مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال هجدهم، شماره‌ی ۲، تابستان ۸۹، از صفحه‌ی ۱۶۷ تا ۱۸۰

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

بررسی جایگاه زمین ساختی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی پسا ائوسن منطقه‌ی اباذر (شمال شرق قزوین)

گلاره رحیمی[۱]، علی کنعانیان[۱]*، عباس آسیابانها[۲]

۱- دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین

(دریافت مقاله: ۸۸/۵/۹ ، نسخه نهایی: ۸۸/۹/۱۶)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی بعد از ائوسن البرز در شمال‌شرق قزوین شامل گدازه‌هایی با ترکیب ریولیت، تراکی‌داسیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، تراکی‌بازالت و بازالت با بافت پرفیری، سنگ‌های آذرآواری و برش‌های آتشفشانی سرخ رنگند که همه‌ی آن‌ها روی توف‌ها و آذرآواری‌های ائوسن قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها نسبت به MORB از عناصر LILE غنی و از عناصر HFSE تهی شده‌اند و ویژگی‌های سنگ‌های آهکی-قلیایی وابسته به قوس‌های آتشفشانی را نشان می‌دهند. بی هنجاری‌های منفی عناصر Ti و Nb و غنی‌شدگی از عناصر گروه LILE دلیلی بر خاستگاه ماگمای به وجود آورنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی با درجه‌ی پائین یک گوشته‌ی غنی شده در بالای یک زون فرورانش است. سنگ‌های ریولیتی تا آندزیتی برخلاف سنگ‌های بازالتی، بی‌هنجاری منفی Ba دارند که این امر از ویژگی‌های پوسته‌ی فوقانی و شاخص محیط‌های با پتاسیم بالا محسوب می‌شود و دلالت بر نقش ذوب‌بخشی پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی در شکل گیری این سنگ‌ها دارد.

واژه‌های کلیدی: *پسا ائوسن، بازالت، ریولیت، قوس آتشفشانی، آهکی- قلیایی.*

مقدمه

منطقه‌ی مورد بررسی در ۱۵ کیلومتری شمال شرقی قزوین، بین عرض‌های جغرافیایی ′۱۵ °۳۶ تا ′۳۰ °۳۶ شمالی و طول‌های جغرافیایی ″۳۹ ′۰۸ °۵۰ تا ″۲۴ ′۲۰ °۵۰ شرقی واقع شده است (شکل ۱). مناسب‌ترین راه دسترسی به منطقه از طریق بزرگراه تهران- قزوین، خروجی جاده‌ی الموت در ۸ کیلومتری روستای کورانه است. گستره‌ی مورد بررسی از نظر تقسیمات زمین‌ساختی بخش کوچکی از زون گسترده‌ی البرز غربی را تشکیل می‌دهد [۱]. قدیمی‌ترین سنگ‌های این گستره، سنگ‌های آتشفشانی نوار پالئوژن هستند که از نظر تقسیمات چینه‌شناسی معادل سازند کرج محسوب می‌شوند [۲، ۳]. سنگ‌های آتشفشانی نوار پالئوژن چهارگوش قزوین- رشت توسط [۲]، به سه فاز مجزا به شرح زیر تقسیم شده‌اند:

۱- توف‌های اسیدی و آندزیتی و گلسنگ‌های توفی به سن احتمالی ائوسن

۲- گدازه‌های بازی به سن احتمالی الیگوسن

۳- گدازه‌های آندزیتی شیشه‌ای به سن احتمالی الیگوسن

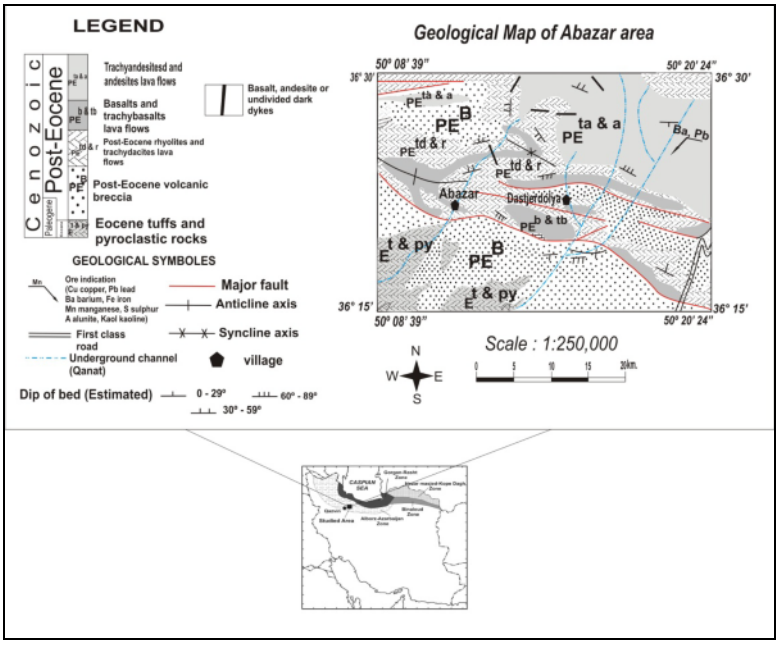
به عقیده‌ی [۲]، گدازه‌های فاز ۳ تنها در بخش غربی قزوین رخنمون دارند، ولی در بخش شمال شرقی قزوین نیز به صورت گنبدهای ریوداسیتی پراکنده روی گدازه‌های فاز ۲ قرار می‌گیرند. بر اساس بررسی‌های صحرایی می‌توان گفت که در منطقه‌ی مورد بررسی تنها سنگ‌های آتشفشانی فاز ۱ نوار

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

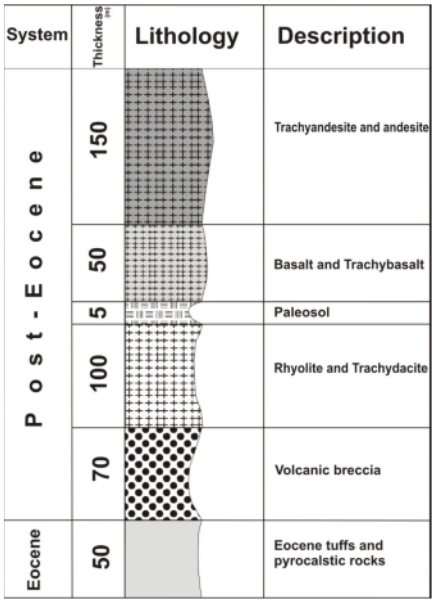
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۴۸۰۹۷۴، نمابر: ۶۶۴۹۱۶۲۳ (۰۲۱)، پست الکترونیکی: kananian@khayam.ut.ac.ir

پالئوژن معرفی شده توسط آنلز و همکاران [۲]، رخنمون داشته و به نظر می‌رسد آتشفشانی دیگری متفاوت با مناطق مجاور [۴، ۵] رخ داده است، به طوری که پس از فعالیت ماگمایی پالئوژن، واحدهای آتشفشانی و آذرآواری متنوعی روی آذرآواری‌های ائوسن (فاز ۱) قرار گرفته‌اند. این رشته آتشفشانی جوان در منطقه‌ی اباذر، به‌صورت یک واحد برش آتشفشانی و سپس روانه‌های آذرآواری ریولیتی و تراکی‌داسیتی و گدازه‌های بازالتی تا تراکی‌بازالتی رخنمون دارند و در ادامه، این مجموعه به گدازه‌های تراکی‌آندزیتی تا آندزیتی که معرف جوانترین فاز ماگمایی در این منطقه است (شکل ۲)، تبدیل می‌شوند.

در این مقاله تلاش شده است تا با تکیه بر اطلاعات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناختی و نیز نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته روی توف‌های ائوسن، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌زایی این گدازه‌ها مورد بررسی قرار گیرد.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی (با تغییرات اندک از [۲]).



[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

شکل ۲ ستون چینه‌شناسی نموداری از سنگ‌ها و گدازه‌های منطقه‌ی مورد بررسی.

روش مطالعه

پس از انجام بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری از سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی، بین ۱۱۰ مقطع نازک میکروسکوپی که به منظور شناسایی ترکیب سنگ‌شناسی و روابط بافتی تهیه و مورد بررسی قرار گرفت، و تعداد ۱۶ نمونه از سالمترین گدازه‌های منطقه (با کمترین میزان دگرسانی) برای آنالیزهای ژئوشیمیایی به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شدند و عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱).

جدول ۱ نتایج آنالیزهای شیمیایی گدازه‌های شمال شرقی قزوین به روش ICP-MS.

نام سنگ	ریولیت	ریولیت	تراکی داسیت	تراکی داسیت	تراکی بازالت	تراکی بازالت	تراکی بازالت	تراکی بازالت
شماره نمونه	S11TR1	S2TR2	S2TR4	S11TR2	D-Ab-1	S4R19	S4R4	S5BR10
Wt٪								
SiO_2	۴٫۷۳	۷٫۶۹	۲٫۶۸	۲٫۶۸	۹٫۴۶	۳٫۴۹	۴٫۵۱	۸٫۴۷
Al_2O_3	۷٫۱۲	۹۵٫۱۲	۱٫۱۵	۵۵٫۱۴	۸۵٫۱۶	۱٫۱۸	۵۵٫۱۷	۱٫۱۷
Fe_2O_3	۶۲٫۲	۶۴٫۲	۲۲٫۳	۱۲٫۳	۳۵٫۱۰	۲٫۱۰	۹۷٫۸	۵۹٫۹
CaO	۶٫۱	۷۱٫۲	۰۷٫۲	۹۶٫۱	۰۷٫۷	۵۳٫۷	۸۱٫۸	۵۲٫۹
MgO	۵۲٫۰	۵۳٫۰	۶۲٫۰	۶٫۰	۶۳٫۴	۲۲٫۳	۸۳٫۳	۷۵٫۲
Na_2O	۹۹٫۲	۱۵٫۳	۹۸٫۳	۷۸٫۳	۵۳٫۳	۹٫۲	۳۱٫۳	۶۶٫۲
K_2O	۶۲٫۴	۶۱٫۴	۵۳٫۴	۳۱٫۴	۴٫۲	۰۲٫۳	۵۴٫۲	۳
TiO_2	۳۴٫۰	۳۳٫۰	۴۲٫۰	۴٫۰	۵٫۱	۰۸٫۱	۹۶٫۰	۰۲٫۱
MnO	۰۹٫۰	۰۹٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱۴٫۰	۱۶٫۰	۱۳٫۰	۱۴٫۰
P_2O_5	۱۳٫۰	۱۲٫۰	۱۴٫۰	۱۴٫۰	۲۸٫۰	۳۹٫۰	۳۸٫۰	۳۷٫۰
LOI	۶۷٫۰	۳۹٫۲	۳۸٫۱	۷۹٫۰	۱۹٫۶	۶۸٫۳	۷۸٫۱	۳۰٫۵
TOTAL	۸٫۹۹	۳٫۹۹	۹٫۹۹	۱٫۹۸	۱۰۰	۷٫۹۹	۷٫۹۹	۴٫۹۹
ppm								
Ba	۵۷۴	۵۹۶	۶۸۹	۶۸۵	۵۹۵	۷۲۳	۶۸۳	۸۷۹
Ce	۱٫۵۱	۶٫۵۲	۶۰	۲٫۵۹	۸٫۳۸	۴٫۴۴	۴٫۵۲	۴٫۴۱
Co	۴٫۳	۵٫۳	۴٫۴	۴٫۴	۷٫۳۰	۷٫۲۷	۷٫۲۶	۴٫۲۵
Cr	۱۰›	۱۰›	۱۰›	۱۰›	۵۰	۱۰	۴۰	۱۰
Dy	۵۳٫۳	۶۱٫۳	۲۷٫۴	۲۷٫۴	۷۱٫۳	۹۲٫۴	۸٫۴	۵٫۴
Er	۳۱٫۲	۳۸٫۲	۸۳٫۲	۸٫۲	۹٫۱	۷۸٫۲	۶۵٫۲	۵۳٫۲
Eu	۹۱٫۰	۹۱٫۰	۱۵٫۱	۰۹٫۱	۵۳٫۱	۸۷٫۱	۷۶٫۱	۶۹٫۱
Gd	۹۹٫۳	۱۴٫۴	۸۷٫۴	۸۶٫۴	۵۳٫۴	۸۷٫۵	۰۳٫۶	۵۷٫۵
Hf	۱٫۵	۴٫۵	۱٫۶	۲٫۶	۵٫۲	۸٫۲	۵٫۳	۴٫۲
Ho	۷۴٫۰	۷۶٫۰	۹٫۰	۸۹٫۰	۷۱٫۰	۹۹٫۰	۹۴٫۰	۸۹٫۰
La	۵٫۲۶	۲۷	۳٫۳۱	۳۱	۶٫۱۸	۳٫۲۲	۸٫۲۵	۹٫۱۹
Lu	۴٫۰	۴٫۰	۴۶٫۰	۴۷٫۰	۲۶٫۰	۳۷٫۰	۳۶٫۰	۳۴٫۰
Nb	۱۴	۶٫۱۴	۷٫۱۶	۴٫۱۶	۹	۱٫۷	۹٫۹	۶٫۶
Nd	۹٫۲۰	۲٫۲۱	۹٫۲۴	۵٫۲۴	۴٫۱۹	۴٫۲۵	۶٫۲۷	۳٫۲۳
Pr	۷۹٫۵	۹۲و۵	۸۴٫۶	۸۲٫۶	۶۷٫۴	۹۷٫۵	۷۵٫۶	۴۶٫۵
Rb	۵٫۱۲۷	۵٫۱۲۶	۱۳۱	۵٫۱۳۰	۹٫۵۸	۷۷	۵٫۶۶	۶٫۷۵
Sm	۹۵٫۳	۹۵٫۳	۶۵٫۴	۷٫۴	۳۷٫۴	۸۵٫۵	۹۸٫۵	۴۱٫۵
Sr	۱۸۱	۵٫۱۸۹	۲۴۴	۲۳۹	۶۴۸	۵۹۶	۶۳۴	۵۱۹
Ta	۱	۱٫۱	۲٫۱	۲٫۱	۵٫۰	۴٫۰	۶٫۰	۴٫۰
Th	۷٫۱۳	۰۵٫۱۴	۶۵٫۱۵	۷۵٫۱۵	۹۴٫۲	۹۳٫۴	۳۸٫۶	۴٫۴
Tm	۳۹٫۰	۳۶٫۰	۴۳٫۰	۴۴٫۰	۳۱٫۰	۳۸٫۰	۳۷٫۰	۳۴٫۰
Y	۴٫۱۹	۱٫۲۰	۲٫۲۳	۲۳	۲٫۱۸	۲۴	۱٫۲۴	۵٫۲۲

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

Yb	۴۹٫۲	۵٫۲	۹۷٫۲	۸۷٫۲	۸۲٫۱	۴٫۲	۳۹٫۲	۲۱٫۲
Zr	۱۹۲	۲۰۳	۲۳۴	۲۳۳	۹۷	۱۰۱	۱۳۴	۹۳

ادامه جدول ۱

نام سنگ	بازالت	تراکی آندزیت	تراکی آندزیت	تراکی آندزیت	تراکی آندزیت	تراکی آندزیت	آندزیت	آندزیت
شماره نمونه	S5BR7	S6R4	R36	R44	S6R5	S6R7	S7BR1	S8BR1
Wt٪								
SiO_2	۱٫۵۱	۳٫۵۷	۲٫۵۷	۴٫۵۷	۹٫۵۶	۲٫۵۸	۳٫۵۹	۱٫۵۹
Al_2O_3	۵٫۱۷	۱۸	۱۸	۰۵٫۱۸	۸٫۱۷	۱٫۱۸	۸۵٫۱۵	۹۵٫۱۵
Fe_2O_3	۵۸٫۹	۲۷٫۶	۲۷٫۶	۵۹٫۶	۲۲٫۶	۳۸٫۶	۱۴٫۶	۱۶٫۶
CaO	۵۱٫۹	۴۹٫۵	۶۷٫۵	۷۹٫۵	۷٫۵	۶۶٫۵	۳۸٫۵	۴٫۵
MgO	۳٫۴	۸۶٫۱	۰۸٫۲	۷۶٫۱	۹۶٫۱	۲	۹٫۲	۹۲٫۲
Na_2O	۹۸٫۲	۰۶٫۴	۰۲٫۴	۰۶٫۴	۰۲٫۴	۱٫۴	۹۸٫۳	۵۹٫۳
K_2O	۸۱٫۱	۸۳٫۲	۷۶٫۲	۷۶٫۲	۸۲٫۲	۸۸٫۲	۹٫۱	۳۴٫۲
TiO_2	۰۳٫۱	۶۱٫۰	۶۳٫۰	۶۴٫۰	۶۱٫۰	۶۱٫۰	۷۴٫۰	۷۵٫۰
MnO	۱۶٫۰	۱۱٫۰	۰۹٫۰	۱٫۰	۱۱٫۰	۱۱٫۰	۱۱٫۰	۱۲٫۰
P_2O_5	۳۲٫۰	۳۴٫۰	۳۶٫۰	۳۵٫۰	۳۴٫۰	۳۴٫۰	۲۲٫۰	۲۱٫۰
LOI	۲۷٫۱	۰۶٫۲	۷۵٫۱	۲۷٫۲	۲۷٫۲	۳۹٫۱	۱۷٫۲	۱۰٫۲
TOTAL	۷٫۹۹	۱٫۹۹	۹۹	۹٫۹۹	۹۹	۱۰۰	۸٫۹۸	۸٫۹۸
ppm								
Ba	۶۰۶	۸۴۴	۸۴۱	۸۱۲	۱۰۸۵	۱۹۲۰	۶۳۲	۶۴۱
Ce	۹٫۳۴	۲٫۵۸	۹٫۵۳	۸٫۵۵	۷٫۵۷	۱٫۵۸	۵۳	۵۷
Co	۹٫۲۷	۷٫۱۲	۷٫۱۲	۳٫۱۲	۲٫۱۳	۷٫۱۲	۶٫۱۶	۸٫۱۶
Cr	۵۰	۱۰	۱۰	۲۰	۱۰	۱۰	۳۰	۳۰
Dy	۲۳٫۴	۰۱٫۴	۰۸٫۴	۲۵٫۴	۱٫۴	۱۶٫۴	۱۷٫۴	۲۵٫۴
Er	۴۵٫۲	۵۶٫۲	۴۷٫۲	۶۴٫۲	۶٫۲	۵۳٫۲	۵۱٫۲	۵۶٫۲
Eu	۴۹٫۱	۵۶٫۱	۶٫۱	۵۶٫۱	۵۵٫۱	۵۹٫۱	۱۹٫۱	۱۴٫۱
Gd	۷۸٫۴	۱۲٫۵	۱۷٫۵	۱۸٫۵	۱۹٫۵	۲۳٫۵	۸۹٫۴	۷۴٫۴
Hf	۵٫۲	۱٫۴	۲٫۴	۲٫۴	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۵	۵٫۵
Ho	۸۸٫۰	۸۵٫۰	۸۴٫۰	۸۷٫۰	۸۴٫۰	۸۵٫۰	۸۶٫۰	۸۸٫۰
La	۱٫۱۷	۷٫۲۹	۱٫۲۸	۲٫۲۸	۵٫۲۹	۶٫۲۹	۶٫۲۶	۹٫۲۸
Lu	۳۵٫۰	۳۸٫۰	۳۹٫۰	۴۱٫۰	۴۱٫۰	۴۱٫۰	۳۹٫۰	۳۸٫۰
Nb	۱٫۷	۱٫۱۲	۹٫۱۱	۹٫۱۱	۹٫۱۱	۲٫۱۲	۲٫۱۳	۱٫۱۳
Nd	۳٫۱۹	۲۷	۹٫۲۵	۶٫۲۶	۷٫۲۶	۸٫۲۶	۲۴	۴٫۲۵
Pr	۶۱٫۴	۰۷٫۷	۷۶٫۶	۸۳٫۶	۹۳٫۶	۷	۲۹٫۶	۶٫۶
Rb	۴۶	۲٫۷۷	۹٫۷۲	۱٫۷۳	۵٫۷۶	۷٫۷۸	۵٫۱۱۱	۱۶۹
Sm	۵۱٫۴	۲۸٫۵	۰۳٫۵	۱۹٫۵	۲۳٫۵	۰۸٫۵	۷۸٫۴	۸۸٫۴
Sr	۵۴۹	۵۸۰	۵۷۷	۵۹۱	۵۹۰	۶۱۳	۳۸۸	۴۰۳
Ta	۴٫۰	۷٫۰	۷٫۰	۷٫۰	۷٫۰	۷٫۰	۹٫۰	۱
Th	۰۵٫۴	۴۷٫۷	۵٫۷	۵۱٫۷	۲۷٫۷	۳۸٫۷	۴٫۱۱	۷٫۱۱
Tm	۳۵٫۰	۳۶٫۰	۳۶٫۰	۳۷٫۰	۳۸٫۰	۳۷٫۰	۳۶٫۰	۳۹٫۰
Y	۴٫۲۱	۱٫۲۲	۲٫۲۱	۲٫۲۲	۲٫۲۲	۴٫۲۲	۳٫۲۲	۶٫۲۳
Yb	۲۳٫۲	۴۷٫۲	۴۹٫۲	۶۴٫۲	۴۹٫۲	۵۴٫۲	۵۱٫۲	۵۴٫۲
Zr	۹۶	۱۷۲	۱۶۷	۱۶۸	۱۶۸	۱۷۱	۱۹۸	۲۰۴

زمین‌شناسی و سنگ‌شناختی گدازه‌ها

سیمای غالب منطقه‌ی مورد بررسی را سنگ‌های آتشفشانی تیره و روشن، برش‌های آتشفشانی سرخ رنگ و نفوذی‌های نیمه عمیق (بیشتر دایک) تشکیل می‌دهند. چنانکه اشاره شد، تمامی گدازه‌ها روی سنگ‌های آذرآواری و توف‌های ائوسن قرار

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

داشته و در قاعده‌ی گدازه‌ها یک واحد لیتیک برش آتشفشانی سرخ تا زرد رنگ رخنمون دارد. از آن جا که حضور میکروفسیل‌هایی چون Nummulites Sp.، Discocyclina Sp و Actinocyclina Sp. به سن ائوسن در درون توف‌های آهکی موجود در قاعده‌ی برش‌های آتشفشانی زیر گدازه‌ها نشانگر یک محیط دریایی باز با شوری عادی است [۶]، بنابراین می‌توان گفت فوران توف‌ها در یک محیط زیر آبی انجام گرفته است. از طرف دیگر رخنمون برش‌های آتشفشانی در قاعده‌ی گدازه‌ها می‌تواند دال بر یک فوران هوایی با یک وقفه‌ی زمانی باشد. بنابراین به نظر می‌رسد که گدازه‌ها از لحاظ سنی جوانتر از ائوسن باشند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه از لحاظ سنگ‌شناسی و بر اساس نمودار SiO_2 نسبت به Na_2O+K_2O [۷] شامل بازالت، تراکی‌بازالت، ریولیت، تراکی‌داسیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌اند (شکل ۳) که به شرح آن‌ها می‌پردازیم.

روانه‌های ریولیتی و تراکی داسیتی

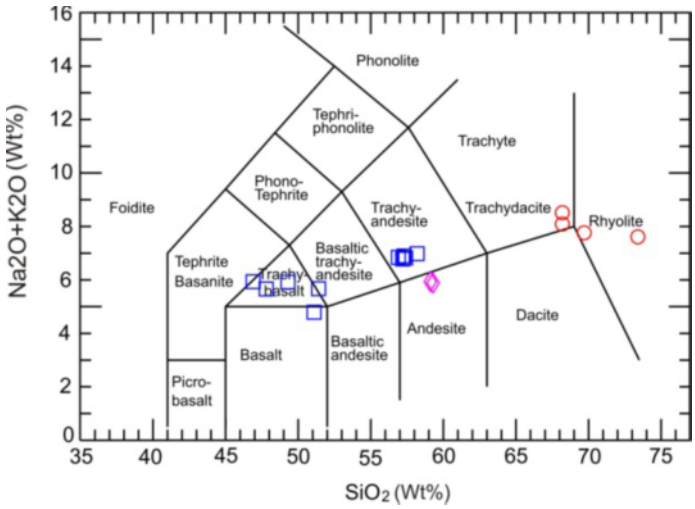
اولین واحد آتشفشانی از مجموعه‌ی آتشفشانی پسا ائوسن، یک نهشته‌ی آذرآواری است که با یک برش آتشفشانی حاوی خرده سنگ‌های فراوان در زمینه‌ای با بافت جریانی شروع شده و به یک روانه‌ی آذرآواری با بافت اوتاکسیتی تبدیل می‌شود. سنگ‌های اخیر در نمونه‌ی دستی به رنگ صورتی تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آن‌ها فلدسپار قلیایی، بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و مقدار کمی کلینوپیروکسن است.

فراوان‌ترین کانی مافیک سنگ، بلورهای بیوتیت هستند که به صورت میکروفنوکریست حضور دارند. این بلورها کشیده، سوزنی و گاهی ذوزنقه‌ای شکل‌اند. ابعاد این کانی‌ها ۲/۷۵- ۰/۶ میلیمتر بوده و ۶- ۲ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت‌ها دستخوش اکسایش شده و به‌رنگ قهوه‌ای تیره درآمده‌اند. پلاژیوکلاز و کوارتز نیز به‌صورت میکروفنوکریست دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها شاردهای فراوان با اشکال و ابعاد مختلفی به چشم می‌خورد که بین ۸۵-۸۰٪ حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۴ الف).

بازالت‌ها

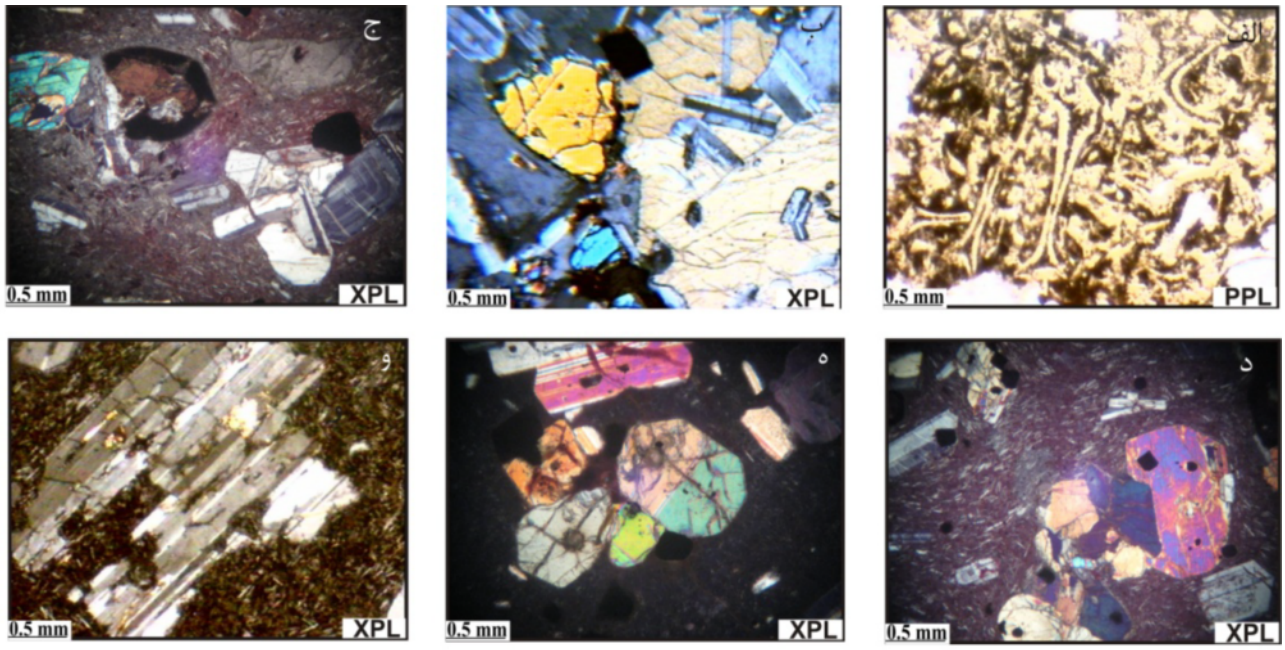
روی روانه‌های ریولیتی، گدازه‌های بازالتی به صورت روانه‌هایی متعدد با ضخامت‌های مختلف حدود ۵ تا ۷۰ متر رخنمون داشته و در رأس برخی از روانه‌ها دبی منشوری دیده می‌شود. بازالت‌ها در نمونه‌ی دستی به‌رنگ خاکستری تیره هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های کدر و یا شیشه‌ای قرار دارند. ازکانی‌های فرعی می‌توان به اکسیدهای آهن و از کانی‌های ثانویه نیز به کلریت، اپیدوت و کلسیت اشاره کرد. عموماً بافت پورفیریک با خمیره‌ی میکرولیتی و شیشه‌ای و در برخی نقاط بافت گلومروپورفیریک دارند. در بسیاری موارد، درشت بلورهای شکل‌دار به وسیله‌ی خمیره‌ی دربرگیرنده خورده شده و به واسطه‌ی حضور نفوذی‌هایی از کانی‌های دیگر، بافت پوئی‌کلیتیک نشان می‌دهند (شکل ۴ ب).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



شکل۳ نمودار SiO_2 نسبت به Na_2O+K_2O [۷] برای رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از: (الف) شاردهای شیشه‌ای فراوان با اشکال مختلف در ریولیت. (ب) بافت افیتیک (وجود نفوذی‌های پلاژیوکلاز، کدر و کلینوپیروکسن در فنوکریست‌های پیروکسن) در بازالت (ج) فنوکریست‌های آمفیبول با حاشیه‌ی سوخته (اپاسیتی شده) و پلاژیوکلاز دارای زونینگ در زمینه‌ای متشکل از میکرولیتهای پلاژیوکلاز با بافت نمدی در تراکی‌آندزیت. (د) بافت گلومروپرفیری و غربالی در بلور پلاژیوکلاز در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز با بافت جریانی در تراکی‌آندزیت. (ه). بلورهای اتومورف کلینوپیروکسن با ماکل تیغه‌ای در یک زمینه-ی شیشه‌ای در آندزیت. (و) آثار خوردگی در بلور پلاژیوکلاز در آندزیت.

تراکی بازالت‌ها

روی گدازه‌های بازالتی، گدازه‌های تراکی‌بازالتی به شکل توده‌ای و گاهی لایه لایه با ضخامت ۵ تا ۱۰ متر رخنمون دارند. در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی آن‌ها را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپار قلیایی، کانی‌های کدر و یا شیشه قرار دارند. کانی‌های فرعی آن‌ها اکسیدهای آهن و کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت هستند. مانند بازالت‌ها بافت پورفیریک با خمیره‌ی میکرولیتی و شیشه‌ای و در برخی نقاط بافت گلومروپورفیریک و روانه ای دارند. بافت غیرتعادلی مانند منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. سریسیتی شدن به مقدار بسیار اندک بلورهای این کانی را تحت تأثیر قرار داده است.

تراکی‌آندزیت‌ها

گدازه‌های تراکی‌آندزیتی به‌صورت روانه‌های گسترده و ضخیمی گدازه‌های ریولیتی و تراکی‌داسیتی را می‌پوشانند و یا در برخی نقاط در تماس بلافصل با برش‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. در نمونه‌های دستی این سنگ‌ها، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک خمیره‌ی ریز بلور دیده می‌شوند. رنگ نمونه‌ها از سرخ تیره تا ارغوانی متغیر است و آثار چرخش آبگون‌های آهن‌دار در شکستگی‌های آن‌ها مشاهده می‌شود. بافت‌های میکروسکوپی آنها پورفیری روانه‌ای و در برخی نقاط گلومروپورفیریک است. کانی‌های اصلی آن‌ها را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپار قلیایی، آمفیبول و بیوتیت (اکسیدشده یا سوخته) (شکل ۴ ج و د) و کانی‌های ثانویه را کلریت، کلسیت و سریسیت تشکیل می‌دهند. بلورهای آمفیبول در برخی از نمونه ها، ابعاد ۰/۲ تا ۱/۵ میلیمتری دارند و تا ۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها معمولاً از

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

حاشیه اکسید شده‌اند. گاهی شدت اکسایش به حدی زیاد است که از بلور آمفیبول اولیه چیزی باقی نمانده و بلور تماماً به اکسید آهن تبدیل شده است. بافت غیرتعادلی مانند منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند.

آندزیت‌ها

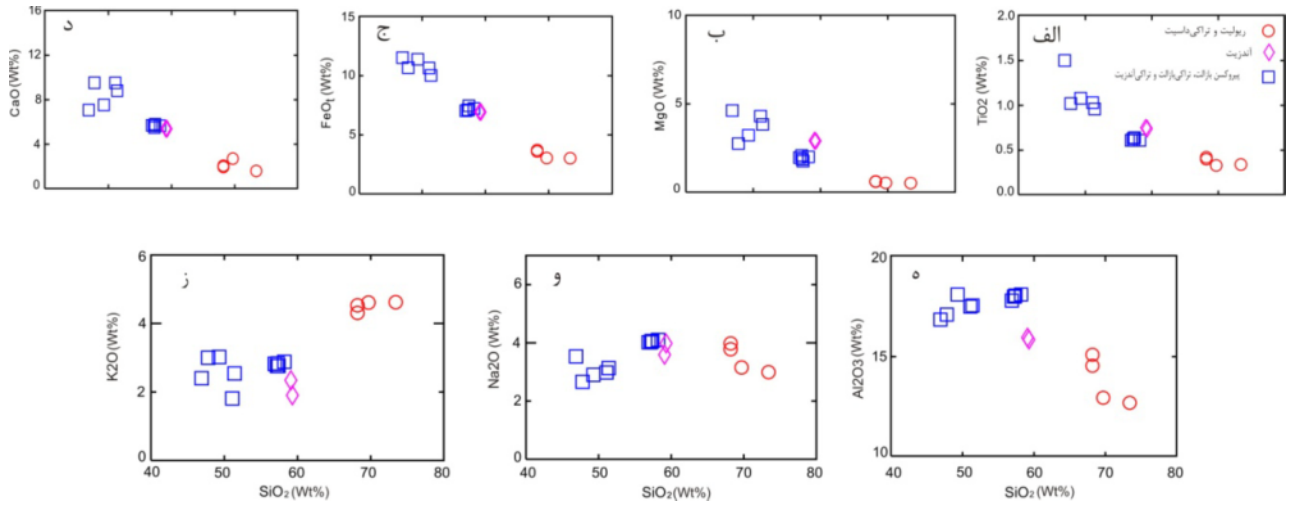
گدازه‌های آندزیتی در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری تا سیاه دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها بیشتر هیالوپورفیریک است و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای بسیار ریز از کانی‌های کدر و شیشه قرار دارند. در برخی از فنوکریست‌های خودریخت کلینوپیروکسن ماکل تیغه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۴ ه). اندازه‌ی درشت بلورهای پلاژیوکلاز گاه تا ۱۵ میلیمتر نیز می‌رسد ولی اندازه‌ی متوسط آنها ۵-۱۰ میلیمتر است. این بلورها ۷۰-۶۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده و آثار چرخش آبگون‌های آهن‌دار در شکستگی-های آن‌ها مشاهده می‌شود. بافت‌های غیر تعادلی مانند بافت غربالی و خلیج‌خوردگی نیز در درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۴ و). تحلیل رفتن یک فاز جامد در یک فاز شاره ای نشانه‌ی تحت اشباع بودن شاره‌ی یاد شده از آن فاز است. یعنی فازی که قبلاً به علت اشباع بودن در شاره‌ی اولیه از آن متبلور شده، به واسطه‌ی تغییر شرایط دستخوش انحلال شده است [۸]. تغییر ترکیب شاره‌ی معلول تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درونگیر و یا اختلاط با آبگون‌های دیگر است [۸]. زمینه نیز شامل بلورهای ریز کانی‌های کدر، شیشه و به مقدار خیلی کم کوارتز است. از کانی‌های ثانویه نیز کلسیت، کلریت و سریسیت را می‌توان نام برد. گدازه‌های تراکی‌آندزیتی و آندزیتی بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی، مبین جوانترین فاز ماگمایی در منطقه‌ی مورد بررسی است.

ژئوشیمی

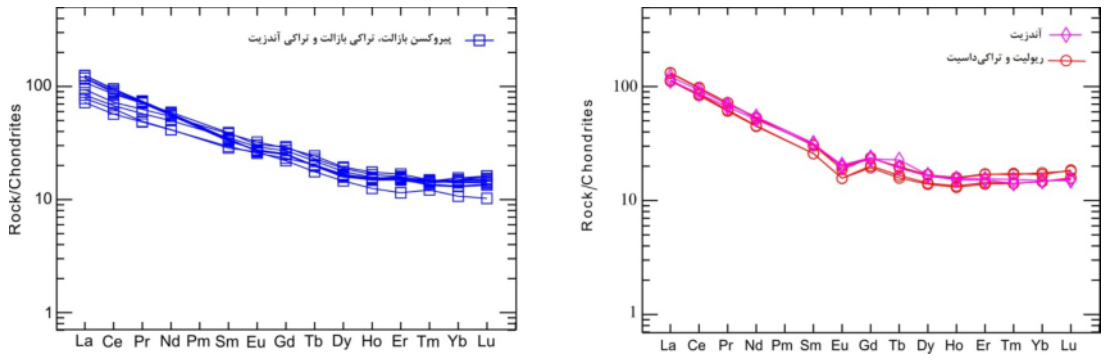
مطابق جدول ۱، مقدار SiO_2 سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی اباذر بین ۴۶/۹ تا ۵۱/۱ درصد وزنی در سنگ‌های بازالتی و تراکی‌بازالتی، ۶۹/۷ تا ۷۳/۴ درصد وزنی در سنگ‌های ریولیتی، ۶۸/۲ در سنگ‌های تراکی‌داسیتی و ۵۶/۹ تا ۵۹/۳ درصد وزنی در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی و آندزیتی متغیر است. در شکل ۵، تغییرات برخی عناصر اصلی نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه نمایش داده شده اند. چنانکه در شکل دیده می‌شود، مقادیر اکسیدهای TiO_2، FeO_t، MgO و CaO با افزایش مقدار SiO_2 روند نزولی نشان می‌دهند. اکسیدهای Na_2O و K_2O تغییرات مشخصی ندارند. مقدار Al_2O_3 نیز یک روند افزایشی را در سنگ‌های بازی و یک روند کاهشی را در سنگ‌های اسیدی منطقه نشان می‌دهد. ولی بین محتوای SiO_2 سنگ‌های بازی و سنگ‌های اسیدی و حدواسط، یک خلاء وجود دارد که این شواهد احتمالاً می‌تواند ناشی از وجود خاستگاه‌های متفاوت در این سنگ‌ها باشد.

در شکل ۶، الگوی توزیع عناصر نادرخاکی نمونه‌های منطقه نسبت به کندریت [۹] بهنجار شده است، بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌ها حدود ۱۰ تا ۱۰۰ برابر نسبت به کندریت از REEها غنی‌ترند. در این میان عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی شدگی بیشتری نسبت به انواع سنگین (HREE) نشان می‌دهند. توازی الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی سنگ‌های بازالتی، تراکی‌بازالتی و تراکی‌آندزیتی در این نمودارها، می‌تواند نشانه خاستگاه مشترک این سنگ‌ها باشد و به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها کم و بیش محصول تبلور و یا جدایش اندک یک ماگمای تحول یافته بازالتی مشتق شده از گوشته باشند، به طوری که مقدار Mg# در سنگ‌های مورد بررسی از ۱۳/۵۱ تا ۲۷/۷۸ است که یک ماگمای تحول یافته محسوب می‌شود [۱۰]. سنگ‌های ریولیتی و تراکی‌داسیتی، بر خلاف سنگ‌های بازالتی، تراکی‌بازالتی و تراکی‌آندزیتی، تهی‌شدگی از Eu ($Eu/Eu^*= 0.24$) نشان می‌دهند. تهی‌شدگی EU در سنگ‌های آذرین می‌تواند در اثر عواملی چون جدایش پلاژیوکلاز، فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط و یا باقی‌ماندن پلاژیوکلاز غنی از کلسیم در فاز تفاله باشد. با توجه به اسیدی بودن سنگ‌های ریولیتی و تراکی‌داسیتی منطقه، جدایش پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها بعید بوده و لذا می‌توان این بی‌هنجاری را به باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در فاز تفاله نسبت داد. از طرف دیگر تهی‌شدگی ضعیف سنگ‌های یاد شده از عناصر MREE معرف جدایش تیتانیت از آنهاست [۱۱].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



شکل ۵ تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به SiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی.



شکل ۶ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با کندریت [۹] برای نمونه‌های مورد بررسی.

بحث و بررسی

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مورب [۱۲]، سنگ‌های منطقه از عناصر LILE غنی شده و از عناصر HFSE تهی شده‌اند (شکل ۷) که این وضعیت شاخص سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس است [۱۳]. به اعتقاد [۱۴]، بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی آهکی- قلیایی مناطق کمانی در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه‌ی فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن به وجود می‌آید.

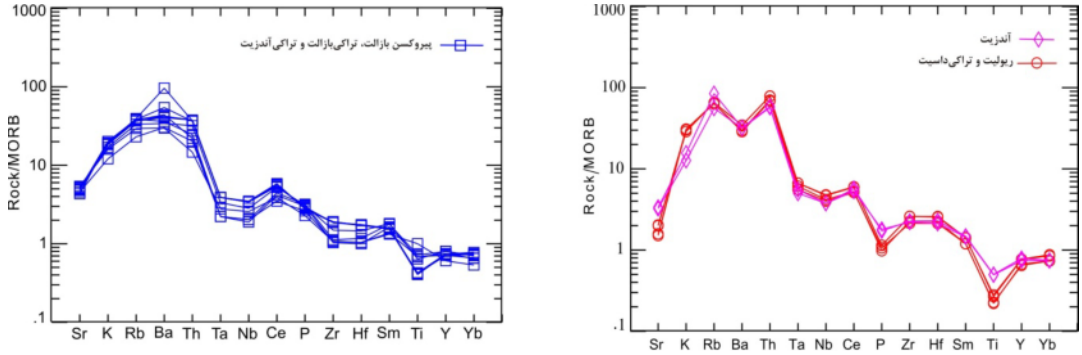
از طرفی وجود بی هنجاری‌های منفی عناصر Ti، Ta، Nb و P در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها، می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه‌ی فرورانش باشد [۱۵]. در مناطق فرورانش، شاره‌های آزاد شده از بخش فوقانی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی‌اند، به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شوند [۱۶]. نکته قابل توجه وجود بی هنجاری منفی Ba در سنگ‌های ریولیتی، تراکی‌داسیتی و آندزیتی است، که از ویژگی‌های پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی محسوب می‌شود [۱۱] و به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران [۱۵، ۱۷- ۱۹]، ایگنمبریت‌ها محصول آناتکسی پوسته‌ای در سطوح بالای پوسته‌ی قاره‌ای هستند. در حالی که گدازه‌های بازیک منطقه بر اساس شواهد ارائه شده در متن از ذوب بخشی گوشته سرچشمه گرفته‌اند و لذا نمی‌توان برای این دو گروه سنگی خاستگاه مشترکی در نظر گرفت. از طرف دیگر با توجه به رخنمون زیادتر سنگ‌های اسیدی نسبت به انواع بازی (شکل ۲)، احتمال ریشه گیری سنگ‌های اسیدی از ماگمای بازی ضعیف ارزیابی می‌شود.

بررسی‌های جدید نشان می‌دهد که میزان تهی‌شدگی Ba در سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند مستقل از درجه‌ی اشباع شدگی ماگمای سازنده‌ی آن‌ها از سیلیس و میزان شکل‌گیری آن باشد [۲۰]. همخوانی مثبت بی هنجاری‌های منفی Ba و P

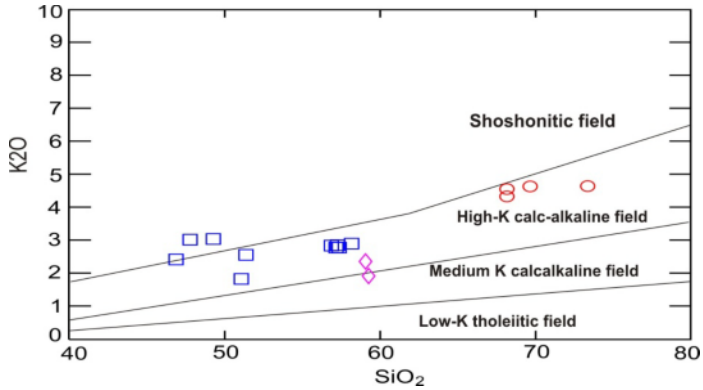
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

سنگ‌های آتشفشانی با بی‌هنجاری این عناصر در سنگ‌های ته‌نشستی ایتالیا به نقش سنگ‌های ته نشستی در تولید سنگ-های آتشفشانی نسبت داده شده است [۲۰]. به هر حال بی-هنجاری منفی Ba، شاخص محیط‌های با پتاسیم بالا بوده و خاص فازهای فلسیک است [۱۱].

نمونه‌های سنگی مورد بررسی در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۱] دارای ترکیب آهکی- قلیایی با پتاسیم بالا برای شرایط بازی تا شوشونیتی و نیز برای شرایط اسیدی و حدواسط هستند (شکل ۸) و روی نمودارهای مختلف تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه که بیشتر بر پایه‌ی فراوانی عناصر کمیاب طراحی شده‌اند [۲۲- ۲۷] نیز تماماً در قلمرو سنگ‌های آتشفشانی کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف تا و). برای تشخیص کمان ماگمایی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از نوع جزایر اقیانوسی، با استناد به بالا بودن نسبت Zr در نمونه‌ها (شکل ۱۰) می توان این کمان ماگمایی را ناشی از فرورانش یک پوسته‌ی اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای در نظر گرفت و به این ترتیب محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های مورد بررسی را جزء محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای (Active Continentl Margin) به شمار آورد. به اعتقاد [۲۸] اقیانوس نئوتتیس به علت حرکت آفریقا به سمت شمال‌خاوری، به زیر ایران مرکزی (و زون سنندج-سیرجان که شاید در آن زمان از رشته‌ای جزایر قوسی تشکیل شده بود) فرورانش کرده است. همخوانی زون‌های فرورانش و برخورد با تیغه‌های گرمابی قدیمی که در مزوزوئیک ریفت‌های درون قاره‌ای را بوجود آورده بودند، می‌توانست موجب بهم‌خوردگی نظم کلاسیک ماگماتیسم در محیط‌های زمین ساختی نامبرده شده باشد. شکسته شدن پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه بالایی این امکان را فراهم کرده تا بخش فرورفته و متوقف شده‌ی این پوسته به‌طور یکنواخت گرم شده، و سبب آتشفشانی شدید و همزمان ائوسن شود. این پدیده در دوره‌ی ترشیاری نیز به صورت خفیف ادامه داشته است. غالب توده‌های پلوتونیک و ساب‌ولکانیک ترشیاری ایران با آتشفشان ائوسن هم ماگما بوده و حاصل تخلیه فشاری مخازن ماگمایی ژرف زیر آتشفشان‌های ائوسن در دوره‌های کوهزایی پیرنئن و استیرین هستند [۲۸].

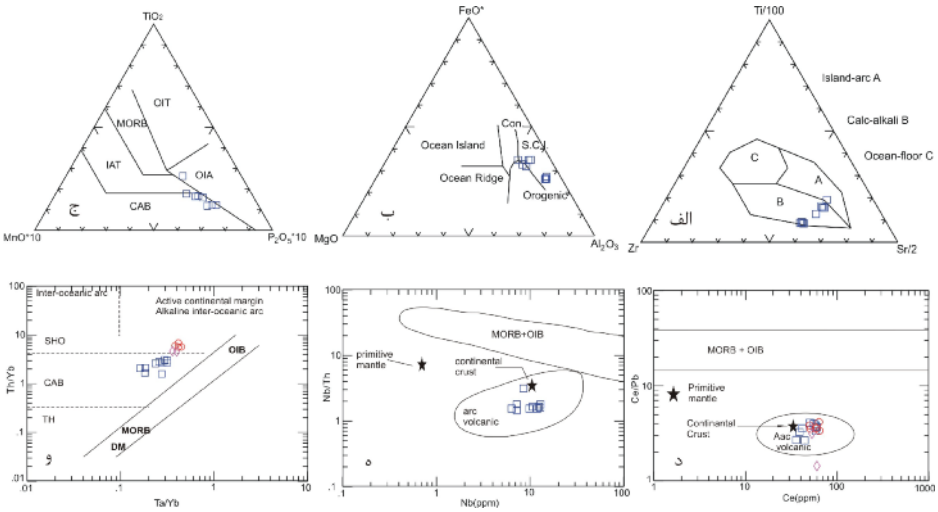


شکل ۷ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با MORB [۱۲] برای نمونه‌های مورد بررسی.

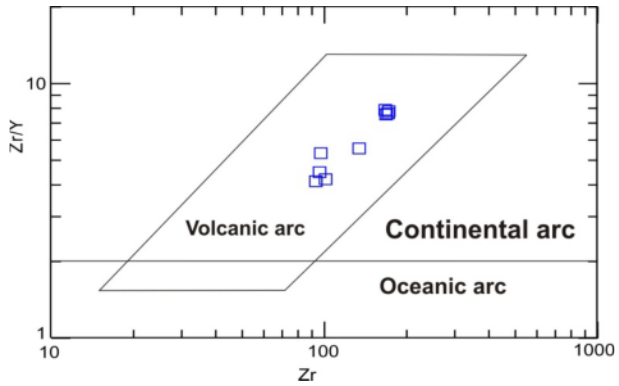


شکل ۸ نمونه‌های منطقه روی نمودار دوتایی K_2O نسبت به SiO_2 [۲۱]، معرف ماهیت آهکی و قلیایی با پتاسیم بالا تا شوشونیتی سنگ‌های منطقه است. (□ پیروکسن‌بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت، ◊ آندزیت، ○ ریولیت و تراکی‌داسیت).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



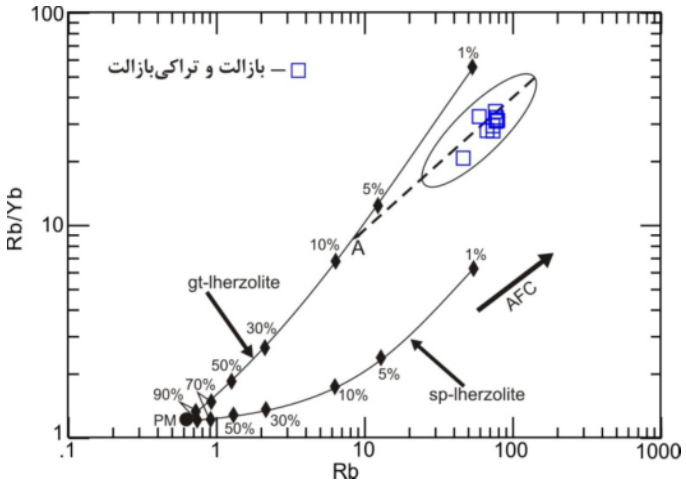
شکل ۹ تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی با استفاده از نمودارهای، (الف) [۲۲]، (ب) [۲۳]، (ج) [۲۴]، (د) [۲۵]، (ه) [۲۴، ۲۶]، (و) [۲۷] (□ پیروکسن‌بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت، ◊ آندزیت، ○ ریولیت و تراکی‌داسیت).



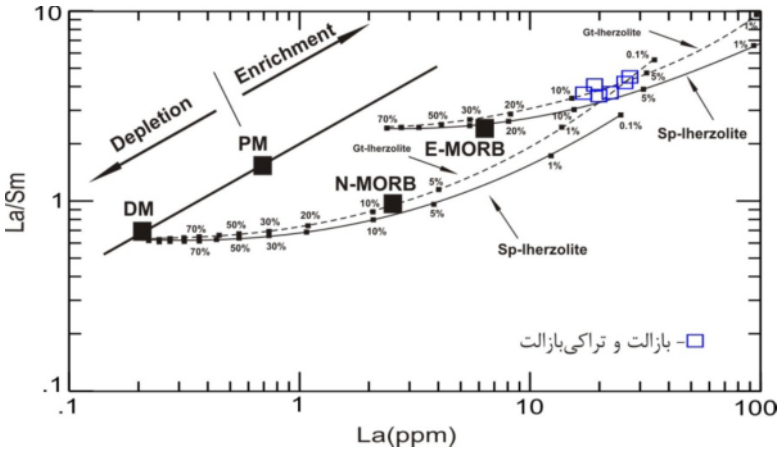
شکل ۱۰ محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بر اساس تغییرات Zr در برابر Zr/Y [۱۲]. (□ پیروکسن‌بازالت و تراکی‌بازالت).

به‌منظور توصیف و ارزیابی خاستگاه ماگمای سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی اباذر، احتمال شکل‌گیری این سنگ‌ها را از ذوب بخشی گوشته با استفاده از نمودار Rb/Yb نسبت به Rb (شکل ۱۱) مورد بررسی قرار می‌دهیم. دلیل استفاده از این نمودار آن است که گارنت کانی اصلی نگهدارنده‌ی Yb و نسبت متغیر Rb/Yb وابسته به گارنت بوده و بین ذوب گوشته‌ی اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی تفاوت قائل می‌شود [۲۹]. فرایند ذوب برای هر دو خاستگاه اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی با فرض وقوع ذوب دسته‌ای و یک گوشته‌ی اولیه شبیه به MORB مدل سازی شده است. چنانکه در شکل ۱۱ دیده می‌شود، روند داده‌های گدازه‌های منطقه، بر منحنی ذوب گارنت لرزولیت منطبق بوده و بیانگر میزان ۵-۱۰٪ ذوب برای تولید ماگمای تشکیل دهنده‌ی این گدازه‌هاست (نقطه A). شکل ۱۲، نشان دهنده‌ی تغییرات نسبت La/Sm نسبت به La [۳۰] در سنگ‌های آتشفشانی اباذر است. در این شکل خطوط ممتد و منقطع نشان‌دهنده‌ی روند تغییر ترکیب آبگون‌هایی است که با درجات مختلف ذوب بخشی از گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی ریشه گرفته‌اند. اعداد روی خطوط معرف درجه‌ی ذوب بخشی را نشان می دهند. بر روی خط ضخیم گستره‌ی گوشته‌ی اولیه تهی‌شده (Depleted mantle) و غنی‌شده (Enriched mantle) مشخص است. چنانکه در شکل دیده می‌شود، با فرض لرزولیتی بودن ترکیب گوشته، می‌توان روند تغییرات ترکیب آبگون‌های مشتق شده از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته را در دو شاخه‌ی مختلف گوشته‌ی غنی‌شده و گوشته‌ی تهی‌شده تعقیب کرد. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm همگی ترکیبی مشابهی با آبگون‌های مشتق شده از گوشته غنی‌شده را دارند و روی روند منطبق با حدود ۱۰-۵٪ ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار قرار می‌گیرند. بنا بر این به نظر می‌رسد که گدازه‌های منطقه‌ی اباذر از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که در اثر تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی شده، ریشه گرفته باشند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



شکل ۱۱ نمودار دو تایی Rb نسبت به Rb/Yb نشان دهنده‌ی منحنی‌های ذوب [۲۹]. A: نقطه برخورد روند داده‌ها با منحنی ذوب گارنت لرزولیت. خطوط ممتد نمایانگر روندهای ذوب از گوشته‌ی اولیه بوده نقاط لوزی شکل روی هرمنحنی نیز نشان‌دهنده‌ی درجات مختلف ذوب بخشی را نشان می‌دهند.



شکل ۱۲ نمودار تغییرات La/Sm نسبت به La [۳۰] سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی. PM: ترکیب گوشته‌ی اولیه و DM: ترکیب گوشته تهی‌شده است.

برداشت

۱- تشکیل بافت گلومروپرفیری در بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر علاوه بر این که می‌تواند نشانه نا آرامی مخزن ماگمایی و تکه تکه شدن واحدهای ته نشین شده در مخزن بر اثر ورود ماگمای جدید به درون مخزن باشد، از علائم نطفه بندی سریع بلور نیز محسوب می‌شود [۳۱-۳۴]. وجود پدیده‌هایی چون خلیج‌خوردگی و گردشدگی فنوکریست‌ها و تشکیل حاشیه‌های واکنشی به دور آن‌ها، حاکی از تفاوت ترکیب و نیز تحت اشباع بودن آبگون از فنوکریست‌های موجود در آن‌هاست.

۲- در نمودارهای هارکر (شکل ۶)، بین محتوای SiO_2 سنگ‌های بازیک و سنگ‌های اسیدی و حدواسط یک خلاء وجود دارد که احتمالاً ناشی از وجود خاستگاه‌های متفاوت این سنگ‌هاست و سنگ‌های حدواسط در بخش میانی و بین دو گروه از سنگ‌های بازی و اسیدی واقع شده‌اند. با توجه به شواهد بافتی در سنگ‌های حدواسط از جمله بافت غربالی، خورده‌گی و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز و وجود حواشی سوخته در آمفیبول‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها حاصل اختلاط دو ماگمای بازیک و اسیدی هستند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

۳- در نمودارهای عنکبوتی REE بهنجار شده با کندریت [۹]، در کلیه بازالتها، تراکی‌بازالت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها اثری از تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی ناگهانی وجود ندارد، بلکه معمولاً یک روند نزولی تدریجی از عناصر گروه LREE به سمت عناصر گروه HREE ارائه می‌کنند، بنا بر این مسئله‌ی جدایش پلاژیوکلاز (به دلیل نبود بی‌هنجاری منفی Eu) و پیروکسن (به دلیل نبود بی هنجاری منفی عناصر گروه MREE) کم اهمیت بوده و به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها کم و بیش محصول تبلور و یا جدایش اندک یک ماگمای شکل گرفته‌ی بازالتی مشتق شده از گوشته باشند چرا که مقدار Mg# در سنگ‌های مورد بررسی از ۱۳٫۵۱ تا ۲۷٫۷۸ است که یک ماگمای تغییر یافته محسوب می شود. همچنین چنانکه در شکل ۶، در نمودار عناصر REE به هنجار شده با کندریت مشاهده می‌شود، نسبت بالای عناصر LREE/HFSE می‌تواند ناشی از جدایش کانی‌هایی از قبیل الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و تا حدودی پلاژیوکلاز از ماگمای بازی اولیه و تشکیل ماگمای ثانویه باشد [۳۵]. اما سنگ‌های تراکی‌داسیتی و ریولیتی بر خلاف سنگ‌های بازالتی، تراکی‌بازالتی و تراکی‌آندزیتی از Eu تهی‌شدگی نشان می‌دهند، که این حاکی از جدایش پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار از گدازه‌های اسیدی منطقه است.

۴- سنگ‌های منطقه از عناصر LILE غنی‌شده و از عناصر HFSE نسبت به MORB تهی شده‌اند که این شاخص سنگ-های آتشفشانی وابسته به قوس‌های آتشفشانی (Volcanic Arc) است. از طرفی بی هنجاری‌های منفی Ti و Nb و غنی‌شدگی از عناصر گروه LILE دلیلی بر ریشه گرفتن ماگمای به وجود آورنده‌ی این سنگ‌ها از یک گوشته غنی‌شده (نسبت به MORB) در بالای یک زون فرورانش است. از این رو به‌نظر می‌رسد که گدازه‌های بازالتی و تراکی‌آندزیتی احتمالاً از ذوب بخشی با درجه‌ی پائین یک گوه گوشته‌ای مشتق شده باشند. ولی سنگ‌های ریولیتی و تراکی‌داسیتی به دلیل داشتن بی‌هنجاری منفی Ba که از ویژگیهای پوسته‌ی فوقانی و شاخص محیط‌های با پتاسیم بالا محسوب می‌شود، احتمالاً از ذوب‌بخشی پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی ریشه گرفته‌اند.

۵- در مدل‌سازی‌های ژئوشیمیایی [۳۰]، همه‌ی نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ فراوانی عناصر La، Sm، Rb و Yb ترکیبی مشابه با آبگون‌های مشتق شده از گوشته‌ی غنی‌شده را دارند و روی روند منطبق با حدود ۱۰-۵٪ ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار قرار می‌گیرند.

مراجع

[1] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review"*, Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 52 (1968) 1229-1258.

[2] Annells R.N., Arthurton R.S., Bazely R.A., Davies R.G., *"Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangles Map 1:250000"*, G.S.I., (1975) 108p.

[3] Stadler P., "*Magmatism tertiary et subrecent entre Talegan et Alamut, Elbourz central (Iran)"*: Schweiz. Min. Petr. Mitt. 51, (1971) 2-138

[۴] کلانتری ک.، *"پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرجه بستان- کجیران (قزوین)"*، (۱۳۸۳) پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

[۵] مشکین م.، *"مطالعه رخساره ها و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرشک- سلطان قیس، شمال قزوین"*، (۱۳۸۶) پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

[6] Asiabanha A., Ghasemi H., Meshkin M., *"Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry"*. N.Jb.Min., 186 (2009) 201-214.

[7] LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., and Zannettin B., *"A classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram"*. Journal of Petrology, 27 (1986) 745-750.

[8] Tsuchiyama A., *"Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites"*. Contrib. Mineral. Petrol., 89 (1985) 1-16.

[9] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders. A.D., Norry, M.J., (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins"*. Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313-345.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[10] Green N.L., Harry D., *"On the relationship between subducted slab age arc basalt petrogenesis, Cascadia Subduction System, North America"*. Earth and Planetary Science Letters, 171 (1999) 367-381.

[11] Kuscu G.G., Geneli F., *"Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Province"*. Int J Earth Sci, (2008).

[12] 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 Basalt and Mantle Xenoliths"*. Shiva Publidhing Limited, Cheshire, (1983) 230-249.

[13] Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., and Vannuci R., *"The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism"*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134 (1999) 107-122.

[14] Mohamed F.H., Moghazi A.M., Hassanen M.A., *"Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt"*, International Journal of Earth Science, 88 (2000) 764-777.

[15] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis"*, Unwin Hyman London, (1989) p 450.

[16] Borg L.E., Clynne M.A., Bullen T.D., *"The variable role of slabderived fluid sin the generation of a suite primitive calc-alkaline lavas from the Southernmost Cascades, California"*. Con Min. 35 (1997) 425-452.

[17] DePaolo D.J., *"Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization"*. Earth Planet. Sci. Lett. 53 (1981) 189-202.

[18] Gill J.B., *"Orogenic Andesites and Plate Tectonics"*. Berlin, Springer-Verlag, (1981) 358p.

[19] Patchett P.J., *"Thermal effects of basalt on continental crust and crustal contamination of magmas"*. Nature, 283 (1980) 559-561.

[20] Avanzinelli R., Elliott T., Tommasini S., Conticeli S., *"Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium"*. Journal of Petrology, 49 (2008) 195-223.

[21] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks fro the Kastamonu area, northern Turkey"*, Contrib. Mineral. Petrol, 58 (1976) 63-81.

[22] Pearce J.A., Cann J.R., *"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses"*. Earth Planet. Sci. Lett, 19 (1973) 290-300.

[23] Pearce J.A., Gale G.H., *"Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks"*. Geol. Soc. Spec, 7 (1977) 14-24.

[24] Mullen E.D., *"$MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis"*. Earth Planet. Sci. Lett, 62 (1983) 53-62.

[25] Pearce J.A., *"Trace element characteristics of lavas form destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (eds), Andesites"*. Wiley, Chichester., (1982) 525-548.

[26] Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Maroobath S., Mitchel J.G., *"Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey"*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44 (1990) 189-229.

[27] Redeng S., Yang J., Cailai W., Lizuka T., Hirata T., *"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, (2006) 1-9.

[۲۸] معین وزیری ح.، *"چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونوماگمایی ایران"*، (۱۳۸۳) فصلنامه علوم زمین. ۴۹-۵۰.

[29] Ozdemir Y., Karaoglu O., Tolluoglu A.U., and Gulec N., *"Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovlcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post-collisional volcanism in Turkey"*. Chemical Geology, 226 (2006) 189-221.

[30] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., *"Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey"*. Journal of Volcanology and Geothermal Reasearch, 102, (2000) 67-97.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[31] Singer S.B.A., Dungan M., Lyne D.G. *"Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers"*. Am. Min. 80 (1995) 776-798.

[32] Shelly D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope"*. Chapman and Hall, 630p (1993).

[33] Tsuchiyama A., *"Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthosite, and the origin of dusty plagioclase in andesite"*. Cont.Min.Pet. 89, (1985) 1-16.

[34] Kirkpatrick RJ., *"Nucleation ang growth of plagioclase Makaopuhi and Alae lava Lakes, Kilauea, Hawaii"*. Society of America Bulletin, 88, (1977) 78-84.

[35] Rollinson, H., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation"*. Longman, (1993).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]