوین یافته‌اند.

واژه‌های کلیدی: آرایش، آندزیت بازالتی، ذوب‌بخشی، فرورانش، قافلان کوه

مقدمه

به‌صورت دایک‌های تغذیه‌کننده بوده است، تکاپوهای خروجی پالئوسن، شامل پاره‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و یا آتشفشانی - رسوبی به‌طور عمده با ترکیب آندزیتی هستند. در البرز - آذربایجان، فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن، شامل مجموع‌های از سنگ‌های آذرآواری و

این محدوده بر اساس زون‌بندی نبوی (۱۳۵۵) در زون البرز - آذربایجان و بر اساس Alavi و همکاران (۱۹۹۷) در نوار ماگمایی البرز واقع شده است. در زمان پالئوژن، تکاپوهای آتشفشانی از نوع فوران شکافی و یا

میکروسکوپی تهیه شد. این مقاطع با میکروسکوپ Olympus مدل 8H2 و در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه تبریز مطالعه و تصاویر میکروسکوپی آنها تهیه شد. تعداد ۹ نمونه سنگی سالم و تازه از نمونه‌های سنگی جدا شده، در آزمایشگاه شرکت ALS - Chemex در کشور کانادا آنالیز شدند. آنالیز عناصر اصلی بر اساس روش ICP-MS و با دقت برابر ۰/۰۱ درصد وزنی و عناصر کمیاب و نادر خاکی با دقت برابر ۰/۰۱ ppm انجام گرفته است.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

سنگ‌های آتشفشانی قافلانکوه، در جنوب شرق میانه بین طول‌های جغرافیایی $45^{\circ} 11' 11''$ و $48^{\circ} 10' 23''$ شرقی و عرض‌های $39^{\circ} 22' 50''$ و $39^{\circ} 24' 20''$ شمالی واقع شده‌اند (شکل ۱).

سنگ‌های آذرآوری از جمله قدیمی‌ترین واحدهای سنگی هستند که به‌طور وسیع در شرق، غرب و مرکز گسترش دارند. فعالیت‌های آتشفشانی ابتدایی، شدت انفجار بسیار بالایی داشته، نهشته‌های آذرآوری مختلفی را تولید می‌کنند و با خروج روانه‌های گدازه ادامه می‌یابند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در دو طرف رودخانه قزل‌اوزن و شمال شرقی منطقه توسط یک‌سری سنگ‌های ریولیتی تا داسیتی به‌صورت گنبدی قطع و در برخی نقاط توسط روانه‌های آنها پوشیده شده‌اند. بخش پایین گنبدها، پرلیت و بخش بالایی آن سنگ‌های خروجی مطبق است. قرارگیری پرلیت در بخش پایین گنبدها بیانگر این واقعیت است که پس از خروج گدازه به‌صورت گنبد سیلیسی، آب ماگمایی بخش‌های پایین گنبدها را فرا گرفته و سبب شده تا این بخش‌ها که ترکیب شیشه‌ای دارند، بر اثر آب‌گیری به پرلیت تبدیل شده و بخش‌های خارج از آب، همچنان

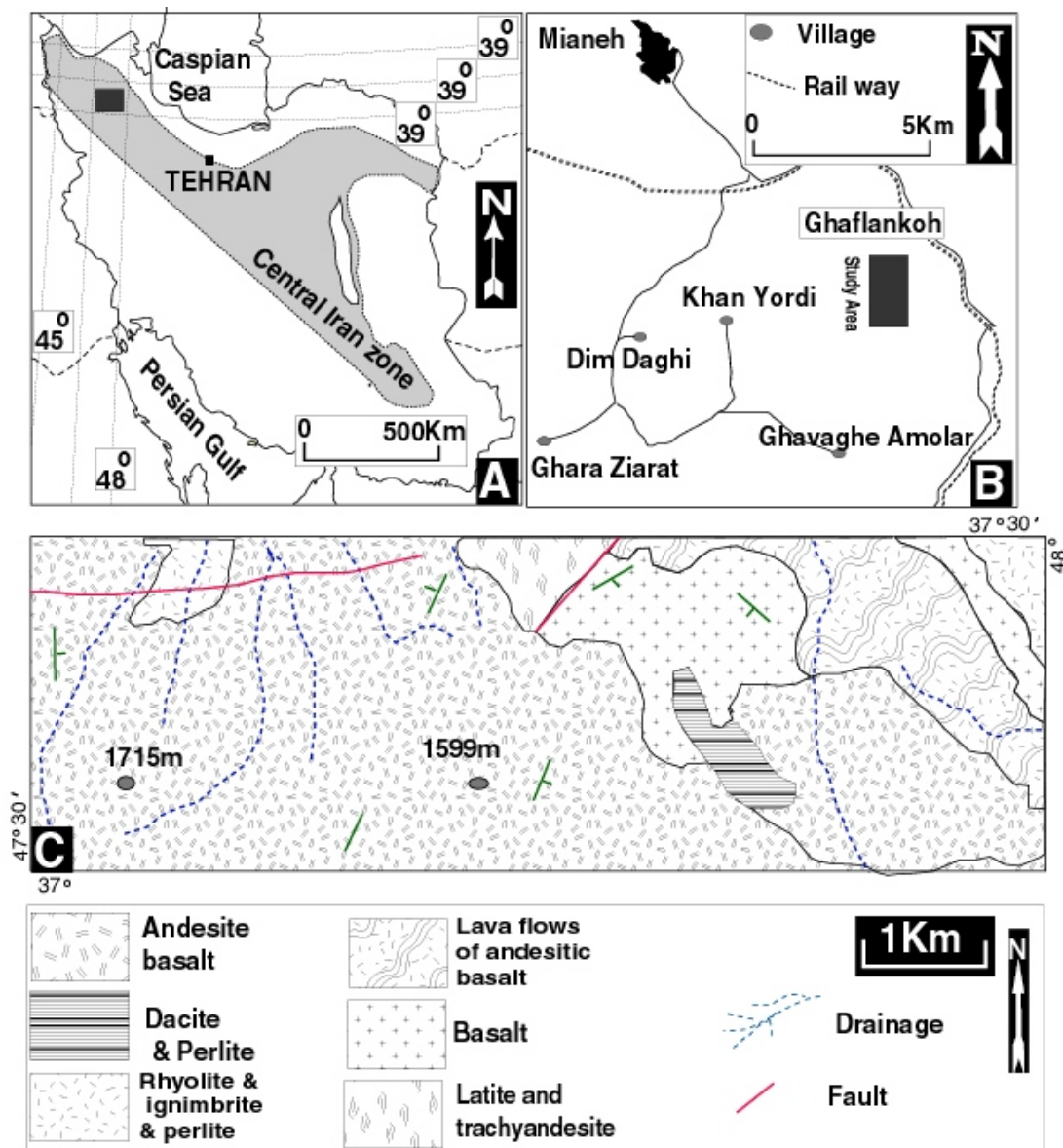
گدازه‌های دریایی است که به‌طور عمده سن ائوسن میانی، و در چینه‌شناسی ایران سازند کرج، نام دارند (آقابات، ۱۳۸۳). حرکت‌های کوهزایی پیرنئن که در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن روی داده، تأثیر درخور توجهی بر زمین‌شناسی ایران داشته است. در البرز - آذربایجان آتشفشان‌های ائوسن - الیگوسن شامل ریولیت (انزلی - میانه)، داسیت (میانه) آندزیت (تبریز) و تراکی‌آندزیت، لاتیت و بازالت (میانه) است. در پایان کرتاسه فاز لارامید در شمال غرب ایران، باعث بالا آمدن البرز و ارتفاعات سلطانیه شده است. پس از فاز فشاری لارامید، یک فاز کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی بوده (فاز پیرنه)، در البرز باعث فعالیت مجدد گسل‌ها شده است. این فاز تکتونیکی در میانه، باعث بالا آمدن زمین‌ها و شکسته شدن و تشکیل حوضه‌های فروکشی الیگوسن و میوسن شده است (آقابات، ۱۳۸۳). پیشینه مطالعات صورت گرفته در این منطقه نشان می‌دهد که زمین‌شناسی منطقه از دیدگاه‌های مختلف (لطفی، ۱۳۵۴؛ حاج‌علیلو، ۱۳۸۵؛ کمالی و همکاران، ۱۳۸۹؛ کمالی و همکاران، ۱۳۸۹؛ kamali et al., 2010) مورد بررسی بوده است، اما این مجموعه همچنان نیازمند بررسی‌های گسترده و دقیق، بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی است. مقاله حاضر بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی به روابط ژنتیک فازهای گوناگون مجموعه ولکانیک قافلان کوه می‌پردازد.

روش انجام پژوهش

مطالعات صحرایی این پژوهش شامل مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی ساختمانی، لیتولوژی‌های موجود در منطقه و سنگ‌شناسی سنگ‌های قافلان‌کوه است. از نمونه‌های صحرایی تازه و سالم جمع‌آوری شده، مقاطع

سنگ‌ها اغلب دارای بافت جریان‌ی ایگنمبریتی و فرسایش پوست‌پیزی هستند (شکل ۲-ب).

به صورت گدازه‌های مطبق با ساخت جریان‌ی آشکار باقی بمانند (Kamali et al., 2010) (شکل ۲-ا). این



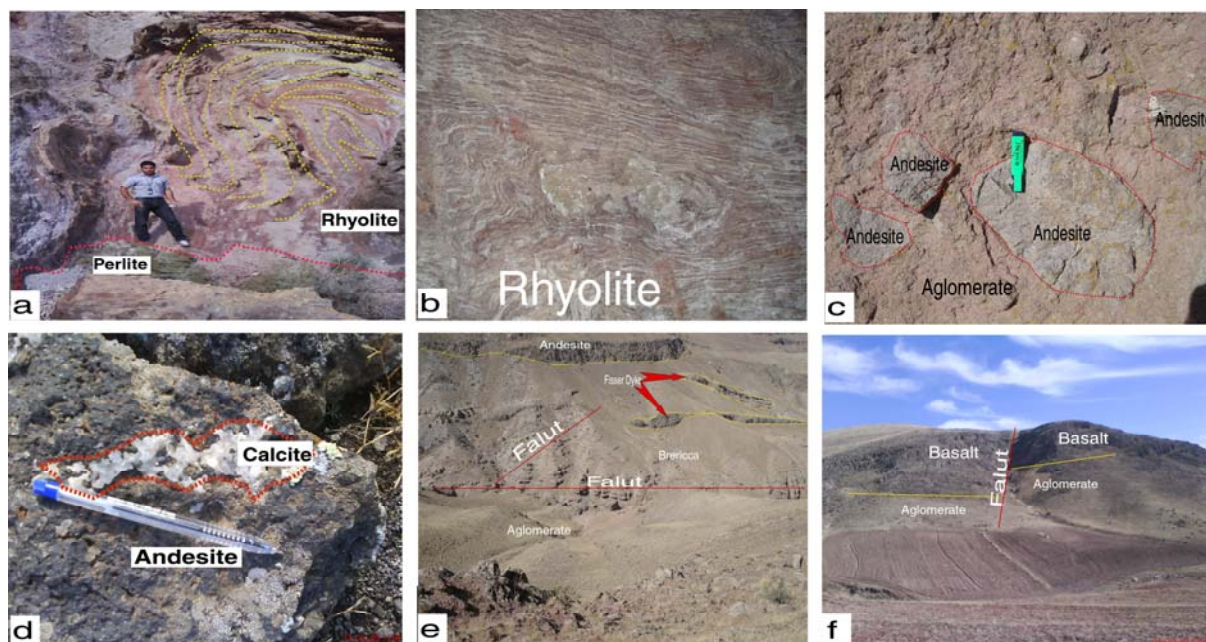
شکل ۱- (a) موقعیت محدوده مورد مطالعه، (b) راه‌های دسترسی به قافلان کوه، (c) نقشه زمین‌شناسی و لیتولوژی‌های اصلی موجود در منطقه (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میانه)

برش‌های آتشفشانی منطقه قطعاتی از سنگ‌های آندزیت بازالتی قرار دارند که کانی‌های درشت پلاژیوکلاز آن به یک سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲-ج). سنگ‌های آندزیت بازالتی و تراکی‌آندزیتی به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره بوده، دارای فنوکریست‌های

فوران‌های انفجاری زیردریایی سبب تشکیل توف، آگلومرا و برش شده و سنگ‌های ایگنمبریتی، در محیط خشکی شده‌اند. توف‌ها عمدتاً خاکستری رنگ و ایگنمبریت‌ها به صورت سبتر و به رنگ قهوه‌ای با ساخت جوش‌خورده و جریان‌ی مشاهده می‌شوند. در آگلومرا و

پلاژیوکلاز هستند. این گدازه‌ها حفره‌دار بوده، حفرات آن‌ها از محصولات ثانوی مانند کلسیت و کوارتز پر شده است (شکل ۲- d). همچنین، سنگ‌های پیروکلاستیک منطقه توسط یک سری دایک‌های تغذیه‌کننده قطع می‌شوند که این دایک‌ها تا سطح زیرین آندزیت‌های بازالتی ادامه دارند. کلیه منطقه تحت تأثیر گسلش‌های متعددی قرار گرفته است. گسل‌های عادی منطقه دارای امتداد شمالی - جنوبی و شیب به سمت شرق بوده (شکل ۲- e)، در حالی که گسله‌های معکوس روند شمال شرق - جنوب غرب و شیب به سمت شمال غرب

دارند. گسل‌های عادی آندزیت‌های بازالتی را قطع کرده، در حالی که گسل‌های معکوس در سنگ‌های پیروکلاستیک دیده می‌شوند (شکل ۲- f). این حالت پیشنهاد می‌کند که ابتدا فوران‌های آتشفشانی به صورت سنگ‌های پیروکلاستیک ظاهر نموده‌اند و احتمالاً بر اثر فشار ماگما گسله‌های معکوس سنگ‌های پیروکلاستیک را قطع کرده و سپس ماگمای خارج شده و گدازه‌های آندزیت بازالتی را تشکیل داده است. سپس بر اثر تخلیه ماگما فرونشست منطقه مرکزی آتشفشانی گسله‌های نرمال شکل گرفته‌اند.



شکل ۲- a) زمین‌شناسی صحرایی، ساخت جریان‌های ریولیت‌های منطقه وهوازگی ریولیت‌های منطقه، b) ساخت جریان‌های ریولیت‌های منطقه، c) قطعاتی از آندزیت درون آگلومرا، d) پرشدن حفرات آندزیت‌ها توسط کلسیت و کوارتز متبلور، e) نمایی از گسل‌های معکوس، f) نمایی از گسل نرمال که سنگ‌های پیروکلاستیک و بازالتی را قطع کرده است.

کانی‌شناسی و پتروگرافی

به طور کلی، سنگ‌های آتشفشانی قافلان‌کوه، بیشتر در قالب روانه‌های گدازه‌های آندزیت بازالتی، داسیت و ریولیت رخمون یافته‌اند. (الف) آندزیت بازالتی: در نمونه‌های دستی با رنگ

خاکستری و کانی‌های پورفیر پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز مشخص می‌شوند. مطالعات پتروگرافی نشان‌دهنده ساخت پورفیری با زمینه دانه ریز این سنگ‌هاست. سنگ‌های آندزیت-بازالتی منطقه از لحاظ کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، و

به رنگ خاکستری متمایل به صورتی هستند. ساخت نمونه‌ها پورفیری بوده، دارای فنوکریست آمفیبول و نیز حفراتی هستند که این حفرات به وسیله سیلیس و کلسیت پر شده‌اند.

سنگ‌های منطقه از لحاظ کانی‌شناسی شامل سانیدین، کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کانی‌های کدر است. سانیدین، این کانی به دو صورت فنوکریست و میکرولیت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می‌شود و دارای ماکل کارلسباد هستند. همچنین، به صورت ریز در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل ۳-۳-f). کوارتز، به صورت فنوکریست و هم به صورت ریز بلور در متن سنگ دیده می‌شود. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست، شکل دار تا نیمه شکل دار، اغلب زونه دیده می‌شود. آمفیبول‌های موجود از نوع هورنبلند بوده، اکثر بلورهای هورنبلند، شکل دار تا نیمه شکل دار و اپاسیته شده‌اند (شکل ۳-۳-f). این رخداد که انعکاس برقراری شرایط ناپایدار برای کانی هورنبلند در هنگام تبلور ماگمایی است، نوعی واکنش کانی با مذاب اطراف خود محسوب می‌شود؛ مذابی که کانی مزبور با آن در تعادل ترکیبی قرار ندارد. بیوتیت، این کانی به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و در اندازه‌های متوسط دیده می‌شود. در این سنگ‌ها کانی بیوتیت به رنگ قهوه‌ای سوخته؛ یعنی اکسی بیوتیت دیده می‌شود. کانی‌های کدر به مقدار درخور توجهی وجود دارد که برخی به صورت اولیه و شکل دار و برخی به صورت ثانویه دیده می‌شوند. بافت اصلی میکرولیت پورفیریک و بافت‌های فرعی بافت تراکیتی دیده می‌شود.

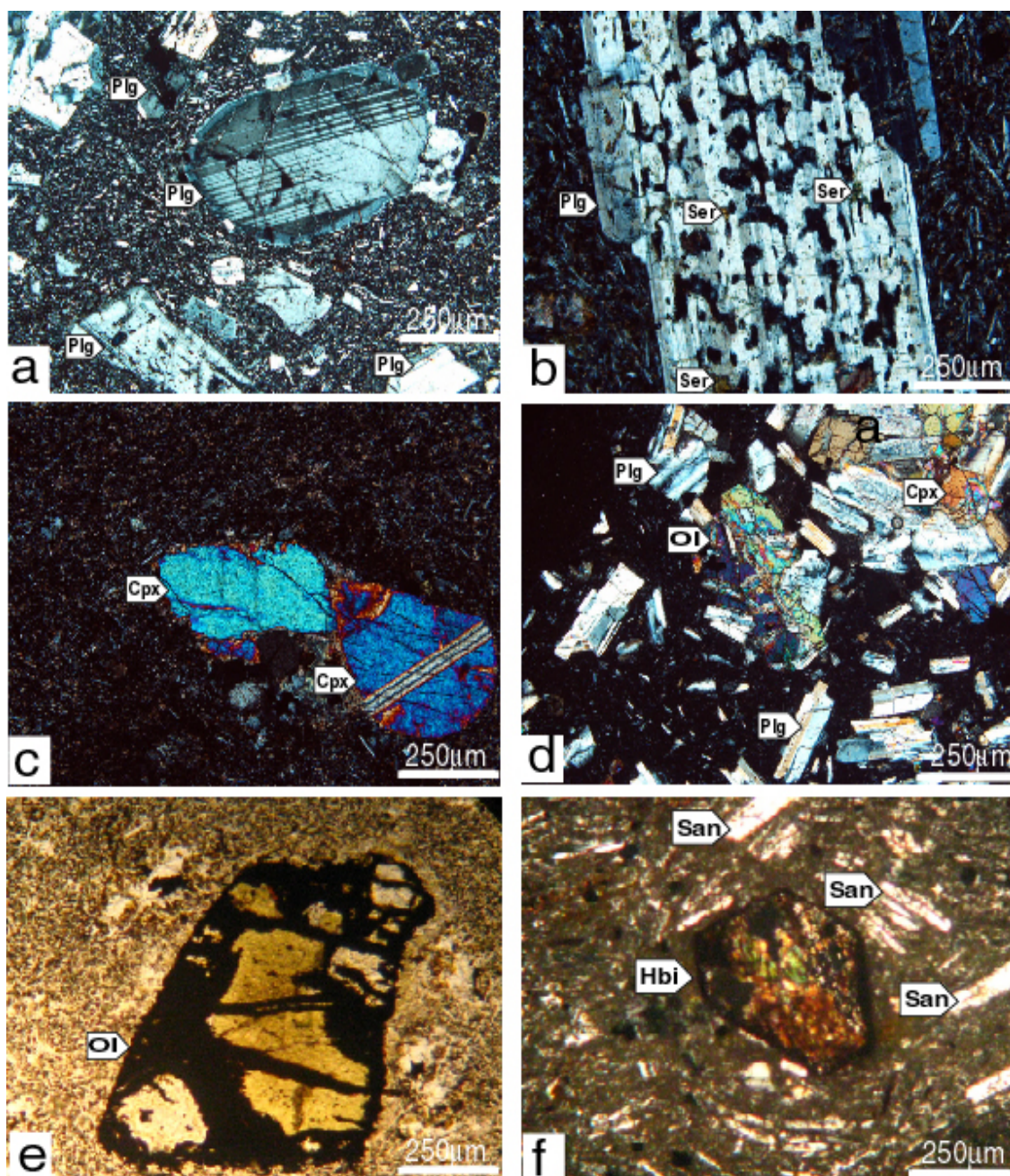
مطالعات پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی قافلان کوه نشان می‌دهد، این سنگ‌ها دارای دو مجموعه کانی‌شناسی مختلف، شامل مجموعه کانی‌های آب دار و مجموعه کانی‌های بدون آب هستند. بلورهای پلاژیوکلاز،

کانی‌های کدر است. اندازه پلاژیوکلازها متوسط تا درشت بوده، بیشتر به صورت فنوکریست، شکل دار تا نیمه شکل دار و دارای ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی هستند (شکل‌های ۳-a و ۳-b). همچنین، پلاژیوکلازها به صورت میکرولیت در زمینه دیده می‌شوند که این میکرولیت‌ها فنوکریست‌های موجود در زمینه را دور می‌زنند و در روندی خاص منظم شده، جهت جریان را نشان می‌دهند. این کانی نسبت به کانی‌های دیگر فراوانی بیشتری داشته و از نظر اندازه، هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت در زمینه یافت می‌شود (شکل ۳-a). بافت غربالی در اکثر نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۳-b). این بافت‌ها به تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور بر اثر ورود ماگمای تازه به داخل مخازن ماگمایی، کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و افزایش فشار بخار آب بر اثر صعود ماگما نسبت داده شده است (Nelson, 1992). پیروکسن‌ها اغلب به صورت فنوکریست و نیمه شکل دار و به رنگ سبز پریده دیده می‌شوند و دارای خواص نوری اوژیت هستند. در برخی از مقاطع نازک پیروکسن‌ها به صورت انباشتی دیده می‌شوند و بافت گلومروپورفیری تشکیل داده‌اند (شکل ۳-c). الیون: به صورت فنوکریست نیمه شکل دار و غالباً به صورت فنوکریست‌های ایدینگزیته شده دیده می‌شوند. گاهی شدت ایدینگزیتی شدن به اندازه‌ای است که فقط قالب این کانی باقی می‌ماند. تجمع بلورهای الیون کنار هم بافت گلوموپورفیری را تشکیل می‌دهد. بافت‌های اصلی نمونه‌های مطالعه شده هیالو میکرولیتیک و میکرولیتیک پورفیریک است (شکل ۳-d و ۳-e).

(ب) داسیت و ریولیت: داسیت‌ها و ریولیت‌ها در نمونه‌های دستی خاکستری رنگ بوده، نمونه‌های هوازده

ویژگی‌های پتروگرافی نشان‌دهنده کاهش کانی الیوین از سنگ‌های آندزیت بازالتی است و افزایش کانی آمفیبول در سنگ‌های متوسط و اسیدی است که می‌تواند نشان‌دهنده نقش تبلور تفریقی باشد.

کلینوپیروکسن و الیوین (مجموعه بدون آب) سازنده اصلی آندزیت‌های بازالتی است. در سنگ‌های ریولیتی و داسیتی کانی‌های آب‌داری همچون آمفیبول، بیوتیت در کنار پلاژیوکلاز، کوارتز و سانیدین مشاهده می‌شوند.



شکل ۳- (a) کانی‌های مختلف موجود در نمونه‌های آتشفشانی ماکل پلی‌سنتتیک، زونینگ در پلاژیوکلاز و بافت هیالومیکرولیتی پورفیریک (XPL)، (b) بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL)، (c) ماکل در فنوکریست‌های پیروکسن و بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری (XPL)، (d) بافت گلوپورفیری در الیوین (XPL)، (e) ایدینگزیده شدن الیوین (PPL)، (f) سانیدین، تجمع کانی‌های اکسیدی و حواشی سوخته هورنبلند و بافت میکرولیتیک پورفیری (XPL)

ژئوشیمی

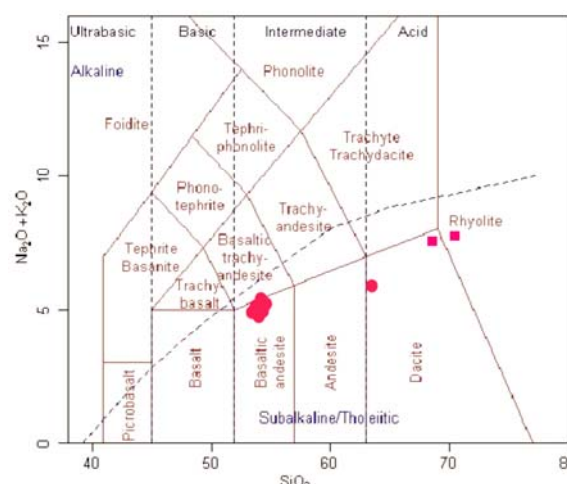
نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های قافلان کوه در جدول ۱ ارائه شده است. این نمونه‌ها در نمودار سیلیس در مقابل مجموع آلکالی‌ها در محدوده‌های آندزیت‌بازالتی، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴). همبستگی بین SiO_2 و سایر

اکسیدها و عناصر کمیاب به صورت ضریب همبستگی در جدول ۲ ارائه شده است. ضریب همبستگی (r) اگر $r=+1$ باشد، همبستگی خطی و مثبت وجود دارد. اگر $r=-1$ باشد همبستگی خطی و منفی وجود دارد. هنگامی که $r=0$ باشد، هیچ گونه همبستگی وجود ندارد.

جدول ۱- تجزیه عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی قافلان کوه به روش ICP-MS

Sample No.	K-4	k8	k10	k20	k26	k33	k34	k37	k6
(Wt%)									
SiO_2	68.50	62.20	53.00	53.60	53.30	52.90	53.20	53.20	66.90
Al_2O_3	15.85	16.10	18.45	20.60	20.10	20.50	20.10	20.10	16.05
Fe_2O_3	1.84	5.93	8.12	6.95	7.38	7.06	7.78	7.68	3.27
CaO	2.69	4.88	8.17	8.59	8.48	8.76	8.84	8.99	2.31
MgO	0.48	1.98	3.11	1.95	1.85	1.84	2.31	2.35	0.88
Na_2O	4.42	3.71	3.08	3.84	3.89	3.83	3.70	3.66	4.06
K_2O	3.21	2.05	2.20	1.26	1.32	1.26	1.27	1.24	3.25
TiO_2	0.35	0.69	1.00	0.97	1.02	0.96	0.97	0.96	0.35
MnO	0.05	0.13	0.15	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.04
P_2O_5	0.14	0.28	0.41	0.36	0.38	0.37	0.36	0.36	0.15
SrO	0.06	0.05	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.05
BaO	0.12	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.11
LOI	2.32	2.12	1.78	1.70	1.06	1.29	1.08	1.10	2.61
Total	100.00	100.00	99.60	100.00	99.00	99.00	99.90	99.90	100.10
(ppm)									
Ba	989	654	584	622	683	603	661	670	965
Ce	65	59.7	45.8	59.5	62.6	59.2	61.4	64.7	60.3
Co	2.4	11.8	22.6	12.9	14.6	13.9	15.1	15.9	3.1
Cs	1.53	11	1.45	1.4	0.69	0.99	0.88	0.89	1.23
Cu	11	18	93	41	43	44	33	34	<5
Dy	1.93	4.55	4.46	4.08	4.17	4.13	3.98	4.15	1.68
Er	1.17	2.89	2.62	2.43	2.46	2.52	2.52	2.48	1.01
Eu	0.93	1.34	1.48	1.48	1.64	1.5	1.49	1.44	0.79
Ga	17.1	18.4	20.4	19.5	19.5	19.5	19.5	19.7	15.7
Gd	3.3	5.28	5.11	4.95	5.16	4.89	4.91	5.03	2.9
Hf	4.8	5	3.3	3	3	2.9	2.9	2.9	4.1
Ho	0.37	0.93	0.9	0.84	0.83	0.82	0.82	0.82	0.34
La	39.3	31.3	22.7	32.7	35	32.4	35.9	36.8	37
Lu	0.19	0.42	0.36	0.32	0.33	0.35	0.35	0.34	0.16
Nb	20.6	14.6	9.8	13.9	15.1	14.2	13.5	13.7	21.4
Nd	21.9	21.6	23.6	25.5	27.9	25.4	25.7	26.6	20.6
Ni	6	11	12	8	10	8	11	18	<5
Pb	15	12	9	17	19	18	22	21	16
Pr	6.6	7.08	5.78	6.74	7.33	6.7	7.03	7.2	6.22
Rb	86.6	67.5	59.4	25.1	26	25.5	24.8	25.6	86.2
Sm	3.18	5.29	5.13	4.85	5.17	4.97	4.84	5.07	3.2
Sr	477	384	572	715	725	717	703	735	470
Ta	1.5	1	0.6	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	1.3
Tb	0.38	0.78	0.74	0.72	0.72	0.7	0.71	0.68	0.36
Th	9.81	9.04	4.42	6.06	6.55	5.94	6.52	6.67	9.67
Tm	0.16	0.43	0.37	0.35	0.35	0.33	0.34	0.34	0.15
U	3.5	2.23	1.18	1.21	1.27	1.17	1.23	1.25	3.66
V	13	75	182	186	205	193	209	205	23
W	1	2	1	1	1	1	1	1	3
Y	10.8	26	24.1	21.6	22.3	21.5	21.8	22.2	10.2
Yb	1.15	2.72	2.33	2.24	2.18	2.23	2.31	2.32	1.04
Zr	200	186	126	118	127	117	115	118	183

تفریق و تبلور عادی ماگما باشد. این امر می‌تواند نشانه تبلور بخشی کانی کلینوپیروکسن در طی تبلور ماگما باشد (Gouragaud and Vincent, 2003). تطابق منفی عناصر سازگار Co و Ni نیز نشانه تمرکز و ورود این عناصر در کانی‌های الیوین و پیروکسن در روند تفریق از ماگمای آندزیتی است. از طرفی، تطابق مثبت SiO_2 با Ba و Rb نشان‌دهنده روند عادی تبلور و تفریق ماگماست، در صورتی که به‌علت بالا بودن مقدار پلاژیوکلاز به‌صورت درشت بلور و میکروولیت، این تطابق مثبت را می‌توان به این حالت نسبت داد. با توجه به همبستگی‌های مشاهده شده بین SiO_2 با اکسیدها و عناصر کمیاب صورت، می‌توان بیان داشت که سنگ‌های با ترکیب آندزیت بازالتی، ریدولیتی و داسیتی دارای ارتباط ژنتیکی بوده، از ماگمای واحدی منشأ گرفته‌اند. این مسأله با در نظر گرفتن شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان‌دهنده نقش ویژه تبلور تفریقی نسبت به ذوب بخشی یا اختلاط ماگمایی در ایجاد تنوعات سنگی منطقه نیز تایید می‌شود و به عبارتی، نمونه‌های مورد بررسی هم ماگما (Comagmatic) است.



شکل ۴- طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه (LeBas et al., 1986) (سنگ‌های اسیدی با نماد مربع و سنگ‌های آندزیت بازالتی با نماد دایره مشخص شده‌اند).

در نمونه‌های مورد مطالعه تطابق منفی بین SiO_2 با Ni ، Co ، Al_2O_3 ، TiO_2 ، CaO ، MgO ، Fe_2O_3 و تطابق مثبت بین SiO_2 با Ba ، K_2O و Rb ملاحظه می‌شود (شکل ۵؛ جدول ۲).

همبستگی مثبت SiO_2 در برابر K_2O بر اثر تفریق افزایش پیدا می‌کند. همچنین، همبستگی منفی SiO_2 در برابر CaO و MgO ، TiO_2 نیز می‌تواند شاخصی از

جدول ۲- ضرایب همبستگی عناصر اصلی و فرعی

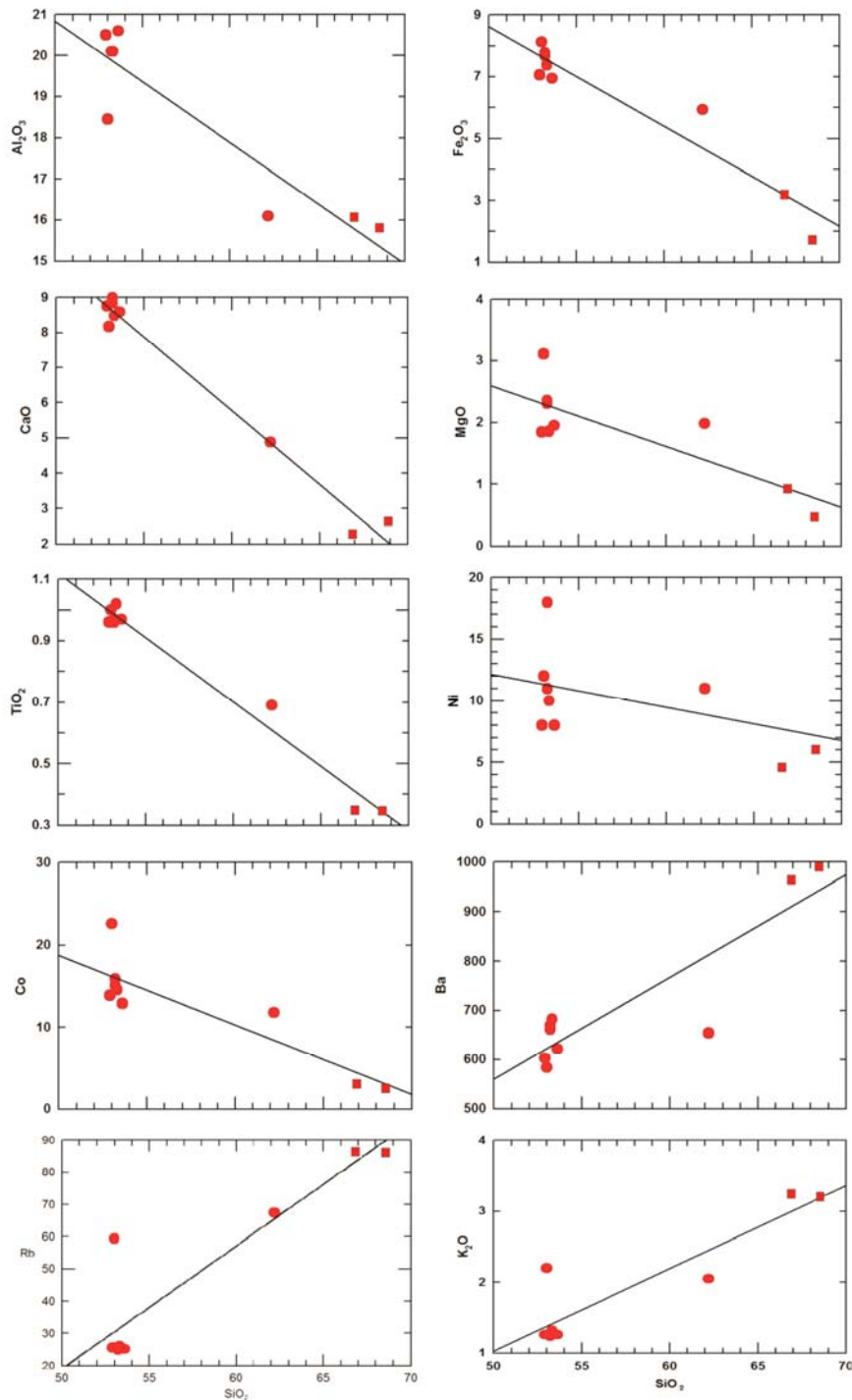
Sample	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	TiO_2	Ba	Co	Nb	Ni	Rb	V	K_2O
SiO_2	1	-0.927	-0.958	-0.991	-0.823	-0.988	0.891	-0.881	0.86	-0.617	0.909	-0.992	0.865
Al_2O_3		1	0.8	0.942	0.564	0.888	-0.715	0.644	-0.617	0.455	-0.972	0.947	-0.895
Fe_2O_3			1	0.937	0.925	0.968	-0.939	0.94	-0.922	0.698	-0.82	0.939	-0.818
CaO				1	0.787	0.983	-0.876	0.849	-0.841	0.652	-0.938	0.993	-0.899
MgO					1	0.844	-0.888	0.977	-0.968	0.73	-0.565	0.779	-0.512
TiO_2						1	-0.925	0.903	-0.893	0.648	-0.893	0.978	-0.866
Ba							1	-0.905	0.945	-0.618	0.75	-0.845	0.748
Co								1	-0.978	0.715	-0.63	0.842	-0.535
Nb									1	-0.7	0.629	-0.813	0.53
Ni										1	-0.533	0.632	-0.394
Rb											1	-0.938	0.97
V												1	-0.888
K_2O													1

(شکل‌های ۷ و ۸) نیز روندهای مناسبی دیده می‌شود، در این دیاگرام‌ها عناصر K، U، Sr، Ba و Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در حالی‌که

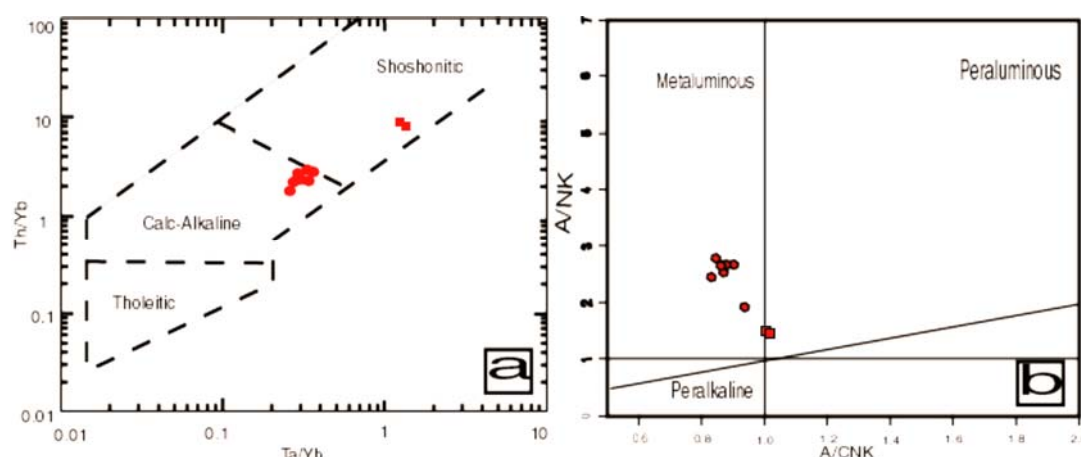
سنگ‌های آتشفشانی منطقه ماهیت کالک‌آلکان، شوشونیتی (شکل ۶- a) و مت‌آلومین (شکل ۶- b) دارند. در الگوی عناصر کمیاب

متاسوماتیسم گوشته یا آلایش پوسته قاره‌ای باشد، آنومالی منفی Ti و Nb در سنگ‌های منطقه تأثیر فرورانش بر منابع گوشته‌ای را نشان می‌دهد (Soesoo, 2000).

عناصری مانند Ta، Zr، Eu، Nb، Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر Ba، Th و K غنی‌شدگی را در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصر فوق می‌تواند در ارتباط با فرایند



شکل ۵- نمودارهای مربوط به روند تعدادی از اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه در مقابل SiO_2 (سنگ‌های اسیدی با نماد مربع و سنگ‌های آندزیت بازالیتی با نماد دایره مشخص شده‌اند).

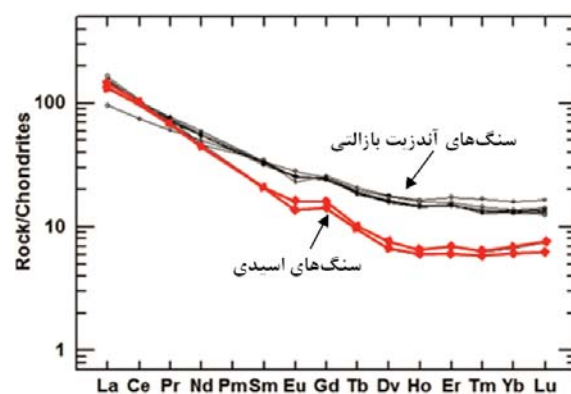


شکل ۶- (a) نمودار تعیین سری ماگمایی $Th/Yb - Ta/Yb$ (Pearce, 1982)، (b) نمودار نسبت مولی A/CNK به A/NK برای تعیین اندیس آلومینیم سنگ‌های آذرین منطقه (Shand, 1943) (سنگ‌های اسیدی با مربع و سنگ‌های آندزیت بازالتی با دایره مشخص شده‌اند).

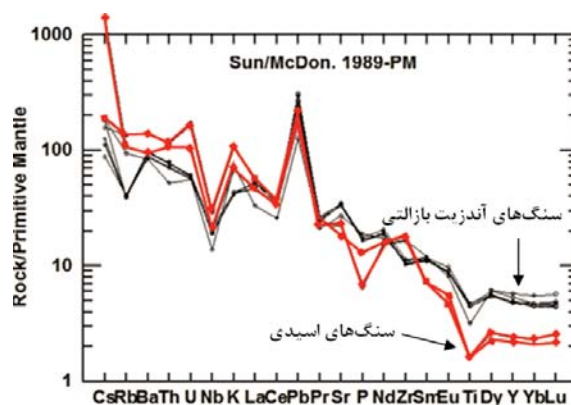
کمیاب سبک LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. دو احتمال برای غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان در نظر گرفت: یکی این که LREE تا حدی از HREE ناسازگارترند (Krauskopf and Bird, 1976) و ممکن است بر اثر تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول‌یافته منطقه متمرکز شده باشند. عامل دیگری که باعث غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE می‌شود، این است که این سنگ‌ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند (Winter, 2001).

سنگ‌های مورد مطالعه به‌طور مشخصی غنی‌شدگی از عناصر LILE (مثلاً U و Ba) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (مثلاً Nb) را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی از HFSE (Ti و Nb) و HREE از ویژگی‌های ماگماتیسم زون فرورانش است. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و غنی‌شدگی Sr و تهی‌شدگی Ti و Nb (HFSE) از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه است.

با توجه به شواهد پتروگرافی تفریق کانی‌های مانند الیوین باعث تهی‌شدگی HREE شده است. در شکل ۷ دیاگرام در ارتباط با الگوی عناصر



شکل ۷- نمودار عنکبوتی نرمالیز شده سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت (Sun and McDougall, 1989)



شکل ۸- نمودار عنکبوتی نرمالیز شده سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDougall, 1989)

عناصر خاکی کمیاب در گدازه‌های مختلف روند‌های یکسان نشان می‌دهند و سنگ‌های منطقه از عناصر

ماگمایی متفاوت باشد. از طرفی، وجود آنومالی مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber *et al.*, 2002).

نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، همان‌طوری‌که در جدول ۳ مشاهده می‌شود، همگی کوچک‌تر از ۱ بوده، دارای آنومالی منفی هستند. نسبت Eu/Eu^* بین ۰/۷۵ تا ۰/۹۳ است. دلیل آن جدایش پلاژیوکلاز کلسیک از مذاب به‌وسیله تفریق بلوری است و یا فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تبلور ماگماست (Rollinson, 1993) که نتیجه آن آنومالی منفی Eu است.

REE و جدایش‌دهی نمونه‌های اسیدی می‌توان گفت که تفریق الیوین باعث کاهش و جدایش عناصر HREE نسبت به نمونه‌های متوسط و بازیک شده است. در حالی که مقدار عناصر LREE هم در این سنگ‌ها افزایش نشان می‌دهد که می‌تواند با مدل تفریق سازگار باشد.

تهی‌شدگی Ti و عناصر مرتبط با آن مانند Zr و Nb از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکالن مرتبط با کمان‌های آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای کالک‌آلکالن داخل صفحات لیتوسفری است. در ضمن، این تهی‌شدگی می‌تواند بر اثر تفریق کانی‌های آمفیبول و یا فازهای Ti دار مانند ایلمینیت صورت گیرد. با وجود این، مقدار تهی‌شدگی در گروه‌های سنگی مربوط به کمان‌های

جدول ۳- نسبت‌های عناصر کمیاب و اصلی

Sample	La/Ta	Zr/Y	Th/Yb	Ta/Yb	Rb/Y	Nb/Y	La/Nb	Ce/Pb	Nb/La	Th/U	Sr/Ce	Nb/Ta	Ba/Nb
K4	18.4749	2015.646	8.530435	1.304348	8.018519	1.907407	1.907767	4.333333	0.524173	2.802857	7.338462	13.73333	48.00971
K8	289.3396	2641193	3.323529	0.367647	2.596154	0.561538	2.143836	4.975	0.466454	4.053812	6.432161	14.6	44.79452
K10	645.5599	20727385	1.896996	0.257511	2.46473	0.406639	2.316327	5.088889	0.431718	3.745763	12.48908	16.33333	59.59184
K20	483.3522	9681692	2.705357	0.357143	1.162037	0.643519	2.352518	3.5	0.425076	5.008264	12.01681	17.375	44.7482
K26	292.2389	2591045	3.004587	0.366972	1.165919	0.67713	2.317881	3.294737	0.431429	5.15748	11.58147	18.875	45.23179
K33	493.7827	10221078	2.663677	0.313901	1.186047	0.660465	2.28169	3.288889	0.438272	5.076923	12.11149	20.28571	42.46479
K34	534.4401	12542245	2.822511	0.30303	1.137615	0.619266	2.659259	2.790909	0.376045	5.300813	11.44951	19.28571	48.96296
K37	1035.352	70978310	2.875	0.301724	1.153153	0.617117	2.686131	3.080952	0.372283	5.336	11.36012	19.57143	48.90511
K6	35.87775	11552.89	9.298077	1.25	8.45098	2.098039	1.728972	3.76875	0.578378	2.642077	7.794362	16.46154	45.09346

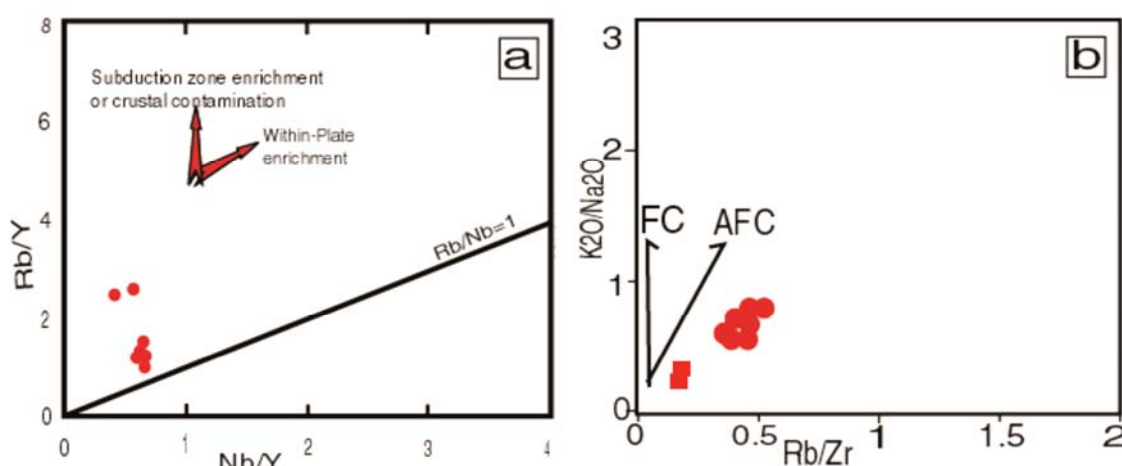
Sample	La/Sm	Ba/La	K/P	A/NK	A/CNK	Nb/Yb	Eu/Eu*	La/Yb	Zr/Nb	Rb/Sr	Nb/Th
K-4	7.77	25.16539	43.60925	1.474972	1.013622	1.45515	0.878	1.657346	0.529763	3.128468	0.169336
K8	3.72	20.89457	13.92507	1.934558	0.936305	2.066162	0.775	2.666015	0.290696	9.171143	0.031697
K10	2.78	25.72687	10.20565	2.477085	0.827237	2.994408	0.884	3.387339	0.260972	12.97971	0.020106
K20	4.24	19.02141	6.656864	2.681926	0.884136	3.033388	0.924	3.282887	0.28146	11.6638	0.024131
K26	4.26	19.51429	6.606813	2.567624	0.864636	2.969603	0.971	3.058293	0.317497	9.632501	0.032961
K33	4.1	18.61111	6.476949	2.674635	0.86893	3.07808	0.93	3.309763	0.280987	11.77907	0.023855
K34	4.67	18.41226	6.709697	2.693807	0.85406	3.154121	0.935	3.373392	0.277169	12.17088	0.022773
K37	4.57	18.20652	6.5512	2.729761	0.847775	3.219912	0.872	3.69256	0.236151	15.63646	0.015103
K6	7.27	26.08108	41.20916	1.573987	1.114806	1.411894	0.793	1.780447	0.445394	3.997465	0.111419

آتشفشانی نسبت داد. در واقع، این آنومالی‌ها در کنار بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی مناطق کمان کالک‌آلکالن در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای

مقادیر بالای نسبت‌های LREE/HREE و LILE/HFSE و آنومالی منفی Ta، Nb و Ti (TNT) از جمله ویژگی‌های سنگ‌های مورد مطالعه است که می‌توان آن را به سنگ‌های مرتبط با قوس‌های

سنگ‌های آتشفشانی منطقه بین ۱/۷ تا ۶/۰۶ است که نشان‌دهنده محیط فرورانش است (Pearce, 1983). تغییرات Rb و Nb در سنگ‌های میانه حاصل غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آرایش پوسته‌ای است. ماگماهایی که از گوشته منشأ می‌گیرند، به‌وسیله پوسته قاره‌ای هنگام بالا آمدن آلوده می‌شوند که از نشانه‌های آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است (Thompson *et al.*, 1983). همچنین، بالا بودن نسبت LREE/HREE در سنگ‌های آتشفشانی منطقه نیز شاخصی از گوشته غنی‌شده به‌وسیله فرورانش یا احتمال آرایش پوسته‌ای است (Fitton *et al.*, 1991; Barragan *et al.*, 1998).

آن به‌وجود می‌آیند (Mohamed *et al.*, 2000). فرایند فرورانش نقش موثری در افزایش نسبت LILE/HFSE و LREE/HREE داشته که از ویژگی‌های محیط‌های فرورانش محسوب می‌شود (Zanetti *et al.*, 1999). به‌منظور تعیین روند غنی‌شدگی عنصری سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط‌های زمین‌ساختی از نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y استفاده شده است (شکل ۹-ا). در این دیاگرام، نمونه‌ها بالای خط $Rb/Nb=1$ قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده محیط‌های درون پلیت غنی شده و محیط فرورانش غنی‌شده یا آلودگی پوسته‌ای است که آرایه نمونه‌ها بیشتر با روند زون فرورانشی غنی شده یا آلودگی پوسته‌ای تطابق دارد. نسبت Rb/Nb در

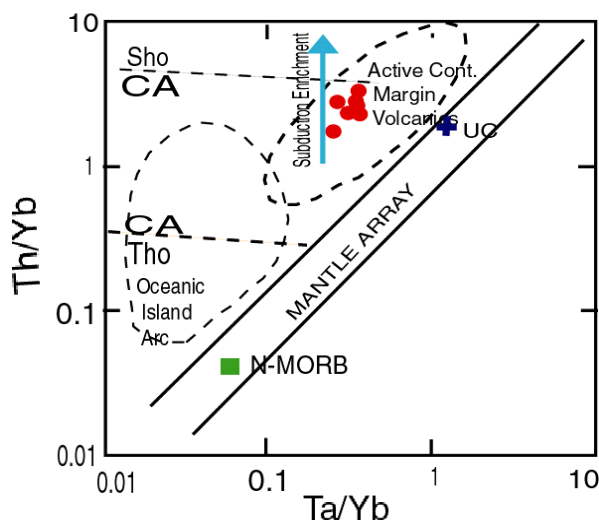


شکل ۹-ا) نمونه‌های محدوده مورد مطالعه روند زون‌های فرورانش غنی‌شده یا آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهند (اقتباس از Pearce, ۱۹۸۳)، b) همچنین، این نمونه‌ها در محدوده، روندهای هضم، تبلور تفریقی و تبلور را نشان می‌دهند (اقتباس از Esperanca و همکاران، ۱۹۹۲). سنگ‌های اسیدی با علامت مربع و سنگ‌های آندزیت بازالتی با علامت دایره مشخص شده‌اند.

با وجود پایین بودن Ce/Pb و بالا بودن نسبت Th/U نیز تأیید می‌شود، زیرا Pb و Th در مواد پوسته‌ای متمرکز می‌شوند. نسبت Ce/Pb در پوسته بالایی ۳/۷ است (Rudnic and Gao, 2004)، در صورتی که این نسبت در نمونه‌های منطقه، محدوده‌های بین ۲/۷ تا ۵/۰۳ (اکثراً کمتر از ۳/۷) را دارند. نسبت Th/U در پوسته

نسبت‌های عناصر K/P و La/Nb که در نمونه‌ها به ترتیب برابر ۷ > و ۱/۵ > بوده نشان‌دهنده احتمال وجود آلودگی پوسته‌ای است (Abdel-Fattah and Philip, 2004). همچنین، این نسبت‌ها در سنگ‌های آتشفشانی منطقه (برابر ۶/۵ تا ۴۳ و ۱/۷ تا ۲/۶۸) بوده که آرایش پوسته‌ای را تأیید می‌کند. احتمال انجام آرایش پوسته‌ای

تشکیل آن‌ها در محیط‌های فروورانش (Gill, 1981) است (جدول ۳). از این رو تشکیل این سنگ‌ها را می‌توان به محیط فروورانش در حاشیه فعال قاره‌ای نسبت داد که مذاب هنگام صعود با سنگ‌های پوسته‌ای آرایش حاصل کرده است.



شکل ۱۰- نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)

بحث و مدل سازی ژئوشیمیایی

به‌منظور ارائه مدلی قابل قبول از ذوب، از معادلات Shaw (۱۹۷۰) و نمودارهای ذوب Aldanmaz و همکاران (۲۰۰۶) استفاده شده است. همچنین، الگوی تلفیقی از McKenzie و O'Nions (۱۹۹۱، ۱۹۹۵) نیز به کار گرفته شده‌اند. در این نمودار که از Zr/Nb در مقابل La/Yb استفاده شده است، در آن‌ها روند غنی‌شدگی منشأ به‌همراه منحنی‌های ذوب دسته‌ای برای گارنت لرزولیت در درجات ذوب ۱/۰٪، ۲/۰٪، ۳/۰٪ نمایش داده شده است (شکل ۱۱). با توجه به این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Aldanmaz و همکاران (۲۰۰۶)، این سنگ‌ها ویژگی‌های ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق شده از گوشته غنی‌شده با حدود ۱ تا ۵ درصد ذوب‌بخشی با منشأ گارنت لرزولیت

بالایی در حدود ۳/۸ است (Rudnick and Gao, 2004). در نمونه‌های مورد مطالعه ۲/۶ تا ۵/۳۳ (اکثرأ کمتر از ۳/۸) است (جدول ۳). این نسبت‌ها احتمال انجام آرایش با بخش‌های فوقانی پوسته‌ای را نشان می‌دهند. مقادیر پایین نسبت‌های Ce/Pb (اغلب کمتر از ۵)، Nb/La (کمتر از ۰/۷) و Sr/Ce بالا (بیش از ۵) در نمونه‌های مورد مطالعه نیز نشانه‌ای از درگیر بودن پوسته و گوشته در ماگمای سازنده بوده است (Jung et al., 2004).

Stolz و همکاران (۱۹۹۶) عقیده دارند که نسبت Nb/Ta کندریتی منبع گوشته‌ای دارد که اگر تحت تأثیر سیالات قرار گیرد، فقیر از HFSE (منشأ گرفته از فروورانش) و غنی‌شده از LILE خواهد بود و در این حالت نسبت Nb/Ta > ۱ خواهد شد. این نسبت در سنگ‌های منطقه بین ۱۳/۷۳ تا ۲۰/۰۲ است. مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص ماگماهای مشتق شده از گوشته‌ای آلوده است (جدول ۳).

در نمونه‌های محدوده مورد مطالعه نسبت‌های یاد شده مشاهده می‌شود که تأییدی بر انجام آرایش پوسته‌ای در مذاب مشتق شده از گوشته است. از طرفی، شواهد ژئوشیمیایی موجود یاد شده در فوق نیز وجود آرایش را پشتیبانی می‌نماید. احتمال تأثیر فرایندهای آرایش با توجه به قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های AFC (شکل ۹- b) نیز تقویت می‌شود (Esperanca et al., 1992).

نمونه‌های مورد مطالعه ویژگی‌های سنگ‌های جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) را نشان می‌دهند (شکل ۹). روندهای موجود در نسبت‌های Ta/Yb و Th/Yb (شکل ۱۰) نیز تأییدی بر غنی‌شدگی گدازه‌های محدوده فروورانش است. نسبت‌های Ba/Nb > 28 در نمونه‌های مورد مطالعه نیز شاخص

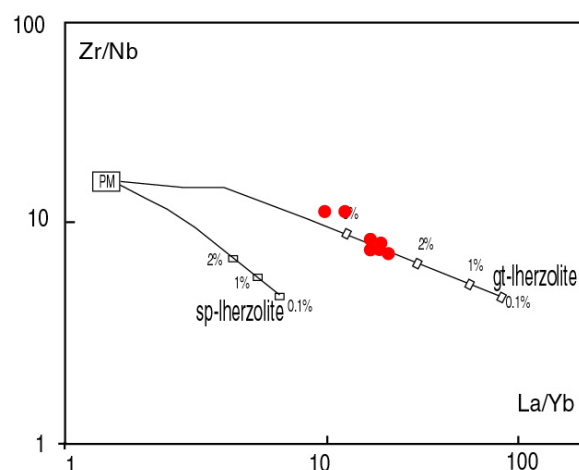
نسبت Ba/La برای NMORB بین ۴ تا ۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون صفحه‌ای ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ است (Wood, 1980) و مقدار نسبت مذکور در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت کمان است (Macdonald et al., 2001).

نسبت بالای Ba/La در نمونه‌ها (بالا تر از ۴۵۰) نیز شاخصی از مذاب‌های محیط کمان ماگمایی است (Macdonald et al., 2001). این نسبت در نمونه‌های منطقه قافلان کوه بین ۶۵۴-۹۷۳، همچنین، بالا بودن نسبت La/Ta (برابر ۳۴-۵۸) نیز این محیط را تأیید می‌کند (Trumbull et al., 1999).

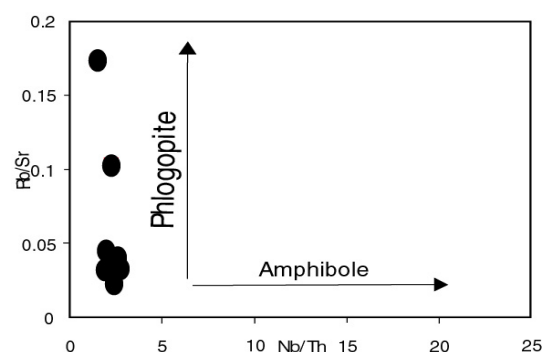
برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودارهای TiO_2/Al_2O_3 در مقابل Zr/Al_2O_3 (Muller and Groves, 1997) استفاده شد (شکل ۱۳-ا). این نمونه‌ها در محدوده مرتبط با قوس (arc-related) قرار می‌گیرند.

برای تعیین این‌که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در چه نوع قوس آتشفشانی (قوس قاره‌ای یا قوس اقیانوسی) تشکیل شده‌اند، از نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb استفاده شده است. بر اساس این نمودارها سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده (Continental arc) واقع می‌شوند (شکل ۱۳-ب). نسبت‌های $Zr/Y > 3$ در نمونه‌ها سازگار با گروه قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند (جدول ۳). بنابراین، محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه قوس‌های حاشیه فعال قاره

را نشان می‌دهند. همچنین، وجود فازهای آمفیبول یا فلوگوپیت در منشأ و مذاب نیز بر اساس نسبت‌های Rb/Sr و Nb/Th (شکل ۱۲) را می‌توان بررسی کرد، به‌ویژه که نسبت Nb/Th شاخصی از سازگاری بیشتر عنصر Nb در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت (Ionov et al., 1997) بوده، نیز تحرک کم این عناصر در طی دگرسانی را نشان می‌دهد. با توجه به این نکته، تنها فاز فلوگوپیت در نمونه‌ها می‌تواند حضور داشته باشد و نسبت پایین Nb/Th نشان‌دهنده عدم حضور فاز آمفیبول در محل منشأ است.



شکل ۱۱- محاسبه میزان درصد ذوب‌بخشی (اقتباس از Aldonmaz و همکاران، ۲۰۰۶) در این نمودارها نمونه‌های محدوده مورد بررسی در محدوده گارنت لزلولیت با ۱-۵ درصد ذوب‌بخشی قرار می‌گیرند.



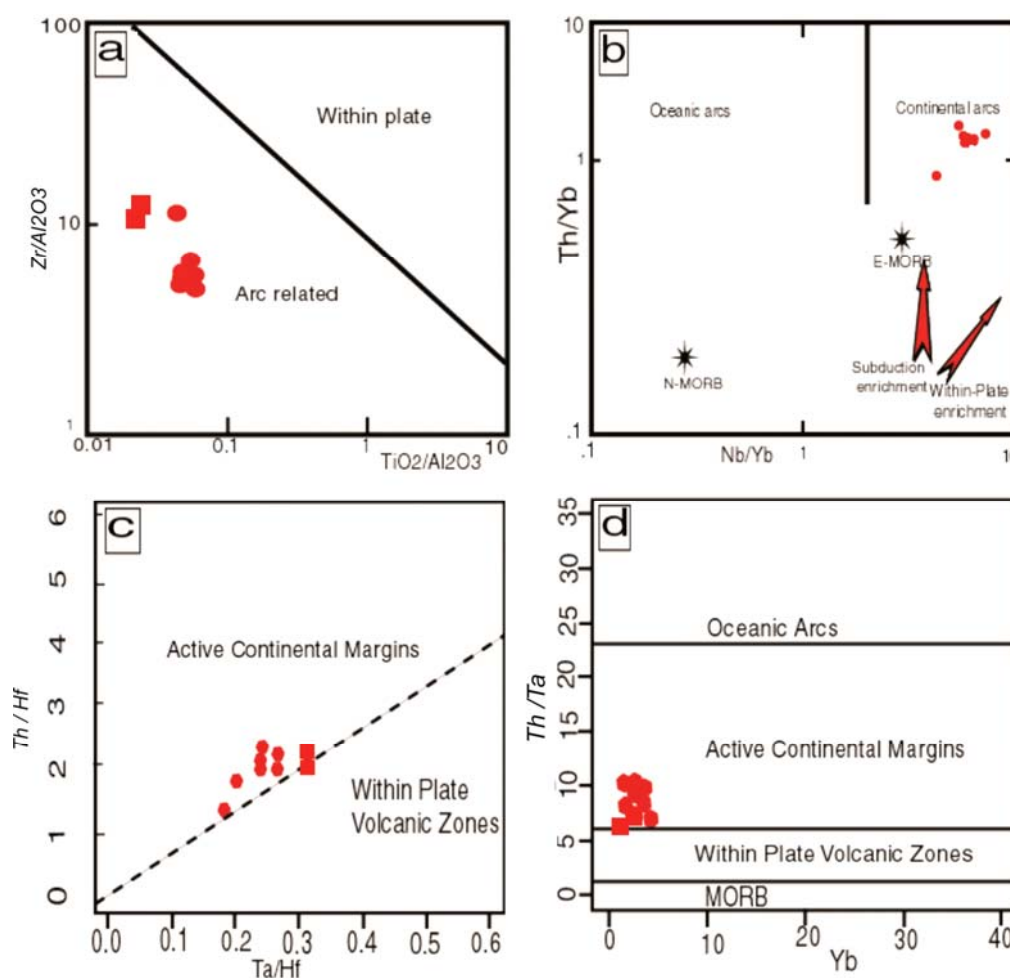
شکل ۱۲- نمونه‌های محدوده در محدوده وجود فاز فلوگوپیت در منشأ قرار می‌گیرند (Furman and Graham, 1999).

(Active continental margin) ناشی از فرورانش

بوده است (شکل‌های ۱۳- c و ۱۳- d).

این نکته با وجود سنگ‌های سیلیسی (داسیتی- ریولیتی) به صورت مواد آذرآواری در حاشیه فعال قاره

(Rendeng et al., 2006) نیز تأیید می‌شود. با توجه به همراهی گنبد‌های ریولیتی با گدازه‌های مورد مطالعه در منطقه، به نظر می‌رسد که نمونه‌ها متعلق به حاشیه فعال قاره هستند.



شکل ۱۳- (a) تشخیص محیط‌های تکتونیکی نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در محدوده مرتبط با کمان (اقتباس از Muller و Groves، ۱۹۹۷)، (b) کمان‌های قاره‌ای و فرورانشی غنی‌شده (اقتباس از Sun و McDonough، ۱۹۸۹)، (c) و (d) حواشی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (اقتباس از Schandle و Gorton، ۲۰۰۲). سنگ‌های اسیدی با علامت مربع و سنگ‌های آندزیت بازالیتی با علامت دایره مشخص شده‌اند.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت بازالیتی، داسیت و ریولیت هستند که به‌طور متناوب با سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. نمونه‌های مطالعه شده دارای بافت میکرولیتیک پورفیری، پورفیری و هیالوپورفیری

هستند. کانی‌های اصلی سنگ‌ها، شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، سانیدین و کانی‌های فرعی، شامل الیوین، هورنبلند و بیوتیت، که به‌صورت فنوکریست هستند. بافت غربالی و زونینگ و سرسپته شدن در پلاژیوکلاز، آیدینگزپته شدن و بافت گلوموپورفیریک در الیوین‌ها،

بوده، پایین بودن Ce/Pb و بالابودن نسبت Th/U در نمونه‌های منطقه، همچنین، مقادیر پایین نسبت‌های Nb/La (کمتر از ۰/۷) و Sr/Ce بالا (بیش از ۵) است. این سنگ‌ها ویژگی‌های ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق‌شده از گوشته غنی‌شده با حدود ۱ تا ۵ درصد ذوب‌بخشی با منشأ گارنت‌لرزلولیت را نشان می‌دهند. تغییرات نسبت Rb/Sr و Nb/Th در این سنگ‌ها شاخصی از احتمال وجود فاز فلوگوپیت در منشأ است. از نظر محیط تکتونیکی تشکیل، این سنگ‌های در محدوده کمان ماگمایی و حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند. این نکته با وجود سنگ‌های سیلیسی (داسیتی - ریولیتی) به صورت مواد آذرآواری در حاشیه فعال قاره نیز تأیید می‌شود.

سپاسگزاری

از آقای دکتر مؤذن به خاطر راهنمایی‌ها و پیشنهادهای ارزنده ایشان تشکر و سپاسگزاری می‌کنیم.

ماکل در پیروکسن‌ها و اپاسیته شدن هورنبلند در نمونه‌های داسیتی بر اثر ناپایداری آمفیبول و کاهش فشار بخار آب در سنگ‌های منطقه دیده می‌شوند. با توجه به شواهد به دست آمده، سرشت ماگمایی سنگ‌های منطقه کالک‌آلکالن تا شوشونیتی است. الگوی عناصر کمیاب حاکی از غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک LREE نسبت به عناصر کمیاب سنگین HREE است. روند تغییرات عناصر کمیاب هم‌روند بوده که این امر بر هم منشأ بودن آن‌ها دلالت می‌کند. مقادیر بالای نسبت‌های $LREE/HREE$ و $LILE/HFSE$ و آنومالی منفی TNT از جمله ویژگی‌های سنگ‌های مورد مطالعه است که می‌توان آن را به سنگ‌های مرتبط با قوس‌های آتشفشانی نسبت داد. غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی از (Nb, Ti) HFSE و HREE از ویژگی‌های ماگماتیسم زون فرورانش است. شاخص‌های احتمالی آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های مورد مطالعه، شامل نسبت‌های عناصر K/P و La/Nb که برابر ۶/۵ تا ۴۳ و ۱/۷ تا ۲/۶۸

منابع

- آقاباتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- باباخانی، ع. (۱۳۷۵) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میانه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- حاج‌علیلو، ب. (۱۳۸۵) اکتشافات مقدماتی کانی‌ها و سنگ‌های نیمه‌قیمتی در استان آذربایجان شرقی. طرح پژوهشی دانشگاه پیام‌نور تبریز، آذربایجان شرقی، ایران.
- کمالی، ا.ا. (۱۳۸۹) بررسی پتروولوژی و پتروگرافی منطقه آتشفشانی شمال روستای قواق عمولر، جنوب شرق میانه (شمال غرب ایران). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، آذربایجان شرقی، ایران.
- کمالی، ا.ا.، پیروج، ه. و حیدری، م. (۱۳۸۹) پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی قلعه‌دختر میانه (شمال غرب ایران). چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی پیام‌نور مشهد، مشهد، خراسان رضوی، ایران.
- کمالی، ا.ا.، مؤید، م.، عامری، ع.، جهانگیری، ا.، عامل، ن.، پیروج، ه. و نیک‌خواه، ط. (۱۳۸۹) مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی قره زیارت میانه (شمال غرب ایران). هجدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، تبریز، آذربایجان شرقی، ایران.

لطفی، م. (۱۳۵۴) بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی منطقه‌ی شمال - شمال شرق میانه (آذربایجان خاوری). پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

نبوی م. ح. (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

Abdel-Fattah, M. A. and Philip, E. N. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine* 141(5): 545–563.

Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y. (1997) Triassic and associated rocks of the Nakhla and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnant of the southern Turanian active continental margin. *Geological Society of America Bulletin* 109: 1563-1575.

Aldanmaz, E., Koprubasi, N., Gurer, O. F., Kaymakci, N. and Gournaud, A. (2006) geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos* 86(1–2): 50–76.

Barragan, R., Geist, D., Hall, M. , Larson, P. and Kurz, M. (1998) Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet Scientific Letters* 154: 153–166.

Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. and Mazzuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 450-462.

Fitton, J. F., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96: 13693–13711.

Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic province. *Lithos* 48: 237-262.

Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) from continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.

Gouragaud, A. and Vincent P. M. (2003) Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129: 261-290.

Ionov, D. A. and Hofmann, A. W. (1997) Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth Planet Scientific Letters* 131: 341-356.

Jahangiri, A. (2007) Post collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and Geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.

Jung, S., Mezger, K. and Hoernes, S. (2004) Shear zone- related syenites in the Damara belt (Namibia): the role of crustal contamination and source composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148: 104- 121.

Kamali, A. A., Ameri, A., Moayyed, M., Pirooj, H., Mehri, M. and Nickhah, T. (2010) Asymmetrical effect of fluid on the mineralogical, geochemical and fabric changing of perlitic and bedded rocks of NW of Iran (SE of Mianeh Area). *The First International Applied Geological Congress*, Mashhad, Iran.

Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38–56.

- Krauskopf, K. P. and Bird, D. K. (1976) Introduction to geochemistry. McGraw Hill.
- Le Bas M. J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanetling B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2001) The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1-76.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1991.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K. (1995) the source regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 36: 133-159.
- Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. and Hassanen, M. A. (2000) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. *International Journal of Earth Science* 88: 764-777.
- Muller, D., Rock, N. M. S., Groves, D. I. (1997) Geochemical discrimination between shoshnitic potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 259-287.
- Nelson, S. T. and Montana A. (1992) Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242- 1249.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R. S. Trorpe (Ed.): *Andesite*. Wiley Chichester.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C. J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich 230-249.
- Rendeng, S., Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T. and Hirata, T. (2006) Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, northern Tibet plateau: Evidence for ocean-continent subduction preceding continent-continent Subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 28: 151-159.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons Inc, New York.
- Rudnic, R. L. and Gao, S. (2004) Composition of the continental crust. In: R. L., Rudnic (Ed.): *Treatise on Geochemistry, the Crust*. Elsevier Pergamon.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks: Their genesis, composition, Classification and their relation to Ore – deposits*, 3rd edition. John Wiley Sons, New York.
- Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237-243.
- Soesoo, A. (2000) Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Lachlan fold belts. *Australia Journal of the geological Society London*.
- Stewart, M. L. and Pearce, T. H. (2004) Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *American Mineralogist* 89: 348-351.
- Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettel, B., Hofmann, A. W. (1996) Fluid and melt related enrichment in the sub arc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts. *Geology* 24: 587-590.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of basalt: implications for mantle composition and processes. In: A. D., Saunders and M. J., Norry (Eds.): *Magmatism in ocean basins*. *Geology Society Special Publication London* 42: 313-345.

- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. and Hendry, G. L. (1983) Continental flood basalts. In: C. J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich 158–185.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. and Siebel, W. (1999) Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Science* 12: 135-155.
- Winter, J. D. (2001) *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Scientific Letters* 50: 11-30.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannucci, R. (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 107-122.

The petrography and geochemistry of volcanic rocks of Ghaflankuh, Myaneh (NW Iran)

**Amin Allah Kamali, Mohssen Moayyed *, Ahmad Jahangiri
Nasir Amel, Hadi Pirooj and Ali Ameri**

Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The study area is a part of the western Alborz-Azarbaijan magmatic belt. The main outcrops in Ghaflankuh are including alternative andesite lava, andesite-basalt, trachy-andesite and related tuffs. This sequence is covered by acidic domes and in some areas by acidic lavas and ignimbrites. Olivine, clinopyroxene, hornblende, biotite, plagioclase, quartz and sanidin are the major minerals of the studied rocks, displaying hyalo-porphyric, microlithic and porphyry and glomero-porphyry textures. The mafic to intermediate lavas have andesi-basalt and felsic rocks have rhyolitic composition. The mafic to intermediate magmas are low-K and metaluminous with significant enrichment in LREE in compare to HREE, as well as Sr, K and display depletion in Pb, P, Pr, Zr, Y, Nb and Ti. The negative anomaly of Ta, Nb, and Ti in these rocks is similar to subduction related rocks. These lavas are produced from differentiation of magma derived from enriched- mantle with 1-5 percent partial melting of garnet-lehrzomite. The variations of Rb/Sr, Nb/Th imply for the presence of phlogopite (glimeritic veins) in the source. The high ratios of K/P (6.5-43) and La/Nb (1.7-2.8) point to contamination of magma with crustal materials. This sequence is evolved in an active continental arc environment.

Key words: Ghaflankuh, Andesite-basalt, Subduction, Partial melting, Contamination

* moayyed@tabrizu.ac.ir