

بررسی کانی شناسی، ژئوشیمی و ایزوتوپ‌های استرانسیوم-نئودیمیم سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های واقع در واحدهای رسوبی میوسن در ناحیه اسکر (شمال شرق بافت، استان کرمان) (زون ارومیه - دختر)

محسن چکنی مقدم^۱، زهرا طهماسبی^{۱*}، هادی شفاهی مقدم^۲، احمد احمدی خلجی^۱

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد

۲- دانشگاه دامغان، دانشکده علوم زمین، گروه زمین شناسی

(دریافت مقاله: ۹۵/۱/۲۰، نسخه نهایی: ۹۵/۶/۲۷)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در استان کرمان و در شمال شرق شهرستان بافت و نزدیک به رابر واقع شده است. این بخش که در تقسیمات ساختاری منطقه‌های ایران در نوار ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد در استان کرمان وابسته به نوار دهج-ساردوئیه است که به موازات کمان ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. بیشتر دنباله‌های آتشفشانی این ناحیه شامل آندزیت، آندزیت بازالت، داسیت و به مقدار کمتر بازالت و تراکی آندزیت به سن ائوسن هستند که همراه با سنگ‌های آذرآواری و پیروکلاستیک شامل گدازه‌ها و روانه‌های ایگنیمبریتی قرار گرفته‌اند. از نظر کانی‌شناسی، این واحدها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند و کلینوپیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی و کانی‌های بیوتیت، کوارتز و کانی‌های کدر بعنوان کانی‌های با فراوانی کمتر هستند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، عناصر اصلی و کمیاب این سنگ‌ها در گستره انواع آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط قرار گرفته و دارای ماهیت شبه آلومین هستند. بنابر آنالیزهای ایزوتوپی انجام شده و رسم نمودار ایزوکرون‌های مربوطه سن 45.7 ± 2.5 میلیون سال (ائوسن زیرین) برای سنگ‌های آتشفشانی به دست آمده است. بر اساس داده‌های ایزوتوپی بدست آمده معلوم شد که نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای واحدهای مورد بررسی بین 0.704759 تا 0.705933 متغیر است و میزان نسبت و تغییرات ϵNd از 0.512711 تا 0.512823 و از 2.15 تا 3.82 متغیر است که از نظر ترکیبی نشانگر خاستگاه گوشتی‌ای است. بنابراین تغییرات مشاهده شده‌ی نسبت‌های ایزوتوپی در واحدهای مورد بررسی، اثر قابل توجه هضم مواد پوسته بالایی به همراه فرایند تبلور تفریقی در یک سیستم باز را ثابت می‌کند. وجود بیهنجاری منفی از Eu و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LIL نسبت به HFS به همراه بی‌هنجاری منفی شاخص Nb، Ti و P در واحدهای مورد بررسی دلیلی بر غلبه رژیم وابسته به فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس صفحه‌ی عربی به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی در حاشیه‌ی فعال قاره‌ای در منطقه است که نتایج حاصل با دیگر بررسی‌های انجام گرفته در منطقه‌ی ارومیه-دختر همخوانی و قابل قیاس است. ماگمای اولیه‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه احتمالاً از ذوب بخشی گوشته که خود در اثر تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی در حال فرورانش است و از عناصر کمیاب غنی شده، ریشه گرفته است.

واژه‌های کلیدی: کمان آتشفشانی؛ شهرستان بافت؛ آهکی-قلیایی؛ فرورانش؛ نسبت‌های ایزوتوپی $\text{Sr}-\text{Nd}$ ؛ فرایند هضم؛ کمر بند ارومیه-دختر.

مقدمه

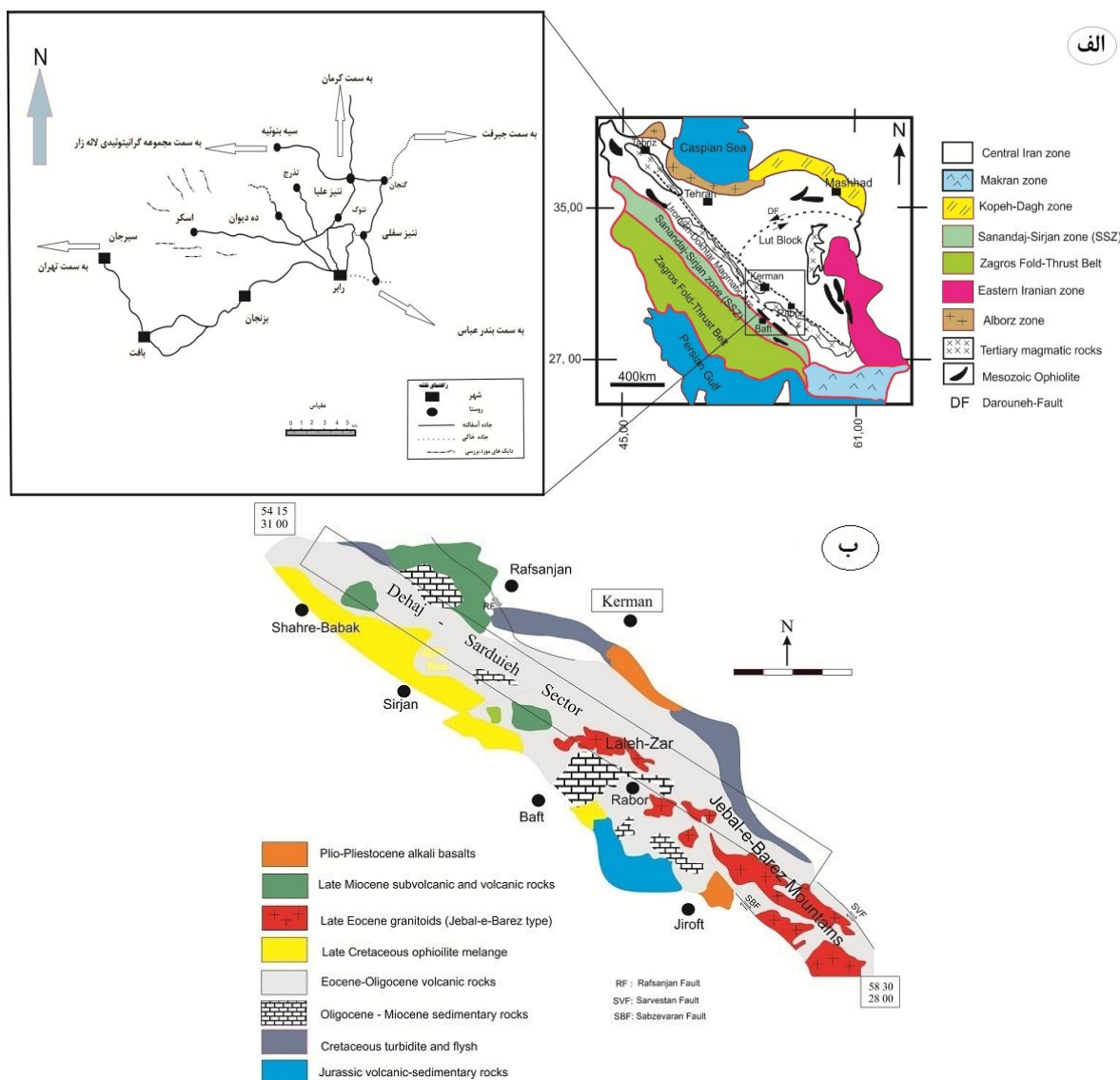
خاستگاه پیدایش، همواره مورد توجه سنگ‌شناسان قرار گرفته است [۱]. آندزیت‌ها در تمام ادوار زمین‌شناسی از پرکامبرین تا کنون گزارش شده‌اند اگر چه این نوع سنگ‌ها در نوارهای

بررسی سنگ‌های حدواسط که به رشته سنگ‌های خانواده‌ی آندزیت‌ها شهرت دارد، به دلیل پیچیدگی‌های موجود در

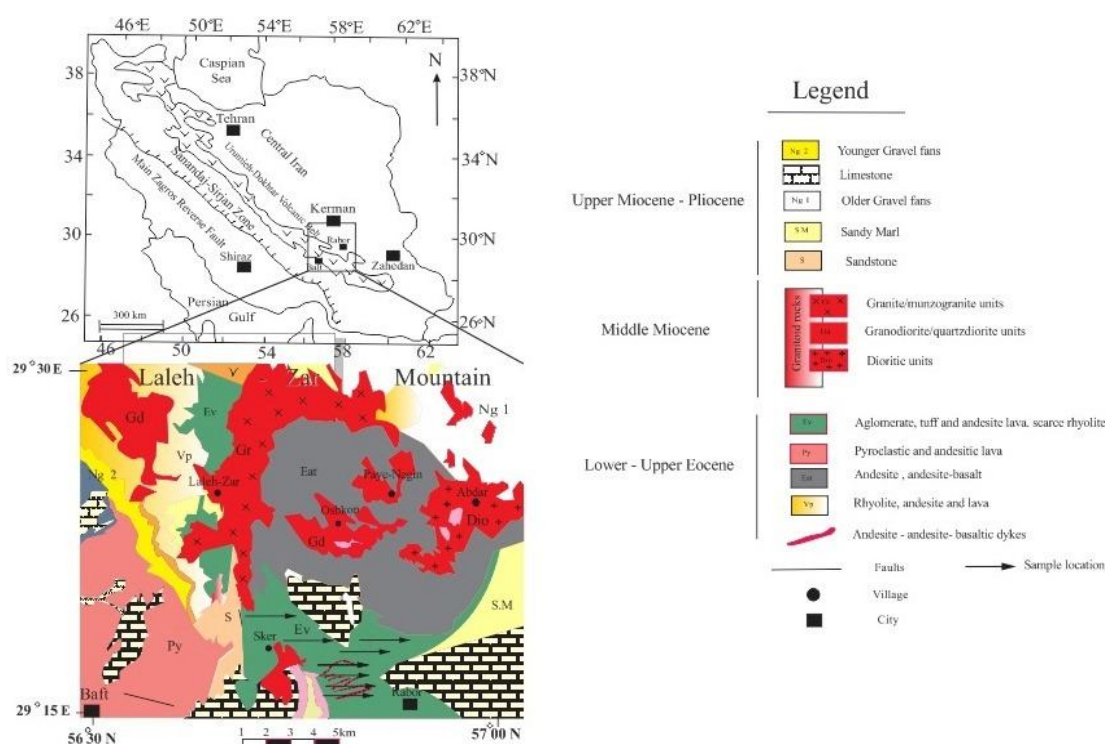
کوهزایی فراوان تر هستند ولی در نواحی ناکوهزایی، جزایر قوسی و اقیانوسی نیز دیده می‌شوند.

آندزیت‌ها اگر چه به صورت خروجی فراوانند، ولی در موارد متعدد به صورت دایک رخمون دارند که در این حالت داری بافت پورفیری تا ریزدانه‌ای پورفیری خواهند بود. گستره‌ی مورد بررسی در فاصله‌ی ۲ کیلومتری روستای اسکر در بخش شمالی شهرستان بافت، بین عرض‌های جغرافیایی $29^{\circ} 20'$ - $18^{\circ} 29'$ و طول‌های $53^{\circ} 56'$ - $51^{\circ} 56'$ قرار گرفته است. از آنجاکه سنگ‌های خانواده‌ی آندزیت‌ها در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی به چشم می‌خورند دایک‌های رخمون یافته و

گدازه‌های آندزیتی غالب در بخش شمال تا شمال شرق شهرستان بافت (شکل ۱ الف) که جزئی از ایالت بزرگ آذرین جبال بارز محسوب می‌شوند برای بررسی‌های دقیق‌تر خاستگاه و ژئوشیمی به ویژه بررسی‌های ایزوتوپی انتخاب شدند. این دایک‌ها به همراه سنگ‌های آندزیتی مجاور خود از نظر زمین ساختی در کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر و نوار دهج- ساردوئیه در استان کرمان قرار دارند (شکل ۱ ب) [۲]، و در بخش شرقی نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت از درون واحدهای رسوبی - آتشفشانی به سن میوسن رخمون کرده‌اند (شکل ۲) [۳].



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی روی نقشه‌ی منطقه‌های ساختاری ایران و راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت) [۳]، ب) نقشه‌ی نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه در استان کرمان [۲].



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (برگرفته از نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت) [۳].

روش بررسی

به منظور بررسی مورد نظر بر روی دایک‌ها و واحدهای آتشفشانی منطقه‌ی مورد نظر پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری تعداد ۵۰ مقطع نازک از این سنگ‌ها تهیه شدند و پس از بررسی مقاطع، نمونه‌های دگرسان نشده از انواع دگرسان شده جدا و تعداد ۸ نمونه سالم و مناسب برای آنالیزهای ژئوشیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (جدول ۱) و آنالیز عناصر نادر (جدول ۲) به آزمایشگاه ACME Lab کانادا ارسال شدند. نتایج حاصل از این آنالیزها به روش ICP-AES/MS در جدول‌های ۱ و ۲ آمده است. همچنین به منظور بررسی‌های ایزوتوپی روی واحدهای مورد بررسی ۲ نمونه پودر شده از نمونه‌های آنالیز شده در روش شیمی کل سنگ که حداقل سرشتی‌های دگرسانی را نشان می‌دادند انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمی ایزوتوپی دانشگاه Aveiro در پرتغال برای تعیین نسبت‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd ارسال شدند که نتایج آن در جدول‌های ۳ و ۴ آمده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی

گستره‌ی مورد بررسی در رده‌بندی منطقه‌های ساختاری ایران

در کمر بند آتشفشانی ارومیه - دختر قرار گرفته است [۲] که از اواخر پالئوسن تا الیگومیوسن فعالیت‌های آتشفشانی در آن مشاهده شده که اوج فعالیت‌های آن در ائوسن میانی- فوقانی بوده است. آتشفشانی رخ داده در این موقعیت در قالب تنوع گسترده‌ای از واحدهای سنگی آتشفشانی همچون ریولیت، آندزیت، داسیت و بازالت تشکیل شده است که در مراحل بعدی ماگماتیسم، این سنگ‌ها به وسیله‌ی واحدهای مختلف نفوذی و نیمه عمیق قطع شده‌اند [۴]. ماگماتیسم گسترده سنوزوئیک در ایران مرکزی که در نقشه‌ی ایران با روندی به موازات نوار سهند سیرجان دیده می‌شود از سهند و سبلان در آذربایجان شروع و تا بزمان و تفتان در بلوچستان ادامه یافته است. کمر بند آتشفشان عمیق ارومیه - دختر را ادامه کمر بند آلپ- هیمالیا می‌دانند که از سنگ‌های مختلف آذرین درونی و بیرونی تشکیل یافته است. دایک‌های مورد بررسی در بخش شمالی شهرستان بافت و نزدیک به روستای اسکر برونزد یافته‌اند که سن مجموعه‌های رسوبی در این منطقه میوسن است.

این رسوب‌ها و بیشتر رخنمون‌های آتشفشانی منطقه را پوشانده‌اند که در اثر فرسایش و عوامل هوازدگی، این سنگ‌ها

جدول ۱ نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی نمونه‌های آتشفشانی مورد بررسی به روش ICP-AES

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	L.O.I	total
DE1	۵۵٫۸۴	۱۸٫۰۵	۷٫۲۷	۲٫۴۸	۷٫۰۶	۳٫۰۸	۱٫۷۳	۰٫۷۶	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۳٫۳	۹۹٫۸۱
DE2	۵۵٫۹۲	۱۸٫۱۸	۶٫۸۰	۲٫۵۱	۷٫۳۷	۳٫۰۷	۱٫۷۳	۰٫۶۸	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۳٫۲	۹۹٫۸۰
ES49	۵۷٫۸۱	۱۸٫۳۷	۷٫۹۲	۱٫۹۶	۴٫۴۶	۴٫۲۱	۱٫۲۴	۰٫۷۰	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۱٫۰۰	۹۹٫۸۷
ES76	۵۴٫۲۴	۱۸٫۵۰	۸٫۲۳	۳٫۹۹	۷٫۷۱	۳٫۲۵	۰٫۷۶	۰٫۶۶	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۲٫۲۱	۹۹٫۸۱
ES20	۴۸٫۲۰	۱۷٫۹۵	۱۰٫۲۶	۴٫۵۸	۱۰٫۳۰	۲٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۷۷	۰٫۰۸	۰٫۱۶	۵٫۳	۹۹٫۸۲
AB18	۵۶٫۵۱	۱۶٫۱۶	۷٫۴۷	۳٫۹۲	۶٫۴۱	۳٫۲۴	۲٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۱٫۵	۹۹٫۸۳
AB58	۶۱٫۴۹	۱۷٫۷۴	۵٫۹۰	۲٫۱۰	۵٫۶۵	۳٫۸۷	۱٫۳۱	۰٫۵۶	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۱٫۲	۹۹٫۸۳
AB 62	۶۰٫۹۲	۱۷٫۴۸	۵٫۳۳	۲٫۳۰	۵٫۶۰	۳٫۸۳	۲٫۳۹	۰٫۶۱	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۱٫۶	۹۹٫۸۲

جدول ۲ نتایج بررسی عناصر نادر و کمیاب در نمونه‌های آتشفشانی مورد بررسی به روش ICP-MS

Sample	DE1	DE2	ES49	ES76	ES20	AB18	AB58	AB62
Sc	۱۹	۲۱	۲۴	۱۳	۱۷	۲۰	۱۹	۹
Ba	۳۰۳	۳۱۴	۶۳	۳۵۰	۲۲۳	۱۴۶	۳۸۴	۳۸۲
Co	۲۰۳	۲۰	۳۳	۱۳	۱۱٫۴	۲۰٫۸	۱۳٫۸	۱۳٫۹
Cs	۲٫۷	۲٫۸	۱	۱۲٫۲	۱٫۲	۲٫۵	۴	۴٫۱۲
Hf	۲٫۹	۳٫۳	۱	۵٫۵	۱٫۸	۱٫۷	۲٫۴۰	۲٫۷
Nb	۳٫۶	۳٫۵	۰٫۵	۶	۱	۱٫۵	۴٫۲۰	۴٫۲۱
Rb	۵۰	۴۹٫۵	۴	۱۴٫۷	۳۰٫۷	۲۲٫۱	۴۸٫۵۰	۴۸٫۵۱
Sr	۴۲۴	۴۲۵	۴۸۶	۲۹۷	۴۸۹	۴۵۰	۶۰۲	۶۱۳
Ta	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۰۵	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲۰	۰٫۲۰
Th	۵۲۰	۵۱۰	۰٫۴	۱۲۸۰	۱٫۶	۱٫۴	۶	۶۰٫۹
U	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۱	۳٫۲	۰٫۴	۰٫۵	۱٫۶۱	۱٫۶۰
V	۱۹۴	۱۶۵	۲۵۷	۱۰۸	۶۵	۱۸۰	۱۱۴	۱۱۴
Zr	۱۱۶	۱۱۳	۲۸۶۰	۱۸۸	۵۵۳۰	۶۳	۹۵	۹۵
Y	۲۰	۲۰	۱۲۵۱	۲۲۵۰	۱۹۸۰	۱۶	۸۲۰	۸۲۸
La	۱۳	۱۳٫۷	۳٫۷۰	۲۰	۶۶۰	۷٫۲۰	۱۹٫۲۰	۱۹٫۳۳
Ce	۲۶	۲۶٫۸۰	۷٫۶۰	۴۰۹۰	۱۷۵۰	۱۵۱۰	۳۰۲۱	۳۱٫۲۹
Pr	۲٫۳۷	۳٫۵۴	۱٫۱۴	۴٫۹۰	۲٫۳۹	۲٫۰۰	۳٫۷۴	۳٫۷۴
Nd	۱۴	۱۵	۵۶	۱۹٫۷۱	۱۲٫۳	۸٫۹۰	۱۲٫۷۱	۱۲٫۷۷
Sm	۳٫۱۹	۳٫۳۶	۱٫۷۲	۴٫۱۶	۲٫۹۴	۲٫۴۲	۲٫۴۴	۳٫۴۷
Eu	۰٫۹۴	۰٫۸۸	۰٫۶۸	۰٫۹۲	۱٫۲۳	۰٫۸۳	۰٫۷۱	۰٫۷۱
Gd	۳٫۵۵	۳٫۷۸	۲٫۰۳	۴٫۲۹	۳٫۴۳	۲٫۶۷	۱٫۹۰	۱٫۹۹
Tb	۰٫۶۱	۰٫۶۴	۰٫۳۸	۰٫۷۱	۰٫۵۶	۰٫۴۵	۰٫۲۸	۰٫۲۸
Dy	۳٫۳۳	۳٫۶۱	۲٫۲۵	۴٫۰۳	۳٫۸۷	۲٫۸۴	۱٫۴۸	۱٫۵۱
Ho	۰٫۶۸	۰٫۷۶	۰٫۴۸	۰٫۷۱	۰٫۷۵	۰٫۶۵	۰٫۴۸	۰٫۴۸
Yb	۱٫۸۸	۲٫۲۲	۱٫۳۳	۲٫۲۳	۲٫۱۴	۱٫۷۴	۰٫۶۶	۰٫۶۵
Lu	۰٫۳۱	۰٫۳۶	۰٫۲۱	۰٫۳۶	۰٫۳۳	۰٫۲۶	۰٫۱۱	۰٫۱۴
Zr/Y	۵۸۰	۵۶۵	۲٫۲۹	۸۳۵	۲٫۷۹	۳٫۹۴	۱۱٫۵۸	۱۱٫۴۷
Zr/Nb	۳۲٫۲۲	۳۲٫۲۸	۵۷٫۲۱	۳۱٫۳۳	۵۵٫۳	۴۲	۲۲٫۵۶	۲۲٫۵۶
La/Nb	۳٫۶۱	۳٫۹۱	۷٫۴۱	۳٫۲۶	۶۶	۴٫۸	۴٫۵۷	۴٫۵۹
La/Sm	۴٫۰۷	۴٫۰۸	۲٫۱۵	۴٫۸۱	۲٫۲۵	۲٫۹۶	۷٫۸۶	۵٫۵۸
La/Yb	۶٫۹۰	۶٫۱۷	۳٫۸۴	۸٫۵۸	۳٫۰۸	۴٫۱۳	۲۹٫۰۹	۲۹٫۴۶
La/Ta	۶۵	۶۸٫۵	۷۴	۲۰۰	۶۶	۷۲	۹۶	۹۶٫۶۵
Ce/Yb	۱۳٫۸	۱۲٫۰۷	۵٫۷۲	۱۷٫۵۵	۸٫۱۷	۸٫۶۷	۴۵٫۷۵	۴۴٫۴۲
Ce/Y	۱٫۳۰	۱٫۳۴	۰٫۶	۱٫۸۲	۰٫۸۸	۰٫۹۵	۳٫۶۸	۳٫۶۴
Ba/Rb	۶٫۰۶	۶٫۲۸	۱۵٫۷۵	۳٫۴۱	۷٫۲۷	۶٫۶۱	۷٫۹۲	۷٫۸۷
Th/Zr	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۷
Eu _N /Eu *	۰٫۸۴	۰٫۷۵	۱٫۱۸	۰٫۹۹	۰٫۵۸	۱٫۰۳	۰٫۹۷	۰٫۹۸

جدول ۳ داده‌های ایزوتوپی استرانسیوم - روبیدیوم نمونه های آندزیتی و آندزیت بازالتی منطقه‌ی مورد بررسی.

Sample	Sr ppm	Rb ppm	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	Error(2s)	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) \text{ m}$	Error(2s)	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} \text{ i}$	$\square \text{ Sr}$
AB 62	۵۹۱	۵۲۴	۰.۲۵۶	۰.۰۰۷	۰.۷۰۴۹۳۳	۰.۰۰۰۰۲۷	۰.۷۰۴۸۲۳	۵۰.۹
ES49	۴۹۰	۳۰۷	۰.۱۸۱	۰.۰۰۵	۰.۷۰۴۷۵۹	۰.۰۰۰۰۲۳	۰.۷۰۴۶۸۱	۳۰.۷

جدول ۴ داده‌های ایزوتوپی ساماریوم - نئودیمیم نمونه های آندزیتی و آندزیت بازالتی منطقه‌ی مورد بررسی.

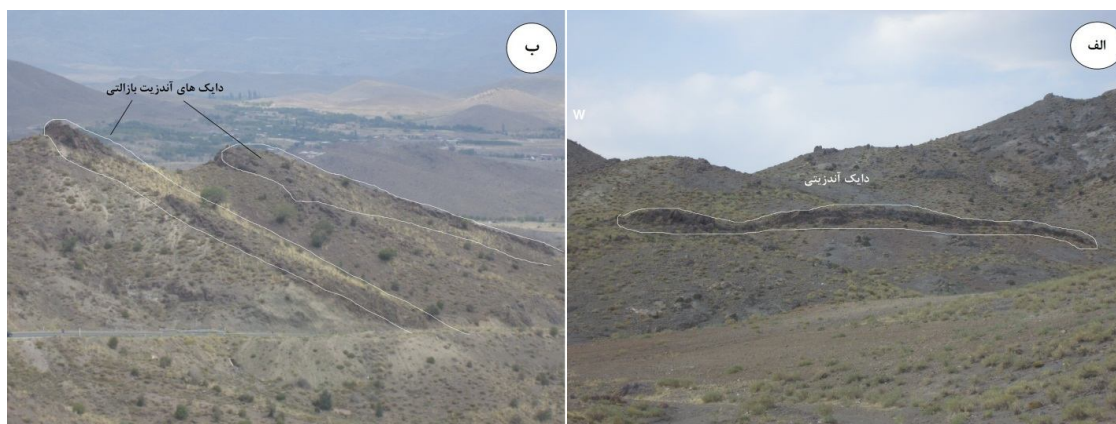
Sample	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$	Error(2s)	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} \text{ m}$	Error(2s)	ϵNd	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$
AB 62	۱۴۵	۲۵۶	۰.۱۰۷	۰.۰۰۶	۰.۵۱۲۷۳۱	۰.۰۰۰۰۱۷	۲.۱۵	۵۰.۸
ES49	۱۲۳	۲۹۴	۰.۱۴۵	۰.۰۰۸	۰.۵۱۲۸۲۳	۰.۰۰۰۰۲۴	۳.۸۲	۵۷.۳

چشم می‌خورند که میان سنگ‌های آذرآواری و رسوبی رخنمون یافته‌اند (شکل ۳ الف) [۳]. در نمونه‌های دستی، این سنگ‌ها به رنگ خاکستری و گاهی متمایل به قهوه‌ای و سبز با بافت پورفیری و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند به فراوانی دیده شده و قابل تشخیص‌اند. معمولاً این قبیل سنگ‌ها به صورت کاملاً متبلور تا نیمه متبلور بوده و می‌توان زمینه‌ی شیشه‌ای را در آنها که سرد شدن سریع را نشان می‌دهد مشاهده کرد. بافت پورفیری در این سنگ‌ها از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و یک زمینه‌ی ریزبلوری پلاژیوکلاز ایجاد شده است. دایک‌های مورد بررسی تنوع سنگ‌شناسی بالایی ندارند و از جنس آندزیت بازالت (شکل ۳ ب)، آندزیت و به ندرت تراکی آندزیت و بازالت هستند. از نظر کانی‌شناسی کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند (کانی‌های اصلی) و پیروکسن و بیوتیت (کانی‌های فرعی) سازندگان مهم این واحدها هستند. سرشتی‌های کانی شناسی مشاهده شده دایک‌های منطقه به دو دسته از انواع آندزیتی و آندزیت‌بازالتی قابل رده‌بندی هستند.

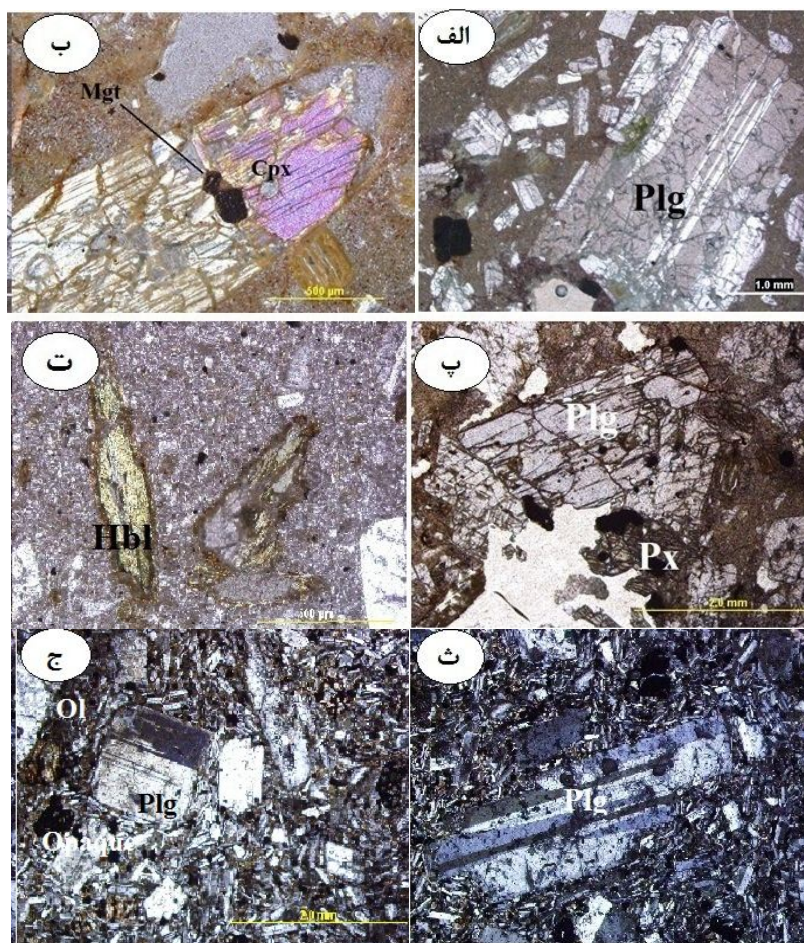
به مرور از درون واحدهای رسوبی مشخص و متمایز شده‌اند. از نظر سنگ‌شناسی دایک‌های موجود در منطقه بیشتر حاوی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن هستند و بافت غالب در آنها پورفیری بوده است (شکل ۲). ضخامت دایک‌های مورد نظر بین ۱-۴ متر متغیر است و به دلیل تحمل فرایندهای مختلف فرسایش، شکل‌ها و ریخت‌شناسی‌های خاصی را در طبیعت به وجود آورده‌اند. این دایک‌ها دارای برونزدهای قهوه‌ای تا خاکستری هستند که احتمالاً این تفاوت در رنگ به دلیل اثرهای دگرسانی آنهاست. چینه‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی از قدیم به جدید به ترتیب شامل جریان‌های گدازه‌ی آندزیتی، آندزیت بازالتی و پیروکلاستیک‌ها هستند که در بخش شرقی منطقه‌ی اسکر و شمال شرق شهرستان بافت مشاهده می‌شوند. ماسه سنگ‌های سرخ و رسوب‌های آهکی در جنوب روستای اسکر و ماسه سنگ و کنگلومرا در بخش غربی آن به سن میوسن مشاهده می‌شوند.

سنگ شناسی دایک‌های مورد بررسی

در منطقه‌ی مورد بررسی تعدادی از دایک‌های آندزیتی به



شکل ۳ تصاویری از رخنمون‌های دایک‌های مورد نظر در منطقه: الف) رخنمون یک دایک آندزیتی در منطقه‌ی اسکر که روند شرقی- غربی دارند و ب) رخنمون دو دایک آندزیت بازالتی در منطقه اسکر با روند شمالی- جنوبی برای دایک‌ها.



شکل ۴ تصاویر مختلف میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از واحدهای آندزیت بازالتی و بازالتی در منطقه: الف- تصویر از یک درشت بلور پلاژیوکلاز به همراه بلورهای ریزتر پلاژیوکلاز در متن یک بافت پورفیری (XPL). ب- تصویری از یک درشت بلور کلینوپیروکسن که در حال تجزیه شدن است و مشاهده ادخال از کانی‌های تیره (مگنتیت) بر آن (XPL). پ- حضور پلاژیوکلاز و پیروکسن کنار یکدیگر (PPL). ت- تصویری از درشت بلورهای هورنبلند در یک واحد آندزیتی (PPL). ث- تصویری از یک مقطع سنگ بازالتی که درشت بلور پلاژیوکلاز در یک بافت ریزبلوری قرار گرفته است (XPL). ج- تصویری از تجزیه‌ی الیوین به ایدنگسیت (بخش بالا سمت چپ مقطع) و ایجاد کانی‌های تیره در اثر تجزیه پیروکسن-ها (XPL).

دایک‌های آندزیت - بازالتی

این نوع از دایک‌ها که در کنار دایک‌های آندزیتی رخنمون یافته‌اند در نمونه‌ی دستی به رنگ قهوه‌ای متمایل به سیاه هستند و بافت آنها پورفیری و جریان‌ی است. در مقطع میکروسکوپی این سنگ‌ها می‌توان کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند و کانی‌های فرعی و ثانویه مثل کانی‌های تیره، اپیدوت و کلریت را مشاهده کرد. پلاژیوکلاز در این قبیل سنگ‌ها به صورت انواع شکل‌دار و نیمه شکل‌دار قابل تشخیص هستند. این کانی در این دایک‌ها دارای ماکل پلی سنتتیک و

بافت غربالی است و در برخی موارد به روشنی تجزیه آن به سربست مشاهده می‌شود (شکل ۴ الف).

پیروکسن نیز از دیگر کانی‌های مهم این قبیل دایک‌ها شناسایی شده است که معمولاً به صورت درشت‌دانه در متن سنگ مشاهده می‌شود. پیروکسن با درصد حجمی تقریبی تا ۱۰ درصد به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار از نوع کلینوپیروکسن است و در اندازه‌های در حدود ۲ میلی متر دیده می‌شود.

پیروکسن‌ها در برخی از مقاطع دگرسان شده‌اند و به کانی‌های اپیدوت، کلریت و کانی‌های تیره تبدیل شدند (شکل ۴ ب

و پ). هورنبلند با حجم تقریبی تا ۱۰ درصد نیز از دیگر کانی‌های مهم شناسایی شده در این سنگ‌هاست. در برخی از مناطق بلورهای سوزنی یا میله‌ای شکل هورنبلند به راحتی قابل تشخیص است (شکل ۴ ت). این کانی در برخی از مقاطع آثاری از دگرسانی به کانی‌های ثانویه را از خود نشان می‌دهد. در برخی از نمونه‌های آندزیت بازالتی کانی الیوین مشاهده شده است که بسیار کم بوده و به دلیل دگرسانی و تغییر شکل تشخیص دقیق آنها بسیار مشکل است. کانی‌های کدر با فراوانی تا ۵ درصد حجمی، فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی فرعی هستند. این بلورها بیشتر به حالت نیمه شکل‌دار بوده و با اندازه‌ای متوسط فضای زمینه‌ی سنگ را پر کرده‌اند. این کانی‌ها به صورت ثانویه نیز پیرامون کانی‌های بیوتیت و هورنبلند را پر کرده‌اند.

بازالت‌ها در منطقه‌ی شمال شرق بافت و در ناحیه‌ی مورد بررسی کمترین تنوع سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند و همراه با دنباله‌های آندزیت-بازالتی دیده شده‌اند. در نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها به رنگ‌های خاکستری تیره و سیاه و اغلب بدون حفره مشاهده می‌شوند. در نمونه دستی الیوین‌ها به رنگ سرخ دیده می‌شوند که نشانی از آغشتگی ایدنگسیتی در آنهاست. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را می‌توان پلاژیوکلاز و پیروکسن و الیوین قلمداد کرد که الیوین‌ها به دلیل دگرسانی به ایدنگسیت تبدیل شده‌اند و شناسایی آنها دشوار است. بر پایه‌ی بررسی‌های ریزپردازشی، سنگ‌های بازالتی بیشتر آفانیتیک و دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند که در رده‌بندی بافتی، بافت‌های ریزسنگی پورفیریک را نشان می‌دهند (شکل ۴ ث). بافت گلوپورفیریک که ناشی از پدیده‌ی جدایشی ماگمایی است در این دنباله‌ها مشاهده شده است. پلاژیوکلازها نیز به صورت درشت بلور و نیز به صورت کشیده و میله‌ای در متن سنگ مشاهده می‌شود. پیروکسن‌ها نیز با اندازه‌ای متوسط حدود ۱ میلی متر، پس از پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند که در برخی از مقاطع آثار تجزیه‌ی آنها به کانی‌های تیره از جمله مگنتیت دیده شده‌اند (شکل ۴ ج).

دایک‌های آندزیتی

این دسته از سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری و کرم هستند و بافت آنها پورفیری و هیالوپورفیری می‌باشد. در مقطع میکروسکوپی این نوع دایک‌ها در کانی‌های زیر مشاهده شده است: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی با درصد حجمی حدود ۵۰-۶۰ درصد است که با توجه به زاویه‌ی خاموشی ۲۶-۳۸

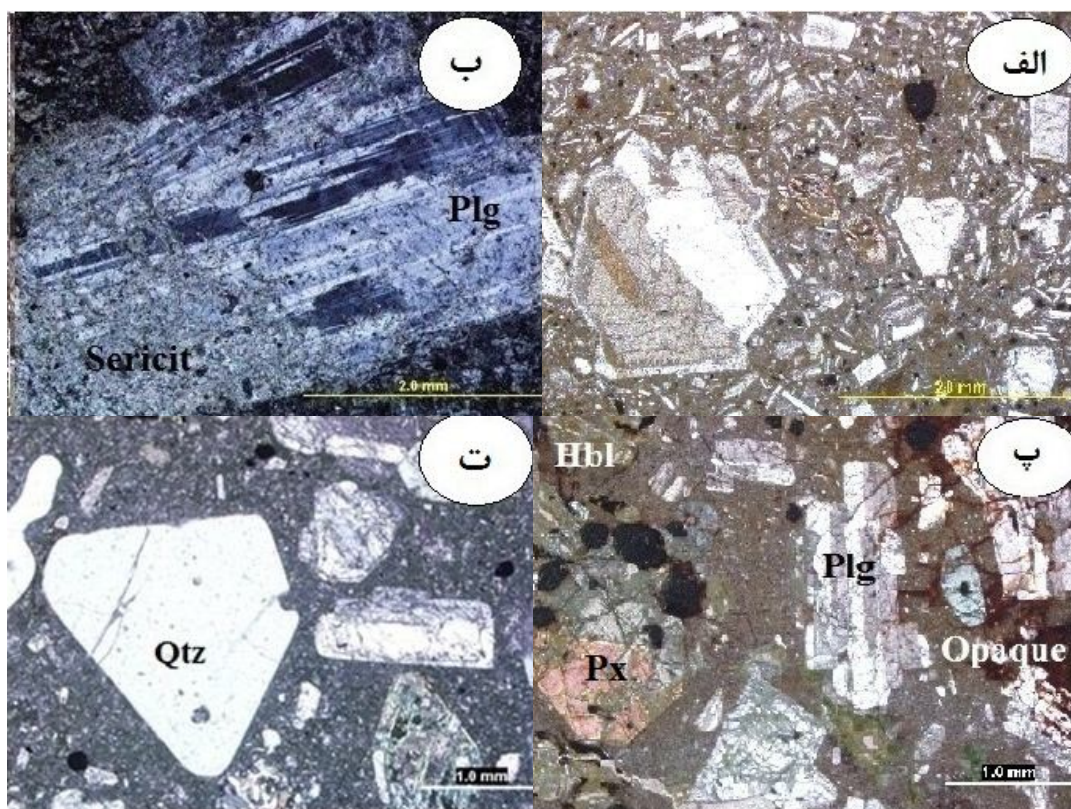
درجه آن، از نظر ترکیبی می‌توان آن را احتمالاً در حد آندزین معرفی کرد و به دو صورت درشت بلور و ریز بلور در زمینه قابل مشاهده است (شکل ۵ الف). برخی از آنها دارای ردی آلپیتی هستند و در اغلب آنها منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی که از شواهد عدم تعادل در سنگ هستند کاملاً به خوبی مشاهده می‌شود. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بخشی به کانی-هایی از قبیل کلسیت، سرپسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۵ ب). آمفیبول در این دایک‌ها با حجم تقریبی ۲۰-۱۰ درصد از نوع هورنبلند تشخیص داده شده است و با ابعاد ۰/۵ میلی متر مشخص شده‌اند. این کانی پس از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین درشت بلور موجود در نمونه‌هاست که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اغلب سنگ‌ها قابل مشاهده است. این کانی در برخی مقاطع به کانی‌های ثانویه مثل کلریت و مگنتیت تجزیه شده است. (شکل ۵ پ). کانی‌های تیره همچون مگنتیت نیز جزء فراوان‌ترین کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها تلقی می‌شوند که بیشتر به حالت شکل‌دار و در برخی موارد به حالت پر کننده‌ی فضاهای خالی مشاهده شده‌اند. کوارتز نیز از دیگر کانی‌های سازنده‌ی این دایک‌هاست. کوارتز با مقدار تقریبی ۱۰ درصد حجمی در نمونه‌های سنگی منطقه اغلب به صورت ریزدانه در متن مشاهده می‌شود ولی با این وجود در برخی موارد از مقاطع به دام افتادن کوارتز در متنی از پلاژیوکلاز و یا به صورت طرح خلیجی زیبا کاملاً مشخص است (شکل ۵ ت). بیوتیت در این واحدها اغلب در اثر تأثیر گرمایی‌ها به اکسیدهای آهن و کلریت یا اپیدوت تبدیل شده است. بافت کلی در این دایک‌ها پورفیری، ولی بافت جریان‌ی (تراکیتی) که حاصل قرارگیری به موازات میکروولیت-های سنگ در نتیجه‌ی جریان‌های پلاژیوکلازهاست نیز در برخی مقاطع مشاهده می‌شود (شکل ۵ الف).

نام‌گذاری ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه

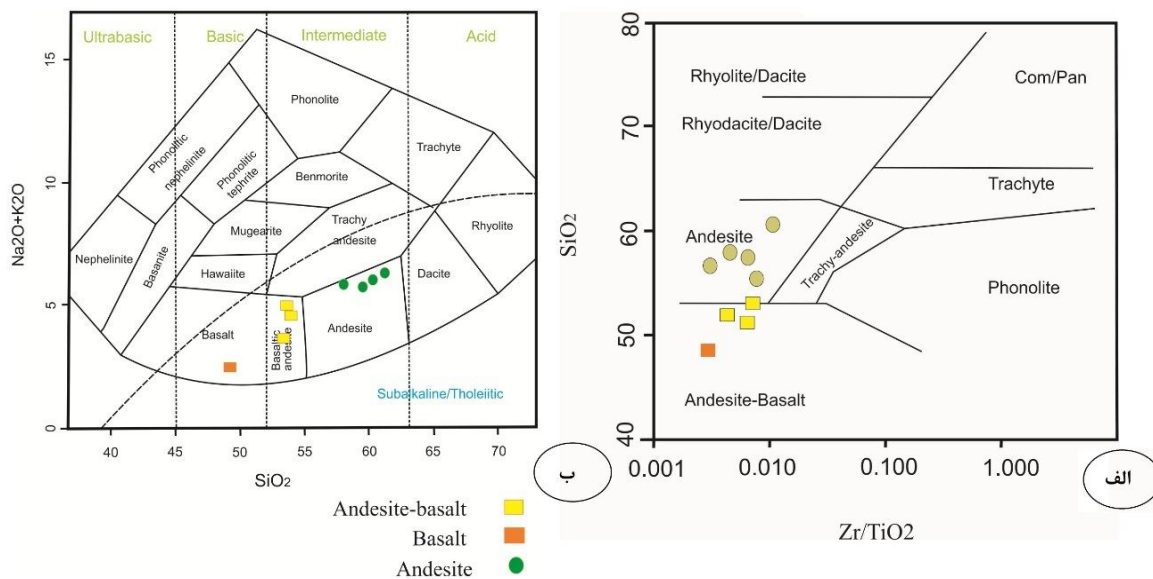
در این بخش نام‌گذاری سنگ‌ها با استفاده از داده‌های شیمیایی انجام گرفته است:

۱- نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 [۵]: براساس این نمودار تمام نمونه‌های آتشفشانی منطقه در گستره‌ی سنگ‌های آندزیتی و آندزیت-بازالت قرار گرفته‌اند (شکل ۶ الف).

۲- نمودار درصد وزنی $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 [۶]: در این نمودار تعداد ۴ نمونه از واحدهای مورد بررسی در گستره‌ی آندزیت، ۳ نمونه در گستره‌ی آندزیت-بازالت و یک مورد نیز در گستره‌ی بازالت قرار گرفته است (شکل ۶ ب).



شکل ۵ تصاویر مختلف میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از دایک‌های آندزیتی در منطقه: الف- منطقه بندی نوسانی پلاژیوکلاز و مشاهده‌ی بافت جریان‌ی آندزیت‌ها (XPL)، ب- مقطعی واضح از تجزیه یک درشت بلور پلاژیوکلاز به سریسیت (XPL)، پ- تصویری از حضور همزمان کانی-های پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و کانی‌های تیره در یک دایک آندزیتی (XPL)، ت- تصویری از خوردگی خلیجی شکل در کوارتزهای دایک-های آندزیتی منطقه‌ی مورد بررسی (XPL).



شکل ۶ الف) نمودار [۵] که نشانگر ترکیب سنگ شناسی دایک‌های مورد بررسی است و ب) نمودار [۶] برای نامگذاری سنگ‌های منطقه.

تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه

برای این منظور از نمودارهای مختلف زیر استفاده شد:

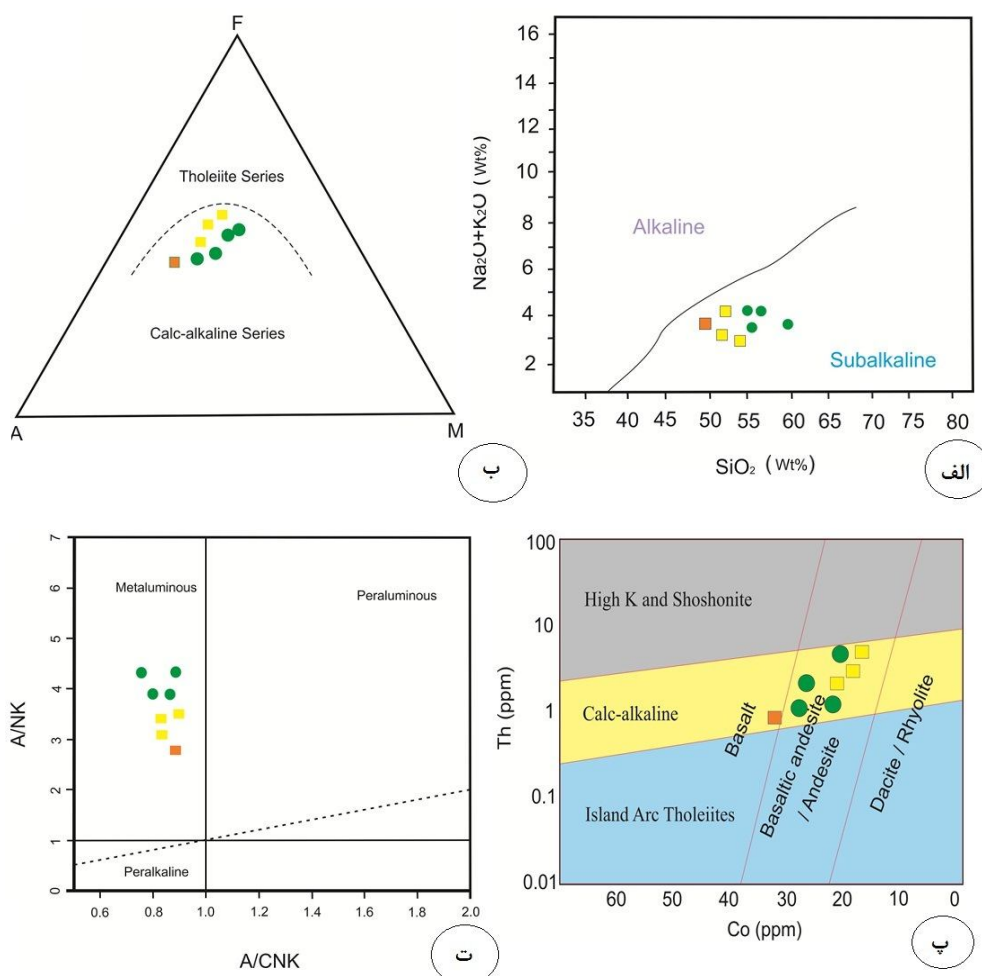
۱- نمودار درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 [۷]: در این نمودار تمام سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در بخش شبه‌قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ الف).

۲- نمودار AFM [۸]: بنابراین نمودار که بر اساس نسبت ترکیبات FeO ، Al_2O_3 و MgO در سه رأس یک مثلث تعریف شده است تمام نمونه‌های مورد بررسی منطقه در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ ب).

۳- نمودار Co در برابر Th [۹]: بنابراین نمودار که مختص

رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی براساس دو عنصر کبالت و توریم است تمام نمونه‌های برداشت شده از منطقه، در گستره‌ی سنگ‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ پ).

۴- نمودار A/NK در برابر A/CNK [۱۰]: که برای تعیین ماهیت شبه آلومین، پرآلومین و یا شبه‌قلیایی بودن سنگ‌های آذرین استفاده شده است. بر مبنای این نمودار، تمام نمونه‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد نظر ماهیت شبه‌آلومین از خود نشان می‌دهند که با تشکیل آنها در نواحی کوهزایی سازگار است (شکل ۷ ت).

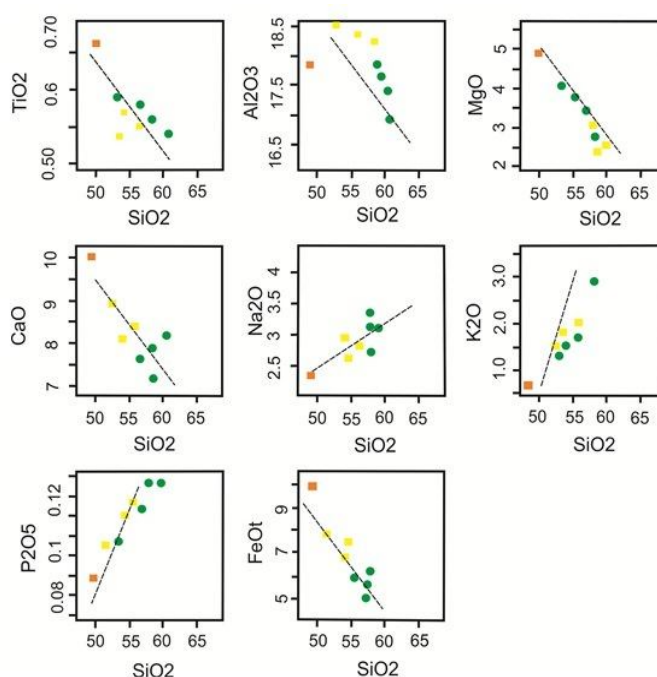


شکل ۷ الف) نمودار مجموعه‌ی قلیایی در برابر سیلیس [۷] برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی که موقعیت آهکی-قلیایی آنها را نشان می‌دهد، ب) نمودار AFM [۸]، پ) نمودار کبالت در برابر Th [۹] برای واحدهای مورد بررسی، ت) موقعیت نمونه‌ها در نمودار A/NK در برابر A/CNK [۱۰] (علائم مشابه شکل ۶).

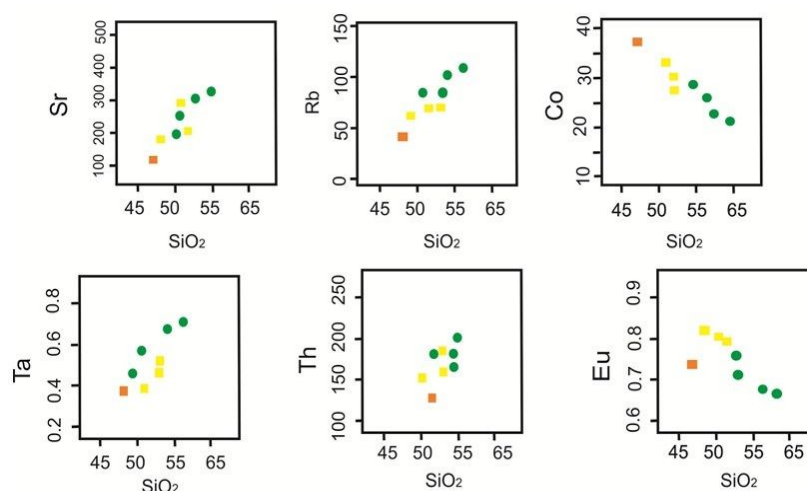
بررسی روند تغییر عناصر اصلی و فرعی نسبت به SiO_2

به منظور بررسی چگونگی رفتارهای ژئوشیمیایی گدازه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، از نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس استفاده شد (شکل ۸). کاهش اکسیدهای MgO ، TiO_2 و Fe_2O_3 می‌تواند بدلیل جایگیری آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل آغازین تبلور تفریقی در ماگما باشد و کاهش اکسیدهای Al_2O_3 و CaO نیز می‌تواند به دلیل تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از قطب آنورتیت کمتر به سمت آل بیت بیشتر و کاهش میزان آپاتیت در مراحل نهایی تبلور ماگما باشد. تغییرات اکسیدهای K_2O و Na_2O نیز با افزایش سیلیس روندی صعودی را نشان می‌دهد زیرا با پیشرفت تبلور، میزان آنها در گدازه باقی مانده بیشتر شده تا در نهایت وارد ساختار کانی‌های گروه فلدسپار شوند. گستره‌ی تغییرات میزان Al_2O_3 در نمونه‌ها از ۱۶/۹۵ تا ۱۸/۸۵ درصد وزنی متغیر است که با افزایش میزان SiO_2 روندی نزولی نشان داده و حالت پراکنده دارد که این مسئله می‌تواند ناشی از فرایند دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت، کلسیت و کلریت باشد. تغییرات Na_2O و K_2O نسبت به SiO_2 روندی افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۸). میزان تغییرات و پراکندگی این اکسیدها را می‌توان ناشی از ناهمگن بودن سنگ در اثر وجود درشت بلورها و دگرسانی سریسیتی و رسی شدن باشد.

P_2O_5 با افزایش سیلیس روندی صعودی همراه با اندکی پراکندگی را نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از ناسازگار بودن فسفر در مراحل اولیه‌ی جدایی ماگمای بازی تبلور آپاتیت در مراحل تأخیری تر جدایی بلورین باشد [۱۱]. به عبارت دیگر چون میزان P_2O_5 رابطه مستقیمی با میزان تشکیل کانی‌های حامل فسفر مانند آپاتیت دارد، عدم تبلور و تشکیل این کانی‌ها در آغاز فرایند تفریق بلوری باعث انباشت P_2O_5 در گدازه‌ی باقیمانده و سیر صعودی آن در نمودارهای هارکر می‌شود. با افزایش مقدار سیلیس مقادیر FeO ، MgO ، CaO ، MnO ، TiO_2 و نیز مقادیر یورپیوم و کبالت کاهش یافته است. این روندها با جدایش ماگمایی همخوانی دارد. تغییرات در میزان Al_2O_3 کاملاً در ارتباط با تبلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه است. با این حال با حرکت به سمت بخش‌های آندزیتی مقدار آلومین افزایش می‌یابد که خود نشانه‌ای بر کوهزایی بودن محیط تشکیل این سنگ‌هاست [۱۲]. با افزایش مقدار سیلیس مقادیر اکسیدهای آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی کاهش می‌یابد که دلیلی بر تبلور و جدایش آغازین کانی‌های آهن‌دار در سری‌های آهنکی-قلیایی است. مقادیر روبیدیوم و استرانسیوم با افزایش سیلیس روندی صعودی از خود نشان می‌دهند که منطبق بر فرایند جدایش بلوری است (نمودار ۹).



شکل ۸ نمودارهای هارکر (اکسیدهای عناصر اصلی) برای سنگ‌های منطقه. (علائم مشابه شکل ۶).



شکل ۹ نمودارهای هارکر (عناصر نادر) برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی (علائم مشابه شکل ۶).

ژئوشیمی و سنگ‌زایی

در الگوی عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به کندریت [۱۳] الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد بررسی تهی‌شدگی از Eu را نشان می‌دهند و برای دیگر عناصر روندی موازی و عادی دارند (شکل ۱۰). این نمودار نشان می‌دهد که عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این روند می‌تواند به دو دلیل باشد: ۱- آلیش با مواد پوسته‌ای، ۲- ذوب‌بخشی گوشته‌ی غنی شده طی فرایندهای دگر نهادی تحت تأثیر شارهای مشتق شده از ورقه‌ی در حال فروورانش [۱۴]. همچنین بنابر روند ترسیم شده نسبت به N-MORB و E-MORB مشخص شد که واحدهای آتشفشانی منطقه و دایک‌ها نسبت به آنها غنی‌شدگی نشان می‌دهند و منطبق و هماهنگ با سنگ‌های آتشفشانی کمانی هستند.

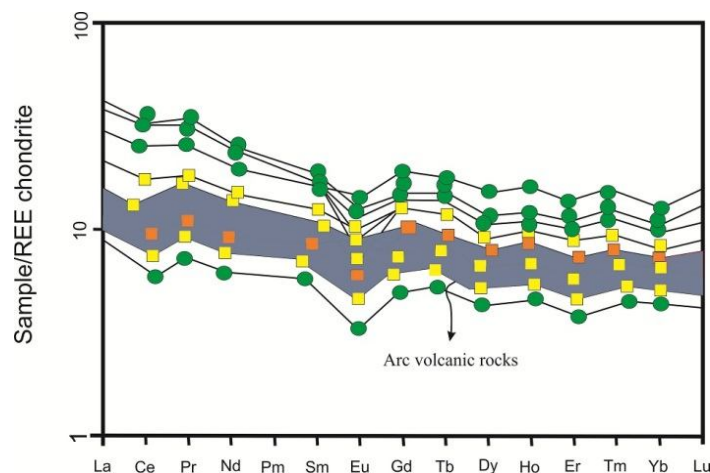
با استفاده از نسبت‌های La/Yb به همراه La/Sm و Ce/Yb می‌توان درجه‌ی جدایش به ترتیب عناصر LREE، REE و HREE را تعیین کرد. نسبت‌های فوق به ترتیب برای سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در گستره‌ی ۳-۲۹، ۷/۶۸-۲/۱۵ و ۵/۷-۴۵ تغییر کرده است. به اعتقاد [۱۴] با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد، از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و در درجات بالاتر از ۳۰ درصد گدازه نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر نادر ایجاد کند. با توجه به این بررسی‌ها می‌توان گفت که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی می‌تواند نشان دهنده‌ی میزان درجه‌ی ذوب بخشی باشد

به این صورت که در درجات پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر LREE غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر HREE از خود نشان می‌دهند ولی با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی نسبت LREE به HREE کاسته می‌شود. بیهنجاری Eu برای نمونه‌های مورد بررسی منفی است که می‌تواند در نتیجه‌ی جدایش پلاژیوکلاز یا فلدسپات پتاسیم‌دار باشد. بیهنجاری مثبت پلاژیوکلاز در نتیجه انباشت فلدسپار حاصل می‌شود [۱۵]. نبود ناهنجاری در مورد Eu نیز نشانگر این است که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در شکل‌گیری ماگما ندارد و ممکن است فقط دستخوش تبلور فشار بالا قبل از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد [۱۶]. ترکیب شیمیایی سنگ‌های آندزیتی، آندزیتی - بازالتی شمال شرقی بافت نسبت به گوشته‌ی اولیه [۱۷] بهنجار شده است (شکل ۱۱ الف). بنابراین نمودار بیهنجاری منفی واضح از P، Ti و Nb مشاهده می‌شود و غنی‌شدگی از Sr و Zr ملاحظه می‌شود. بیهنجاری منفی Nb که در تمامی نمودارهای ترسیم شده در نمودارهای ۱۰ و ۱۱ زیر مشاهده می‌شوند شاخص سنگ‌های وابسته به فروورانش است و ممکن است شاهده‌ی بر وقوع آلیش پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد [۱۸]. سنگ‌های پوسته‌ای که تحت تأثیر آلودگی قرار گرفته باشند دارای نسبت‌های $La/Nb > 1.5$ و $La/Ta > 2.2$ هستند [۱۹]. مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب در گستره‌ی ۲۰۰-۶۵ و ۴/۴-۳/۶ است که تأثیر آلودگی پوسته‌ای در منطقه را به خوبی

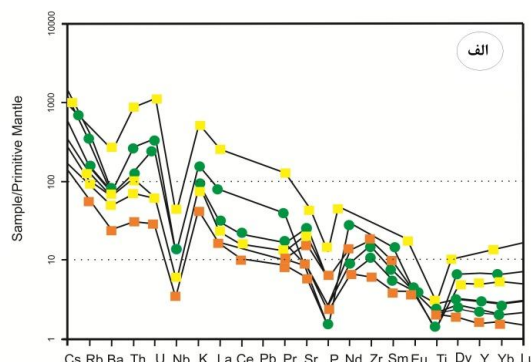
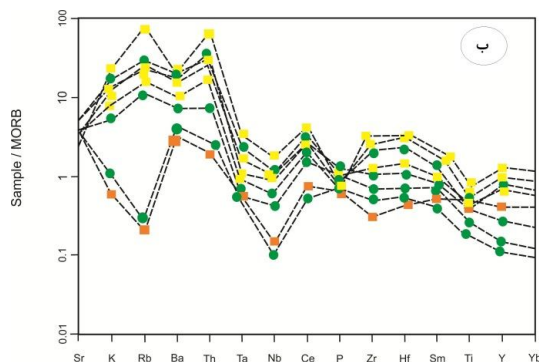
هستند و می‌توانند بیهنجاری این عناصر را در ماگماتیسیم وابسته به فروزان کنترول کنند [۲۲]. در الگوی عناصر کمیاب که نسبت به مورب و کندریت و گوشته‌ی اولیه بیهنجار شده است، وابستگی مشابهی بین تمام آنها مشاهده می‌شود، به خصوص اینکه عناصر LIL غنی شدگی و عناصری مانند Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند که مبین محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. غنی‌شدگی عناصری مانند K و Th می‌توانند نتیجه‌ی آرایش پوسته‌ای باشد. وجود ناهنجاری منفی Nb می‌تواند در محیط‌های ماگمایی فروروانشی و یا آلودگی پوسته‌ی بالایی در سنگ‌های آتشفشانی ایجاد شود. برای نمایش نقش آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه از نمودار Rb به Ba/Rb نیز استفاده شده است [۲۳]. واحدهای مورد بررسی در منطقه-ی شمال شرق بافت آرایش با مواد پوسته‌ی بالایی را نشان می‌دهند (شکل ۱۲ الف).

نشان می‌دهد. در نمودار بیهنجار شده نسبت به مورب [۲۰] بیهنجاری منفی Ba در کنار بیهنجاری واضح منفی Ta و Nb دیده می‌شود (شکل ۱۱ ب). عناصری مانند Th و Ta می‌توانند برای شناسایی فرآیندهایی که گوشته را تحت تأثیر قرار می‌دهند بکار روند. در مناطق وابسته به محیط‌های فروروانشی توریم تحرک بیشتری دارد و در گوه‌ی گوشته‌ای که در بالای منطقه‌ی فروزان قرار دارد غنی‌شدگی نشان می‌دهد [۲۱]. علاوه بر تأثیر آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه که در بالا به آن اشاره شد، تهی‌شدگی Nb و Ta را می‌توان به حلال بودن بسیار کمتر آنها در حمل‌کننده‌های ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نسبت داد که باعث تمرکز آنها در پوسته‌ی اقیانوسی آگیری شده می‌شود [۱۸].

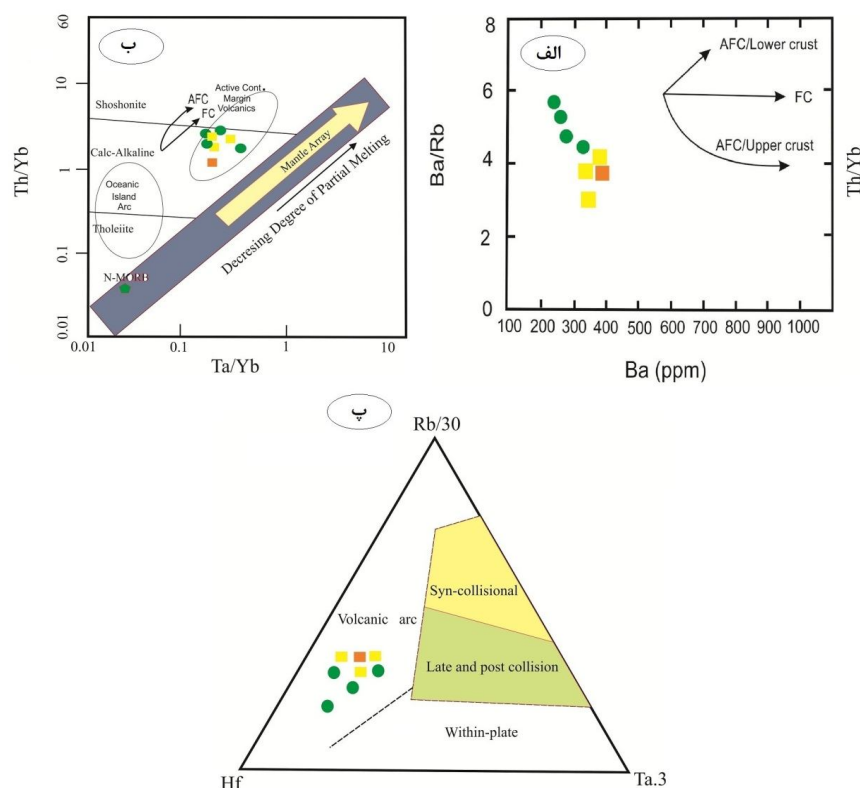
آمفیبول، آپاتیت، مونازیت و زیرکن از جمله کانی‌های میزبان بسیار مهم برای عناصر موجود در گوشته‌ی فوقانی



شکل ۱۰ نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بیهنجار شده نسبت به کندریت [۱۳] برای سنگ‌های مورد بررسی (علائم مشابه شکل ۶).



شکل ۱۱ الگوی عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به الف) گوشته اولیه [۱۷] و ب) مورب [۲۰] برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی (علائم مشابه شکل ۶).



شکل ۱۲ الف) نمودار Ba/Rb در برابر Ba [۲۳]، ب) نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۲۵]، پ) نمودار $Rb-Ta-Hf$ [۲۶] (علائم مشابه شکل ۶).

غنی‌شدگی با شیب نسبتاً ملایم و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این تهی‌شدگی به احتمال زیاد ناشی از وجود گارنت در سنگ خاستگاه اولیه آنهاست. البته جدایش هورنبلند نیز در مایع‌های فلسیک و حدواسط می‌تواند دلیلی برای غنی‌شدگی شدید نمونه‌ها از عناصر LREE نسبت به HREE باشد [۲۴].

فقدان بیهنجاری منفی Eu نشانگر روند جدایش عادی و طبیعی ماده‌ی مذاب است. ماگماهایی که دارای نسبت بالای عناصر خاکی نادر سبک و مقدار پایین‌تر عناصر HREE هستند را می‌توان به محیط‌های فروانش نسبت داد [۲۱]. غنی‌شدگی سنگ‌های مورد بررسی از عناصر Pb , Th , U , Rb و Sr بدلیل ماهیت فروانشی است زیرا بعلت تحرک بالای این عناصر جریان‌های مشتق شده از صفحه‌ی فروانده‌ی غنی از این عناصر هستند [۳۰].

بیهنجاری‌های منفی از Ta , Yb , Nb و V در این سنگ‌ها به نظر می‌رسد بدلیل تبلور بخشی اکسیدهای Ti و Fe یا جدایش کانی‌های آهن و منیزیم‌دار باشد و نیز تاثیر پوسته می‌تواند دلیل اصلی بیهنجاری مثبت عناصری از قبیل La , Cs , Sr و Ce باشد. به عقیده اکثر زمین‌شناسان، بیهنجاری منفی

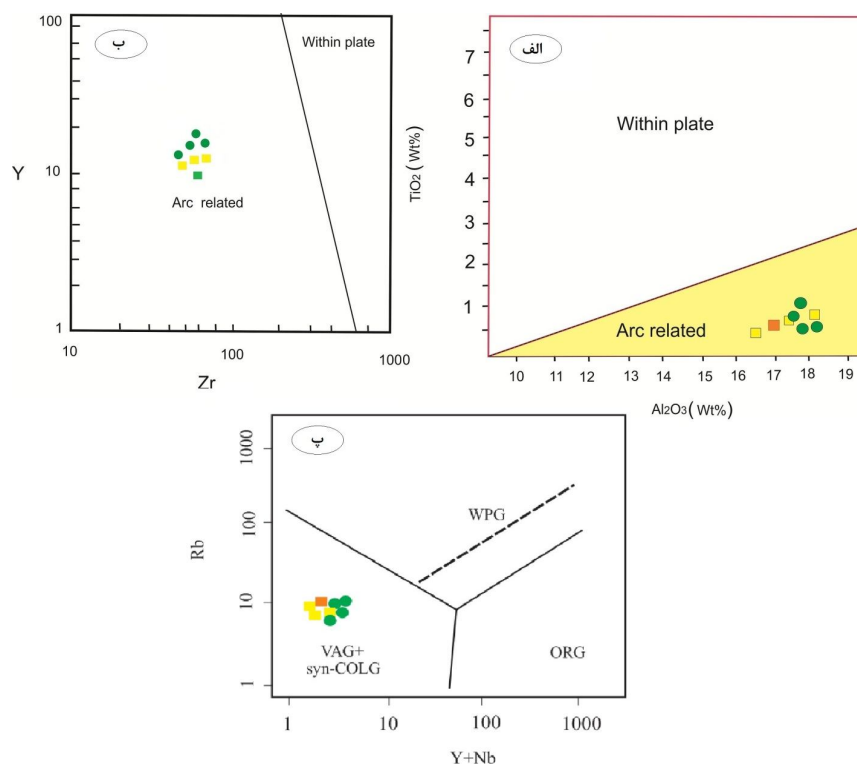
همچنین از بررسی‌های زمین‌شیمیایی برای تعیین محیط و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌ها استفاده شده است [۲۴]. برای تشخیص محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای از محیط‌های دیگر می‌توان از نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۲۵] استفاده کرد (شکل ۱۲). در این نمودار سنگ‌های مورد بررسی در گستره -ی حاشیه‌ی فعال قاره قرار گرفته‌اند. علاوه بر این از نمودار مثلی $Rb-Ta-Hf$ نیز می‌توان برای جدایش سنگ‌های آتشفشانی با توجه به محیط زمین‌ساختی آنها استفاده کرد [۲۶]. بر اساس این نمودار بیشتر نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آتشفشانی جزایر کمائی آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ پ).

برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های حدواسط -بازیک آتشفشانی منطقه از نمودارهای $Al_2O_3 - TiO_2$ [۲۷] (شکل ۱۳ الف)، $Y-Zr$ [۲۸] (شکل ۱۳ ب) و $Nb + Y-Rb$ [۲۹] (شکل ۱۳-پ) استفاده شده است که در این نمودارها وابستگی این سنگ‌ها به محیط‌های قوس آتشفشانی ثابت شده است. در نمودار $Nb+Y-Rb$ [۲۹] (شکل ۱۳ پ) سنگ‌های مورد بررسی در گستره قوس‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار گرفته‌اند. عناصر خاکی نادر سبک (LREE) دارای

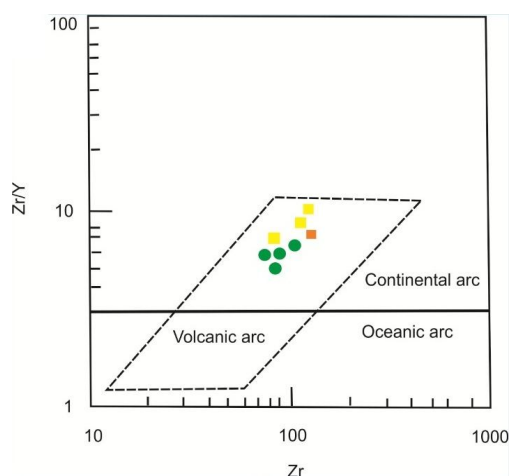
توان برای تشخیص محیط زمین‌ساختی بهره برد. به این صورت که اگر در گدازه‌ها نسبت Zr/Y بزرگتر از ۳ باشد متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای وابسته‌اند و اگر در آنها این نسبت کمتر از ۳ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی دارای نسبت Zr/Y بالاتر از ۳ هستند و در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۴) [۳۲]. بنابر نمودار تمایزی [۳۳] معلوم شد که نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی قلمرو سنگ‌های وابسته به محیط‌های حدواسط فرورانشی و محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند، بنابراین محیط تکتونوماگمایی دایک‌های مورد بررسی را می‌توان در ردیف محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قلمداد کرد (شکل ۱۵) [۲۵]. ثابت بودن نسبت Zr/Nb همراه با افزایش نسبت Ce/Y در نمونه‌های تحت بررسی این نتیجه را می‌دهد که شاره‌های آزاد شده از صفحه فرورانده شده در دگرته‌ای گوشته در منطقه مورد بررسی نقش اساسی داشته است [۳۴] (شکل ۱۶).

عناصر نیوبیوم و تیتان که به مناطق فرورانش وابسته‌اند، می‌تواند نشانه‌ای از سیالات آزاد شده از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده باشد که به پیروی از آن، ذوب‌بخشی گوشته پریدوتیتی و تشکیل ماگمای بازالتی و آندزیتی را به همراه خواهد داشت [۲۱].

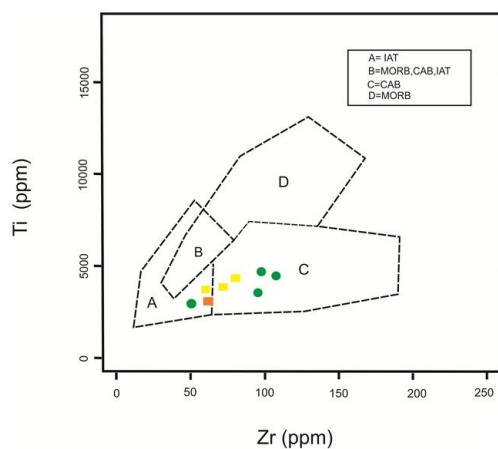
غنی‌شدگی عناصر LILE در این محیط به علت ورود سیالات حاوی عناصر فوق به درون گوشته صورت گرفته است. نسبت پایین Nb/Y در این سنگ‌ها حاکی از آن است که این واحدهای آندزیتی از یک گوهی گوشته‌ای سرچشمه گرفته‌اند که در ذوب آنها سیالات مشتق شده از صفحه‌ی اقیانوسی دخالت داشته است [۳۰]. غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و مقادیر اندک Zr ، TiO_2 و Nb وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های آهکی-قلیایی نشان می‌دهد [۳۱] و نیز می‌تواند نشانگر این باشد که سنگ مادر ماگما دارای گارنت و پیروکسن بوده و عناصر خاکی نادر سنگین را در خود نگه داشته و باعث تهی‌شدگی نمونه‌های مورد بررسی از این عناصر شده است [۳۱]. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز می‌



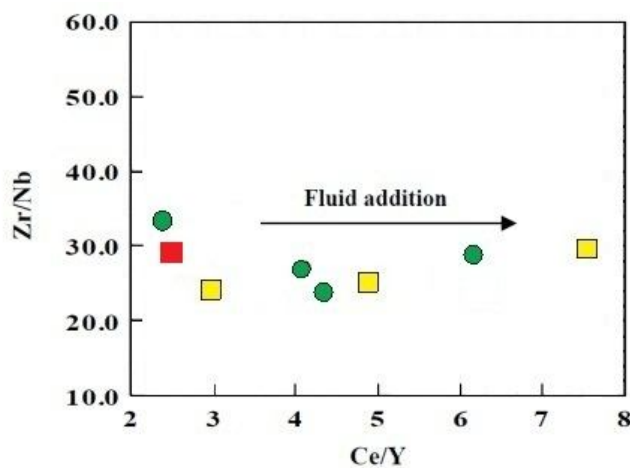
شکل ۱۳ موقعیت دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی روی نمودارهای جدایی محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی: الف) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 [۲۷]، ب) نمودار $Zr-Y$ [۲۸] و پ) موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در نمودار $Nb+Y-Rb$ [۲۹] (علائم مشابه شکل ۶).



شکل ۱۴ چگونگی قرارگیری موقعیت نمونه‌های منطقه مورد بررسی روی نمودار $Zr/Y-Zr$ [۳۲]. که تعلق این سنگ‌ها را به نواحی کمان‌های قاره‌ای آتشفشانی نشان می‌دهد (علائم مشابه شکل ۶).



شکل ۱۵ تعیین موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی. همخوان با نمودار Ti در برابر Zr [۳۲]. بنابراین نمودار سنگ‌های منطقه مورد بررسی به محیط کمان‌های آتشفشانی وابسته‌اند (علائم مشابه شکل ۶).



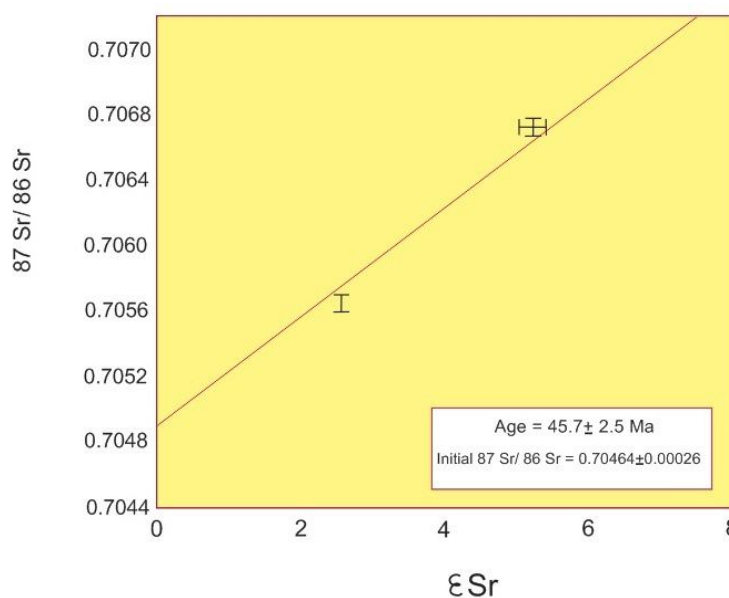
شکل ۱۶ موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودار $Zr/Nb - Ce/Y$ [۳۴] (علائم مشابه شکل ۶).

داده‌های ایزوتوپی Sr و Nd

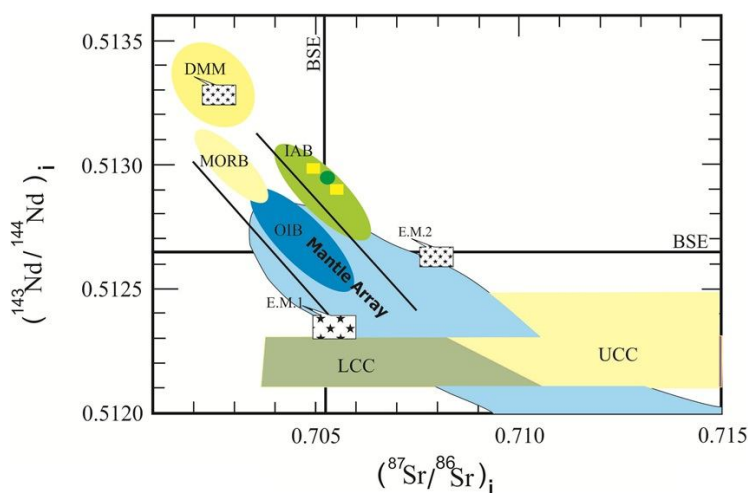
نسبت‌های ایزوتوپی اولیه استرانسیوم و نئودیمیوم نمونه‌های آتشفشانی مورد بررسی بر اساس سن تقریبی ائوسن – الیگوسن (۴۵/۷ میلیون سال) محاسبه شد (شکل ۱۷) (جدول ۳). تمام نمونه‌ها دارای ترکیب ایزوتوپی تقریباً مشابهی هستند که مبین خاستگاه یکسان آنهاست [۳۳]. همچنین میزان ترکیب ایزوتوپی تمام نمونه‌ها از CHURF بیشتر است. به طور کلی میزان نسبت و تغییرات ϵ_{Nd} از ۰.۵۱۲۷۱۱ تا ۰.۵۱۲۸۲۳ و از ۱/۶۸ تا ۳/۸۲ متغیر است که از نظر ترکیبی نشانگر گوشتی تهی شده خاستگاهند [۳۵]. نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ در ماگماهای نوع I بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶ است در حالیکه در انواع نوع S این مقدار بیشتر از ۰/۷۰۸ است [۳۶] که تأیید کننده ماهیت نوع I برای ماگمای تشکیل دهنده این واحدهاست. این نسبت برای واحدهای مورد بررسی بین ۰/۷۰۴۷۵۹ تا ۰/۷۰۵۵۶۱ تغییر می‌کند. مدل سنی بر اساس ایزوتوپ استرانسیوم حدود ۴۵/۷ میلیون سال است که یک خاستگاه با سن ائوسن زیرین را پیشنهاد می‌کند (شکل ۱۷). در نمودار $^{86}Sr/^{86}Sr$ اولیه نسبت به تغییرات ϵ_{Nd} (شکل ۱۸) نمونه‌های منطقه در منطقه‌ی دوم نمودار و در بخش نزدیک به

ترکیب کل زمین همراه با هضم مواد پوسته‌ای مشاهده می‌شوند و در مرز بازالت‌های جزایز قوسی قرار می‌گیرند. قرارگیری نمونه‌ها در نزدیک آرایه گوشتی نشانگر خاستگاه آنها از گوشتی و خارج از پوسته قاره‌ای است [۲۴]. قرارگیری نمونه‌ها در سمت راست آرایه گوشتی نشانگر شکل‌گیری ماگمای تهی شده از طریق اختلاطی از تبلور تفریقی یا هضم اجزای پوسته ای با میزان پایین $^{143}Nd/^{144}Nd$ و میزان بالای $^{86}Sr/^{86}Sr$ است [۳۷].

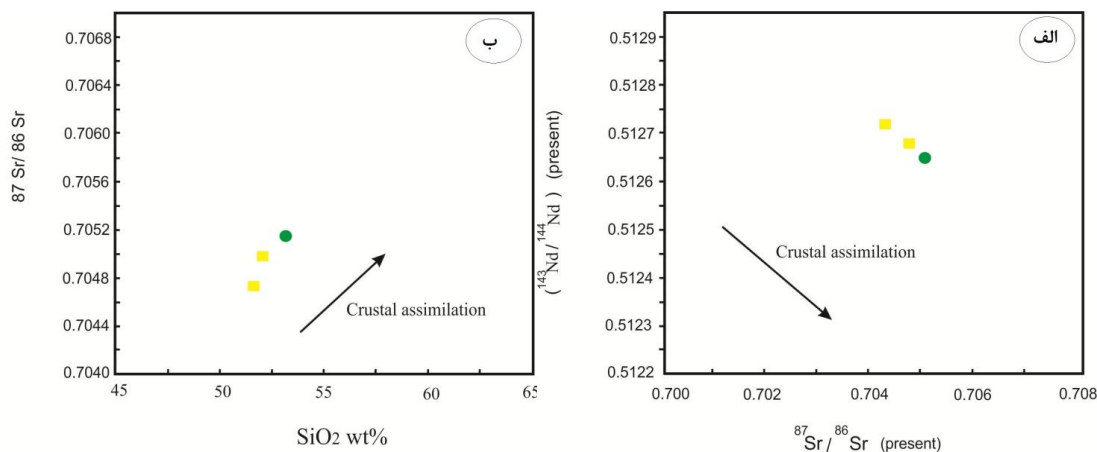
اثر هضم اجزای پوسته‌ای از طریق نمودار تغییرات نئودیمیم در برابر SiO_2 قابل بحث و تفسیر است (شکل ۱۹) [۳۸]. همخوانی میان نسبت‌های ایزوتوپی و افزایش سیلیس در سنگ‌های آندزیتی منطقه دلیلی روشن بر آغستگی پوسته-ای در این واحدهاست [۳۹]. بنابراین تغییرات مشاهده شده در نسبت‌های ایزوتوپی در واحدهای مورد بررسی نشانگر اثر قابل توجه هضم مواد پوسته‌ای به همراه فرایند تبلور تفریقی در یک سیستم باز است [۳۷]. بعلاوه نمونه‌ها نیز اندکی دگرسانی نشان می‌دهند که چنین رخدادی می‌تواند روی نسبت‌های استرانسیوم تأثیر گذاشته بدون اینکه تغییری در نسبت‌های نئودیمیم حاصل کند [۴۰].



شکل ۱۷ نمودار تغییرات استرانسیوم در برابر نسبت‌های استرانسیوم برای نمونه‌های آتشفشانی منطقه‌ی شمال شرق بافت که سن حدود ۴۵/۷ میلیون را نشان داده است.



شکل ۱۸ نمودار تغییرات ایزوتوپی Sr در برابر Nd برای نمونه‌های آتشفشانی منطقه‌ی شمال شرق بافت [۳۸] (علائم مشابه شکل ۶)



شکل ۱۹ الف) نمودار SiO₂ در برابر ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr [۳۵] و ب) نمودار ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr در برابر تغییرات ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd [۳۸] (علائم مشابه شکل ۶)

برداشت

بر اساس شواهد متعدد بدست آمده مشخص شده است که گدازه‌های منطقه‌ی شمال شرق شهرستان بافت و شمال شهرستان رابر محصول جدایش ماگماهایی هستند که در آغاز از ذوب بخشی یک گوشته‌ی دگرنهاد در بخش بالایی منطقه‌ی فروروانشی ایجاد شده اند. گوشته خاستگاه سری های سنگی منطقه به احتمال زیاد یک گوشته‌ی تهی شده بوده است. الگوی نمودارهای عنکبوتی نشانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر LIL و LREE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE است. این الگو شاخص کمان‌های ماگمایی ناشی از فروروانش است. ژئوشیمی سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی در منطقه که طیف غالب واحدهای سنگی را بخود اختصاص داده است،

بیانگر شرایط تشکیل حدواسط بین حاشیه قاره‌ای فعال و کمان آتشفشانی و حاکی از فوران این گدازه‌ها در یک کمان ماگمایی هستند. براساس مستندات زمین شناسی، ژئوشیمی و داده‌های استرانسیم و نئودیمیم، ماگمای مادر واحدهای آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی از ذوب بخشی گوشته‌ی تهی شده حاصل شده است و آغشتگی قابل توجهی با پوسته‌ی قاره‌ای را نشان می‌دهد. نمودار تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه‌ی شمال شرق بافت مشابه با دیگر واحدهای آتشفشانی موجود در ایران مرکزی، گرایش به ماگماتیسم کمانی داشته و در محیط کمان حاشیه‌ی قاره‌ای وابسته به فروروانش صفحه‌ی اقیانوسی عربی به زیر لیتوسفر

- [10] Shand S.J., "Eruptive Rocks: *Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore Deposits*", Hafner, New York, (1969) 488p
- [11] Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vannuci R., "*The Finro phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism*", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134 (1999) 107-122.
- [12] Gill J. B., "*Orogenic Andesites and plate tectonics*", Springer, (1981) Verlag, Berlin,
- [13] Sun S.S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes: in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., Magmatism in the ocean basins*", Geological Society Special Publications no. 42 (1989) p313-345.
- [14] Srivastava R.K., Singh R.K., "*Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism*", *Jurnal of Asian Earth Sciences* 23(2004) 373-389.
- [15] Jung S., Hoffer E., Hoernes S., "*Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia) Geochemical and Nd-Sr-Pb-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis*", *Lithos*, 96(2007) 415-435.
- [16] Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X., "*Petrology and Geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province western North China Craton : Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime*". *Lithos*, 98(2007) 45-66.
- [17] Nakamura N., "*Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite*", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38 (1974) 757-775.
- [18] Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., "*Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas*", philosophical transactions of the Royal Society of London 335 (1991) 377-392.
- [19] Abdel-Fattah M., Abdel-Rahman A.M., Nassar P.E., "*Cenozoic Volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon*", *Geology magazine*. 141 (2004), 545-563.
- [20] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "*Trace element discrimination diagrams for the*

ایران مرکزی و بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس در نئوژن تشکیل شده‌اند [۴۱]. بنابراین، دایک‌ها و دیگر سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی، نتیجه‌ی ماگماتیسم آهکی-قلیایی وابسته به فرورانش هستند. بررسی‌های مشابه صورت گرفته در ایران مانند [۴۲] نیز بیانگر این است که غالب سنگ‌های منطقه در گستره‌ی کمان‌های ماگمایی جوان و نابالغ و یا در مراحل اولیه‌ی تکامل و گسترش کمان ماگمایی قرار گرفته‌اند.

مراجع

- [۱] معین وزیری ح، احمدی، ع، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۷۱)، ۵۳۹ ص.
- [۲] نبوی م، "دیاچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور"، (۱۳۵۵)، ۴۴۰ ص.
- [3] Dimitrijevic M. D., Srdic A., Dimitrijevic M. N., "*Geological map of Iran 1:100000 series Sheet 7348- Baft*". Geological survey of Iran. (1959).
- [4] Dimitrijevic M. D., Cvetic S., Djokovic I., "*Geology of Kerman region: institute for geological and mining exploration and institution of nuclear and other mineral raw materials, Scale: 1: 500000*", Geological survey of Iran, Report Yu/52, 334 pp. (1973).
- [5] Maitre R. W. Le, "*A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*", Backwell. Oxford, 193pp., (1989).
- [6] 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
- [7] Kuno H., "*Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H., Poldervaart, A. (Eds.), Basalts*", Vol. 2. John Wiley and Sons, (1968) pp 623-668.
- [8] Irvine T. W., Baragar W. R. A., "*A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*", *Canadian Journal of Earth Sciences*, (1977), Vol. 8, pp.523 – 548.
- [9] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "*Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements*", development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(2007) 2341-2357.

- [31] Machado A., Lima E.F., Mortad., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M., Urrutia J.L., "Geochemistry constrains of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica ". J. South American Earth Science. 18 (2005) 407-425.
- [32] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In Hawkesworth C.J. and Norry, M.J., shiva, Nantwich, (1983) 230-249.
- [33] Pearce J.A., Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", Earth Planet. Sciences Letter, 19 (1973) 290-300.
- [34] He Y., Zhao G., Sun M., Wilde S.A., "Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China craton", Lithos, 102 (2007) 158-178.
- [35] Liu S., Hu R., Gao S., Feng Coulson I., Feng G., Qi Y., Yang Y., Yang C., Tang L., "U-Pb zircon age, geochemical and Sr-Nd isotopic data as constrains on the petrogenesis and emplacement time of the Precambrian mafic dyke swarms in the north china craton (NCC)", Lithos, Vol: 140-141 (2012), p:35- 52.
- [36] Chappell B.J., White A.J.R., "Two Contrasting Granite Types", Pac. Geology., Vol:8 (1974), p:173-174.
- [۳۷] کوهستانی ح.، قادری م.، امامی م.ه.، فره س.، کامنتسکی د.، مکفی ج.، زاو خ.، "ژئوشیمی سنگ کل و ایزوتوپی استرانسیوم - نئودیمیم سنگ های آتشفشان میزبان کانسار نقره - طلای چاه زرد، کمر بند/رومیه - دختر"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و سوم، شماره ۹۱، (۱۳۹۲) ص ۹ تا ۲۴.
- [38] Li J., Zhao X., Zhou M., Ma C., Souza Z., Vasconcelos P., "Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U-Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 157 (2009), p: 383-409.
- [39] Ma L., Jiang S., Hou M., Dai B., Jiang Y., Yang T., Zhao K., Wie P., Zhu Z., Xu B., "Geochemistry of early Cretaceous calc-alkalin lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
- [21] Xia Q.-X., Zheng Y-F., Zhou L. G., "Dehydration and melting during continental collision: constraints from element and isotope geochemistry of low-T/UHP granitic gneiss in the Dabie orogen", Chemical Geology 247(2008) 36-65.
- [22] Ionov D.A., Hofmann A.W., "Nb-Ta rich mantle amphiboles and mica: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations", Earth and Planetary Science Letters, 131(1995) 341-356.
- [23] Askren D. R., Roden M. F., Whitney J. A., "Petrogenesis of Tertiary Andesite Lava Flows Interlayered with Large-Volume Felsic Ash-Flow Tuffs of the Western USA", Journal of Petrology, 38(1999), 1021-1046.
- [24] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation" presentation, interpretation". Longman Group, UK 1st edition (1993) 352p.
- [25] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J., (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, (1983) 230-249.
- [26] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., "Geochemical characteristics of collision -zone Magmatism". In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): Collision Tectonics. Geological Society of London, Special publication (1986) 19: 67-81.
- [27] Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer Verlage, (1997), 241 p.
- [28] Wood D. A., Joron J. L., Treuil M., Norry M., Tarney J., "Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Island and the surrounding ocean floor", Contrib. Mineral, Petrol.70 (1979a) 319-339.
- [29] Garsia T.S., Quesada C., Bellido F., Dunning G.R., Tanago J.G.D., "Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: The early Paleozoic of the Ossa Morena zone (SW Iberia)", Tectonophysics, 461 (2008) 72-90.
- [30] Peng T., Wang Y., Zhao G., Fan W., Peng B., "Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication", Lithos, 102 (2007) 358-373.

- [41] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". Canadian Journal of Earth Sciences (1981) 18,210-265.
- [42] Shahabpour J., "Island - arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt", Journal of Asian Earth Sciences. 30, (2007) 652-665.
- eastern North China craton"*, Gondwana research, Vol: 25 (2014), p: 859-872.
- [40] Arjmandzadeh R., Santos J.F., "*Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran*", Springer, International Journal of Earth Science (Geol Rundsch), Vol:103 (2014) , p: 123-140.