

پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری منطقه ناسفنده، شمال شرق نهبندان (شرق ایرن)

عصمت علی‌شاهی^{۱*}، محمد حسین زرین‌کوب^۲، سید سعید محمدی^۲

۱- کارشناس ارشد زمین‌شناسی، گرایش پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۶/۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۱۱

چکیده

مجموعه آتشفشانی ناسفنده واقع در بخش شمال شرقی نهبندان، یکی از رخنمون‌های جوان است که بر روی نهشته‌های رسوبی (شبه فلیش) و در امتداد گسل نهبندان شرقی در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان قرار گرفته است. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه شامل تراکی آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت و آلیوین بازالت با بافت‌های پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی، جریان‌ی و حفره‌ای می‌باشد. کلینوپیروکسن و آلیوین به همراه مقادیر کمی آمفیبول، فنوکریست‌های آنها را تشکیل می‌دهند. وجود فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و منطقه‌بندی در آنها، به‌خصوص حضور تیتان اوژیت‌ها، وجود آلیوین‌های خود شکل و فاقد حاشیه‌ی واکنشی، عدم حضور ارتوپیروکسن و نبود پلاژیوکلاز به‌صورت فنوکریست از مشخصات این سنگ‌ها است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها ماهیت آکالن سدیک دارند. الگوی نمودارهای عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE را نشان می‌دهند که دلیلی بر منشاء گرفتن ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه پایین یک گوشته‌ی گارنت لرزولیتی است. حضور زینولیت‌های گوشته‌ای (زینولیت‌های پیروکسنیتی) و طبیعت آکالن این گدازه‌ها، مؤید صعود سریع ماگما از عمق زیاد می‌باشد و طبق نمودارها در مجموعه‌های درون صفحه‌ای جای می‌گیرند.

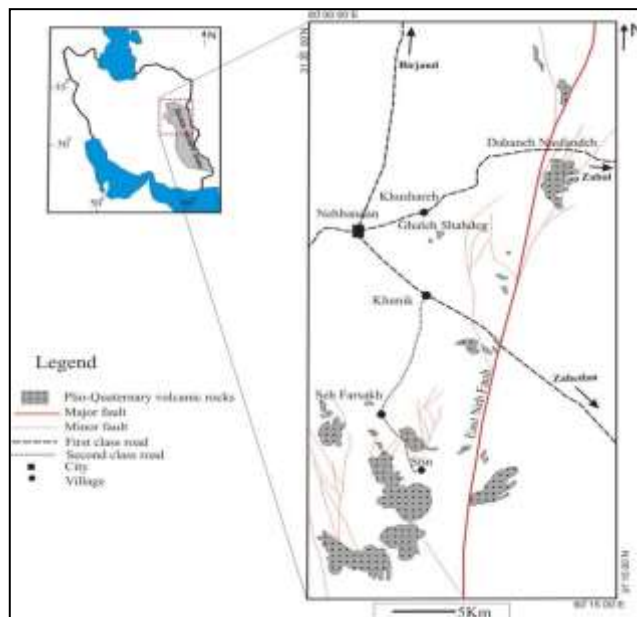
واژه‌های کلیدی: آکالن، پلیو-کواترنری، زون زمین‌درز سیستان، ناسفنده، نهبندان.

مقدمه

همکاران، ۲۰۰۹؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲) برای آنها بیان شده است. بررسی‌های صورت گرفته توسط قاسم پور و همکاران (۱۳۸۹) بر روی توده‌های مشابه در منطقه‌ی استند (جنوب شرق نهبندان)، ماهیت این سنگ‌ها را کالک آلکالن ناشی از فرورانش یک پوسته‌ی قاره‌ای به‌شمار می‌آورد.

بروزند آتشفشانی جوان ناسفنده در بخش شمال-شرقی نهبندان و بر روی سیستم گسل نهبندان قرار گرفته‌است (شکل ۲). در نقشه‌های ۱:۱۰۰,۰۰۰ نهبندان (علوی نائینی و لطفی، ۱۹۸۹) و ۱:۲۵۰,۰۰۰ زابل (علوی نائینی، ۱۹۸۹)، واحدهای یاد شده، آندزیت بازالت معرفی شده‌اند. از آنجایی که تاکنون هیچ‌گونه کار صحرایی و ژئوشیمیایی بر روی این مجموعه صورت نگرفته، این پژوهش با هدف مطالعه‌ی شرایط تشکیل و مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها با سایر ولکانیک‌های جوان شمال ایالت ساختاری سیستان (امتداد گسل نه شرقی) صورت گرفته است.

سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری در شرق ایران ارتباط نزدیکی با گسل‌های راستالغز دارند (والکر و همکاران، ۲۰۰۹). این واحدهای جوان در چند ساله‌ی اخیر مورد توجه زمین‌شناسان مختلف قرار گرفته و بحث در مورد ماهیت و نحوه‌ی شکل‌گیری آنها فراوان است (والکر و همکاران، ۲۰۰۹؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ سعادت و استرن، ۲۰۱۲؛ قاسم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹؛ ملاشاهی، ۱۳۸۹). در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان تعدادی از این واحدهای آتشفشانی شامل ولکانیک‌های جوان استند، خونیک، شاهدژ (والکر و همکاران، ۲۰۰۹؛ قاسم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹)، کوه گرم (پانگ و همکاران، ۲۰۱۲) و در امتداد گسل نهبندان شامل ولکانیک‌های نهبندان و محدوده‌ی دریاچه‌ی هامون شامل توده‌های سم-کوه و کوه خواجه (ملاشاهی، ۱۳۸۹)، رخنمون دارند (شکل ۱). ماهیت آلکالن، شکل‌گیری مربوط به محیط‌های درون صفحه‌ای (والکر و همکاران، ۲۰۰۹؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ ملاشاهی، ۱۳۸۹) و اثرات و نشانه‌هایی از OIBها (والکر و



شکل ۱: رخنمون واحدهای بازالتی پلیو-کواترنری در امتداد گسل نهبندان و موقعیت آنها نسبت به شهر نهبندان، برگرفته از نقشه‌ی ۱:۲۵۰,۰۰۰ زابل (علوی نائینی، ۱۹۸۹).

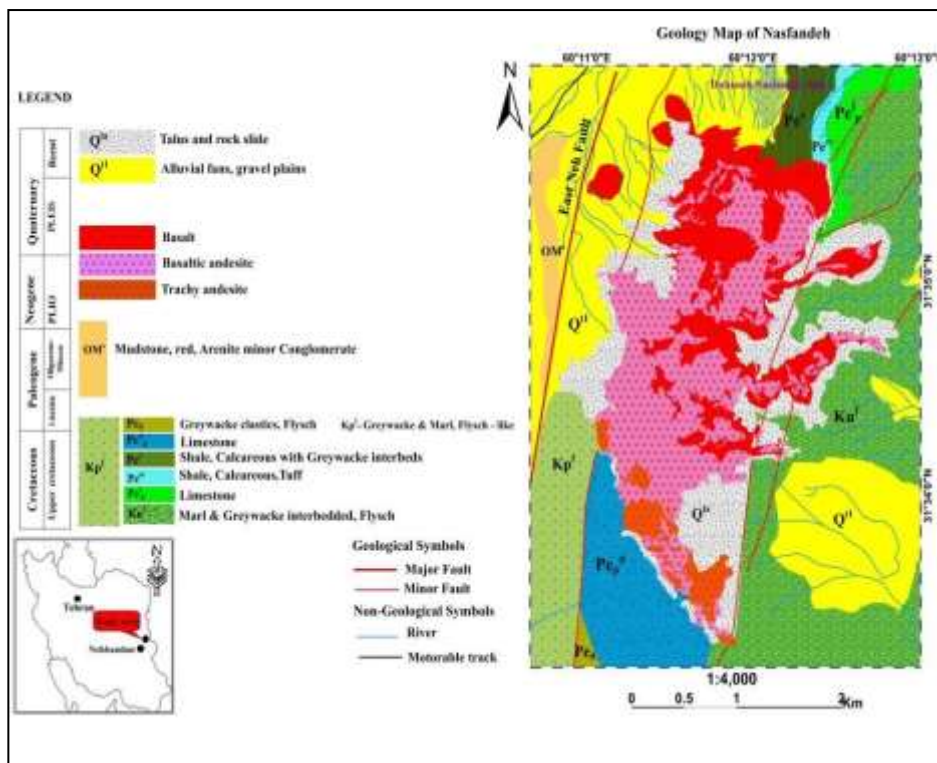
روش کار

این پژوهش بر مبنای مطالعات صحرایی، پتروگرافی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها انجام شده است. تعداد ۱۰۱ مقطع نازک تهیه و ۱۰ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی به روش ICP برای تعیین میزان عناصر اصلی و ICP-MS برای تعیین میزان عناصر جزئی انتخاب و در شرکت SGS کانادا آنالیز گردید.

جایگاه زمین‌شناسی: منطقه‌ی مورد مطالعه در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳) واقع شده است. زون جوش-خورده‌ی سیستان به‌عنوان بقایایی از یک باریکه‌ی اقیانوسی است که بین بلوک افغان و پهنه‌ی لوت وجود داشته است. این باریکه‌ی اقیانوسی به‌عنوان یکی از سرشاخه‌های نئوتتیس بوده که در اواخر کرتاسه بسته شده است (زرین کوب و همکاران، ۲۰۱۰)، (زرین کوب و همکاران، ۲۰۱۲؛ بروکر و همکاران، ۲۰۱۰). بر اساس تعیین سن‌های صورت گرفته توسط زرین کوب و همکاران

(۲۰۱۲)، ماگماتیزم آکالن بعد از برخورد این دو بلوک که به‌صورت رخنمون‌های نسبتاً کوچکی از بازالت‌های درون صفحه‌ای است، بین ۱/۴ تا ۱۴ میلیون سال قبل رخ داده است. جدیدترین فعالیت‌های آتشفشانی در ایالت سیستان به صورت آلیوین بازالت‌های کواترنری در این زون ساختاری می‌باشند که بر روی واحدهای قدیمی‌تر ریخته‌اند (پانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ والکر و همکاران، ۲۰۰۹).

سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی ناسفنده از طرف شمال‌شرق و جنوب روی سنگ‌هایی از جمله آهک، مارن، شیل و ماسه سنگ‌های (فلیش) کرتاسه‌ی فوقانی- پالتوسن (علوی نائینی و لطفی، ۱۹۸۹) قرار گرفته‌اند. این برونزد در قسمت‌های شمال غربی و غرب به دشت‌های هموار و رسوبات کواترنر محدود می‌شود (شکل ۲). مجموعه‌ی سنگی مورد مطالعه به صورت سر تخت‌های کشیده با ساخت توده‌ای و ستونی در منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۳).



شکل ۲: نقشه‌ی زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه، واحدهای رسوبی به نقل از نقشه‌ی

۱:۰۰۰۰۰۰: انهبندان (علوی نائینی و لطفی، ۱۹۸۹).

صورت گرفته توسط پانگ و همکاران (۲۰۱۲)، بر روی توده های مشابه، ۴/۵ میلیون سال می باشد.

سن این سنگ‌ها در بخش شرق و شمال شرق منطقه‌ی مورد مطالعه با توجه به سن‌سنجی‌های



شکل ۳: الف- نمایی از منطقه‌ی مورد که به صورت سرتخت کشیده است (دید عکس، جنوب شرق)، ب- ساخت توده‌ای در سنگ‌های مورد مطالعه (دید عکس، جنوب غرب)، پ- ساخت ستونی در سنگ‌های مورد مطالعه (دید عکس، جنوب).

بحث و بررسی

پتروگرافی: بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی ناسفنده شامل تراکی آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت و آلبوین بازالت می‌باشند.

تراکی آندزیت‌ها: بافت اصلی و غالب این سنگ‌ها، پورفیری با زمینه‌ی جریان‌ی است (شکل ۴- الف).

پلاژیوکلاز

اصلی‌ترین کانی تراکی آندزیت‌ها است که نسبتاً سالم می‌باشند.

آندزیت بازالت‌ها: آندزیت بازالت‌ها، بخش مجاور به حاشیه‌ی شمال شرقی و مرکز توده‌ی آتشفشانی ناسفنده را تشکیل می‌دهند. بافت کلی این سنگ-ها پورفیری با زمینه‌ی میکروولیتی (شکل ۴- ب)، گلومروپورفیری، حفره‌ای و بادامکی است.

آمفیبول و پیروکسن بیشترین فنوکریست‌های این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. آمفیبول موجود در این سنگ‌ها به صورت درشت بلور و کمتر به صورت ریز بلور، بیشتر شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود؛ به‌گونه‌ای که در برخی نمونه‌ها، اشکال منشوری و شش ضلعی آنها کاملاً مشخص است (شکل ۴- پ). این کانی با توجه به پلی‌کروئیسیم

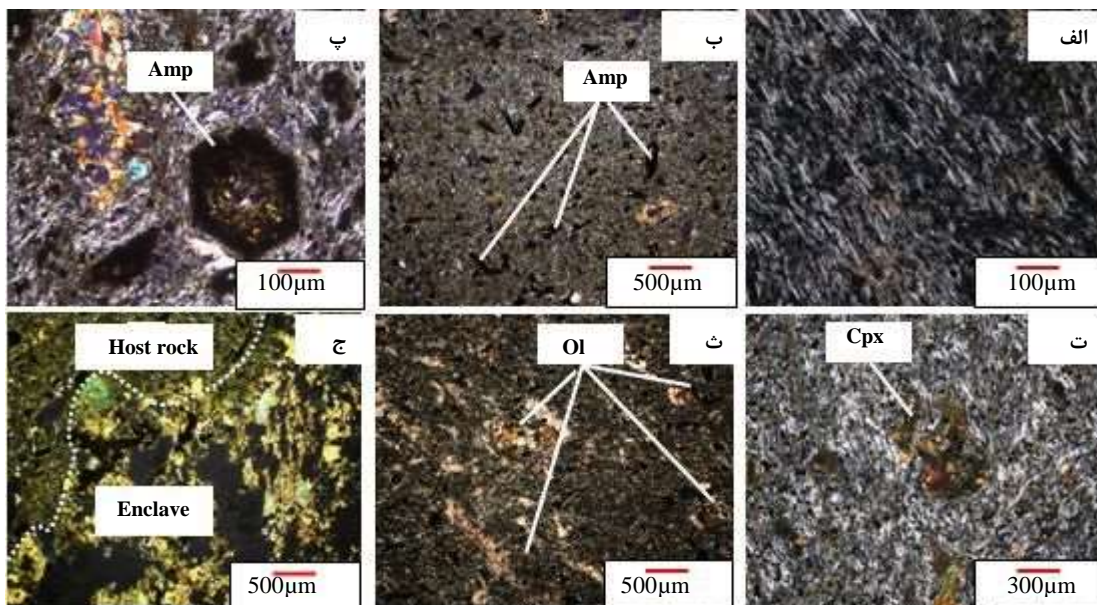
قهوه‌ای روشن تا تیره از نوع هورنبلند بازالتی می‌باشد. درشت بلورهای آمفیبول بیشتر آثار تحلیل یافتگی و سوختگی از خود نشان می‌دهند. سوختگی یا آپاسیتیزه شدن آمفیبول نوعی واکنش اکسیداسیون است که به علت عدم تعادل این کانی در محیط‌های آبدار (بست، ۲۰۰۳) و دمای بالا ایجاد می‌شود (میدل‌موس، ۱۹۸۵؛ بست، ۲۰۰۳؛ رادرفورد و دوین، ۲۰۰۳). تیرگی حاشیه‌های آپاسیتی شده بیشتر به علت محتوای کانی‌های تیتانومگنتیت، ایلمنیت و یا مگنتیت می‌باشد (پلجو و تسایی، ۲۰۰۶). پیروکسن بعد از آمفیبول فراوان‌ترین فنوکریست این سنگ‌ها است. از خصوصیات بارز پیروکسن‌ها، منطقه‌بندی بخشی و ماکل ساعت شنی می‌باشد که نشان دهنده‌ی حضور اوژیت تیتانیوم‌دار است (ورنون، ۲۰۰۴). پلاژیوکلازها اغلب به صورت میکروولیت در زمینه و به حالت سوزنی و باریک در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و ترکیب آنها با توجه به زاویه‌ی خاموشی (۳۴- ۲۵ درجه) در حد لابرادوریت - آندزین است.

بازالت‌ها: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با خمیره‌ی میکروولیتی (شکل ۴- ت)، حفره‌ای و میان دانه‌ای هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن

های بازالتی مورد بررسی را تشکیل می‌دهند. حضور آلیوین هم به صورت فنوکریست و هم به صورت بلورهای کوچک در زمینه یکی از مشخصات بازالت‌های قلیایی است (شلی، ۱۹۹۳). عدم تشکیل حاشیه‌های واکنشی در اطراف آلیوین‌ها، یکی دیگر از مشخصات بازالت‌های قلیایی است (ریدر و روساس، ۲۰۰۱). وجود درشت بلورهای آلیوین در این سنگ‌ها حاکی از جدایش بلورین جزئی ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها است. بنابراین ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها باید به ترکیب شیمیایی اولیه‌ی ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنها نزدیک باشد (نلسون، ۲۰۱۰). از دیگر ویژگی‌های قابل توجه در این سنگ‌ها حضور زینولیت‌ها و زینوکریست‌های پیروکسنیتی است (شکل ۴-ج). با توجه به این‌که این زینولیت‌ها احتمالاً منشاء گوشته‌ای دارند، حضور آنها مؤید صعود سریع ماگما از عمق زیاد می‌باشد (زوو و همکاران، ۲۰۰۵).

اصلی‌ترین اجزای این سنگ‌ها می‌باشند. بیشینه‌ی زاویه‌ی خاموشی پلاژیوکلاز، ۳۵ درجه و لابرادوریت تعیین شده است. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به موازات هم قرار گرفته و حالت جریان‌ی دارند. پیروکسن‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل‌اند و اندازه‌گیری زاویه‌ی خاموشی ۳۸ تا ۴۳ درجه، نشان دهنده‌ی اوژیت بودن آنها می‌باشد.

آلیوین بازالت‌ها: این سنگ‌ها بخش نزدیک به شمال‌غرب کوه‌های ناسفنده را تشکیل می‌دهند. بافت غالب در این سنگ‌ها بافت پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی و میان‌دانه‌ای می‌باشند (شکل ۴-ث). درشت بلورهای خود شکل آلیوین حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند که اغلب تازه و فاقد دگرسانی هستند و تنها در برخی نمونه‌ها به ایدینگزیت دگرسان شده‌اند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و ریز بلورهای کلینوپیروکسن و آلیوین، زمینه‌ی سنگ-



شکل ۴: الف- بافت جریان‌ی در تراکی آندزیت‌ها، ب- بافت پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی در آندزیت بازالت‌ها، پ- فنوکریست آمفیبول منشوری آپاسیتی شده، ت- بافت پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی در بازالت‌ها، ث- بافت پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی در آلیوین بازالت‌ها، ج- حضور انکلاوهای پیروکسنیتی، علایم اختصاری استفاده شده از (ویتنی و ایوانز، ۲۰۱۰)؛ Ol: آلیوین، Amp: آمفیبول، Cpx: کلینوپیروکسن.

ژئوشیمی: نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ناسفنده در جدول (۱) آمده است. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سایر واحدهای جوان نیز که توسط نویسندگان دیگر بررسی شده‌اند، جهت مقایسه در جدول (۲) آمده است.

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد) و عناصر کمیاب و نادر خاکی (ppm) سنگ-های آتشفشانی منطقه ناسفنده.

Sample	90-Na-14	90-Na-21	90-Na-34	90-Na-50	90-Na-59	90-Na-64	90-Na-69	90-Na-86	90-Na-89	90-Na-94
SiO ₂	۴۸/۵۸	۵۴/۴۸	۴۸/۷۲	۵۱/۳۴	۵۰/۳۲	۵۳/۴۴	۵۰/۷۳	۵۴/۳۹	۵۴/۵۸	۵۴/۹۱
TiO ₂	۲/۲۱	۲/۲۱	۲/۴۹	۲/۰۲	۱/۹۵	۱/۵۹	۲/۱۳	۱/۶۲	۱/۵۴	۱/۵۶
Al ₂ O ₃	۱۵/۴۹	۱۷/۰۸	۱۵/۵۴	۱۵/۸۸	۱۵/۸۳	۱۶/۶۷	۱۵/۶۸	۱۶/۹۴	۱۶/۵	۱۶/۵
Fe ₂ O ₃ ^۱	۸/۸۵	۶/۳۹	۹/۸۶	۸/۵۸	۸/۰۲	۶/۷۷	۸/۲۲	۶/۵۲	۶/۳	۶/۵۱
MnO	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸
MgO	۵/۹۲	۳/۸۶	۵/۹۶	۵/۴۵	۴/۰۹	۴/۰۳	۴/۲۲	۳/۸۶	۳/۶۸	۳/۷۸
CaO	۹/۹۰	۷/۶۱	۹/۴۷	۹/۱۱	۹/۹۱	۸/۱۲	۹/۸۵	۷/۷۶	۷/۸۵	۷/۴۷
Na ₂ O	۴/۶	۵/۵۲	۴/۶۲	۴/۸۴	۴/۸۹	۵/۵۱	۴/۹۴	۵/۴۳	۵/۵۲	۵/۵۹
K ₂ O	۱/۵۸	۱/۴۲	۱/۳۹	۱/۳۸	۱/۳۴	۱/۳۲	۱/۵۱	۱/۴۳	۱/۳۸	۱/۰۱
P ₂ O ₅	۱/۱۶	۰/۹	۱/۱۲	۱/۰۲	۱/۰۹	۰/۹	۱/۰۶	۰/۹۲	۰/۸۳	۰/۸۱
LOI	۱/۶۱	۰/۷۸	۱/۱۳	۰/۸۵	۱/۹۶	۱/۱	۱/۷۹	۰/۸۲	۱/۱۹	۱/۵۶
Sum	۱۰۰/۲	۹۹/۷	۱۰۰/۵	۱۰۰/۷	۹۹/۶	۹۹/۵	۱۰۰/۲	۹۹/۹	۹۹/۳۸	۹۹/۵
Ba	۴۸۰	۳۵۰	۳۵۰	۴۷۰	۴۲۰	۶۲۰	۴۵۰	۳۴۰	۳۳۰	۴۷۰
Sr	۱۵۶۰	۱۲۰۰	۱۱۳۰	۲۲۳۰	۱۵۷۰	۲۲۹۰	۱۷۴۰	۱۱۸۰	۱۱۹۰	۲۷۳۰
Zn	۱۲۸	۱۰۲	۱۲۸	۱۱۶	۱۱۴	۱۱۰	۱۰۸	۱۰۶	۱۰۸	۱۰۷
Cs	۱/۲	۰/۷	۰/۸	۰/۵	۱/۱	۰/۹	۰/۷	۰/۷	۰/۹	۰/۸
Co	۲۹/۳	۲۰/۱	۳۴/۶	۲۸/۳	۲۶/۷	۲۱/۵	۲۷/۲	۲۰/۷	۲۰/۳	۱۹/۹
Rb	۲۷/۳	۱۶/۶	۲۵/۱	۱۸/۷	۲۰/۴	۱۶/۸	۱۸/۲	۱۶/۱	۱۷/۴	۱۶/۳
Cu	۸۵	۶۲	۱۱۵	۸۸	۷۲	۷۲	۷۸	۶۸	۶۴	۶۱
Hf	۶	۵	۶	۶	۶	۵	۶	۵	۵	۵
Mo	۲>	۲>	۲>	۲>	۲>	۲>	۲>	۲>	۲>	۲>
Nb	۳۰	۲۴	۳۷	۳۰	۳۱	۲۴	۳۱	۲۶	۲۴	۲۴
Ni	۵۹	۴۹	۸۰	۵۶	۵۸	۵۷	۵۴	۴۹	۴۵	۴۵
Ag	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>
Sn	۱	۲	۲	۲	۲	۲	۱	۲	۱	۲
Ga	۲۱	۲۱	۲۳	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱	۲۲	۲۱
Ta	۱/۹	۱/۴	۲/۳	۱/۹	۱/۹	۱/۴	۱/۸	۱/۵	۱/۴	۱/۵
Th	۴/۲	۵/۳	۳/۹	۴/۷	۴/۸	۵/۰	۴/۳	۵/۱	۵/۲	۴/۸
Zr	۲۳۶	۲۲۹	۲۶۷	۲۳۳	۲۳۴	۲۲۶	۲۳۳	۲۴۰	۲۴۰	۲۳۷
U	۰/۶۴	۰/۷۳	۰/۵۲	۰/۸۲	۰/۷۰	۰/۸۹	۰/۷۷	۰/۷۳	۰/۷۹	۱/۰۲
V	۲۲۴	۱۰۱	۲۶۲	۲۶۵	۱۶۹	۱۲۳	۱۷۷	۱۰۷	۱۱۸	۱۲۵
W	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>	۱>
La	۵۴/۹	۵۰/۴	۴۸/۸	۵۴/۹	۶۰/۵	۵۰/۸	۷۸/۰	۴۹/۵	۴۸/۵	۴۳/۹
Ce	۱۲۰	۱۰۰	۱۱۲	۱۱۸	۱۲۵	۱۰۲	۱۴۳	۱۰۰	۹۸/۰	۹۰/۶
Pr	۱۴/۵	۱۱/۵	۱۳/۹	۱۳/۶	۱۴/۵	۱۱/۴	۱۶/۴	۱۱/۳	۱۱/۱	۱۰/۵
Nd	۵۵/۵	۴۲/۷	۵۳/۴	۵۱/۰	۵۴/۵	۴۳/۵	۶۱/۰	۴۲/۴	۴۱/۵	۳۹/۴
Sm	۹/۷	۷/۲	۱۰/۱	۸/۷	۸/۷	۶/۸	۹/۷	۷/۵	۶/۸	۶/۳
Eu	۲/۷۹	۱/۹۵	۲/۶۳	۲/۴۷	۲/۴۱	۲/۰۷	۲/۶۴	۲/۰۷	۲/۰۴	۱/۸۸
Gd	۶/۹۹	۵/۳۴	۷/۶۱	۶/۹۱	۶/۴۱	۵/۵۵	۷/۵۵	۵/۳۰	۵/۲۱	۵/۵۶
Ho	۰/۸۴	۰/۶۱	۰/۹۸	۰/۸۴	۰/۷۸	۰/۶۳	۰/۸۵	۰/۶۲	۰/۵۸	۰/۵۲
Er	۲/۰۵	۱/۵۲	۲/۱۶	۲/۰۴	۱/۷۳	۱/۶۴	۱/۹۷	۱/۵۵	۱/۴۸	۱/۳۸
Tm	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۶

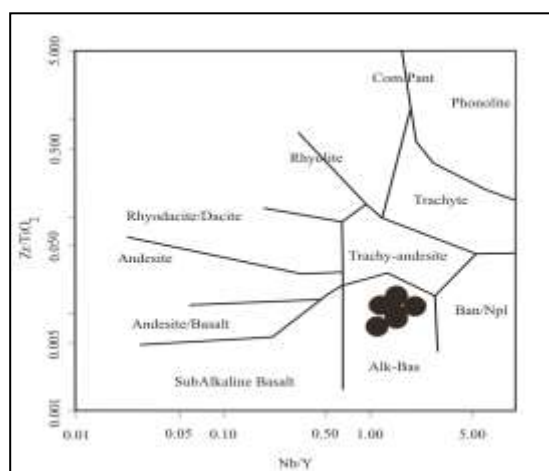
ناسفنده در محدوده‌ی بازالت‌های قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵). این سنگ‌ها بر اساس نمودار $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$ (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) و $\text{K}_2\text{O+Na}_2\text{O-SiO}_2$ (اروین و باراگار، ۱۹۷۱) در گستره‌ی ترکیبی سنگ‌های قلیایی (شکل ۶-الف و ب) و بر طبق نمودار $\text{K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ (میدل-موست، ۱۹۷۵) از نوع سدیگ هستند (شکل ۷).

با توجه به این‌که در سنگ‌های آتشفشانی امکان دگرسانی، تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی بیش از سنگ‌های درونی است، لذا برای نام‌گذاری آنها از عناصر کم‌تحرك استفاده شده است. مهم‌ترین این عناصر عبارتند از: Zr ، Nb ، Y و Ga (رولینسون، ۱۹۹۳). براساس نمودار Nb/Y - Zr/TiO_2 (رولینسون، ۱۹۹۳) نمونه‌های منطقه‌ی

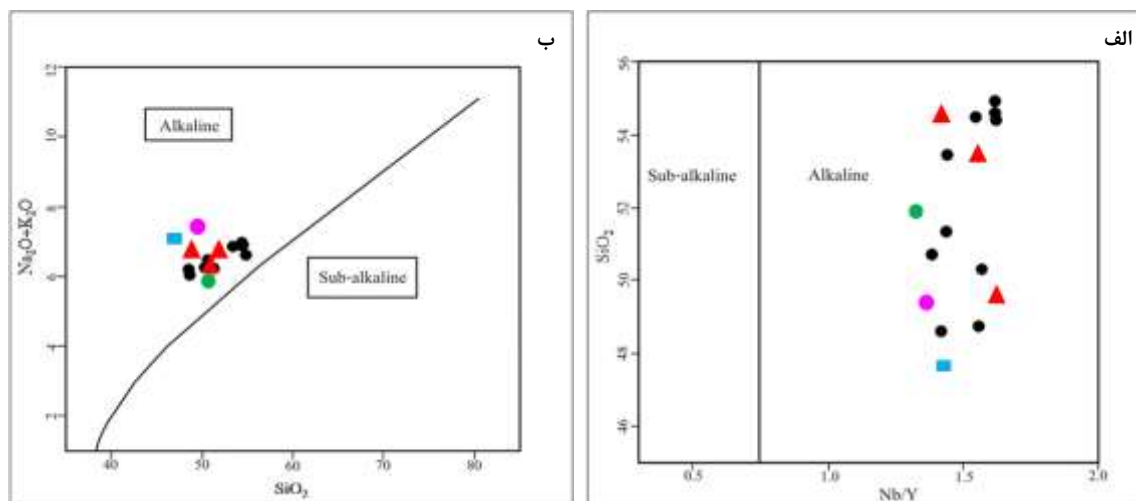
جدول ۲: میانگین نتایج حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی واحدهای جنوب شرقی نهبندان (والکر و همکاران، ۲۰۰۹؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ قاسم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹) و محدوده‌ی دریاچه هامون (ملاشاهی، ۱۳۸۹).

Sample	والکر و همکاران (۲۰۰۹)			پانگ و همکاران (۲۰۱۲)	قاسم‌پور (۱۳۸۹)	ملاشاهی (۱۳۸۹)
	CVNEH	BVNEH	AVNEH			
SiO_2	۴۸/۸	۵۴/۶	۴۸/۷۲	۵۲/۷۷	۵۲/۳۳	۵۰/۳۹
TiO_2	۲/۲۱	۲/۲۱	۲/۴۹	۲/۰۲	۱/۳۹	۲/۰۸
Al_2O_3	۱۵/۴۹	۱۷/۰۸	۱۵/۵۴	۱۵/۸۸	۱۲/۲۲	۱۶/۰۴
Fe_2O_3^t	۸/۸۵	۶/۳۹	۹/۸۶	۸/۵۸	۷/۴۹	۹/۰۸
MnO	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱
MgO	۵/۹۲	۳/۸۶	۵/۹۶	۵/۴۵	۶/۱۹	۵/۶۳
CaO	۹/۹۰	۷/۶۱	۹/۴۷	۹/۱۱	۸/۳۲	۷/۸۵
Na_2O	۴/۶	۵/۵۲	۴/۶۲	۴/۸۴	۴/۳۹	۵/۰۴
K_2O	۱/۵۸	۱/۴۲	۱/۳۹	۱/۳۸	۱/۶۳	۱/۵۰
P_2O_5	۱/۱۶	۰/۹	۱/۱۲	۱/۰۲	۱/۵۸	۰/۹۶
LOI	۱/۶۱	۰/۷۸	۱/۱۳	۰/۸۵	۳/۳۹	۱/۳۲
Sum	۱۰۰/۲	۹۹/۷	۱۰۰/۵	۱۰۰/۷	۹۹/۰۴	۱۰۰
Ba	۴۸۰	۳۵۰	۳۵۰	۴۷۰	۵۸۳/۸۳	۳۲۰
Sr	۱۵۶۰	۱۲۰۰	۱۱۳۰	۲۲۳۰	۲۲۶۳/۸	۱۳۲۰
Zn	۱۲۸	۱۰۲	۱۲۸	۱۱۶	۲۳۲	۱۳۲/۵
Cs	۱/۲	۰/۷	۰/۸	۰/۵	۲/۶۹	۰/۷۸
Co	۲۹/۳	۲۰/۱	۳۴/۶	۲۸/۳	۵۷/۶۳	۲۶/۵۸
Rb	۲۷/۳	۱۶/۶	۲۵/۱	۱۸/۷	۳۱/۵۱	۱۸/۷
Cu	۸۵	۶۲	۱۱۵	۸۸	۷۲	۷۲
Mo	۲>	۲>	۲>	۲>	۲>	۲>
Nb	۳۰	۲۴	۳۷	۳۰	۲۲/۲۹	۳۰
Ni	۵۹	۴۹	۸۰	۵۶	۴۷/۶۶	۶۵
Ga	۲۱	۲۱	۲۳	۲۱	۱۷/۱۹	۲۱
Th	۴/۲	۵/۳	۳/۹	۴/۷	۵/۱۱	۵/۰
Zr	۲۳۶	۲۲۹	۲۶۷	۲۳۳	۱۹۴/۸۳	۲۴۴

U	۰/۶۴	۰/۷۳	۰/۵۲	۰/۸۲	۱/۴	۰/۸۹
V	۲۲۴	۱۰۱	۲۶۲	۲۶۵	۱۸۱/۰۸	۱۲۳
La	۵۴/۹	۵۰/۴	۴۸/۸	۵۴/۹	۴۳/۱	۳۹/۳۴
Ce	۱۲۰	۱۰۰	۱۱۲	۱۱۸	۹۵/۹۴	۹۸/۱۵
Pr	۱۴/۵	۱۱/۵	۱۳/۹	۱۳/۶	۱۰/۹۴	۱۰/۹۲
Nd	۵۵/۵	۴۲/۷	۵۳/۴	۵۱/۰	۴۲/۶۷	۴۷/۲۳
Sm	۹/۷	۷/۲	۱۰/۱	۸/۷	۶/۸۹	۸/۳۷
Eu	۲/۷۹	۱/۹۵	۲/۶۳	۲/۴۷	۲/۰۴	۲/۳۹
Gd	۶/۹۹	۵/۳۴	۷/۶۱	۶/۹۱	۷/۱۸	۶/۳۶
Er	۲/۰۵	۱/۵۲	۲/۱۶	۲/۰۴	۱/۸۶	۱/۷۸
Yb	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۲۹	۰/۲۷	۱/۴	۱/۲۹



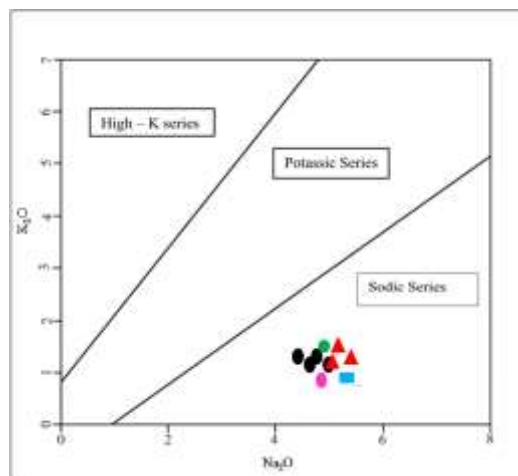
شکل ۵: موقعیت سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در نمودار $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (رولینسون، ۱۹۹۳).



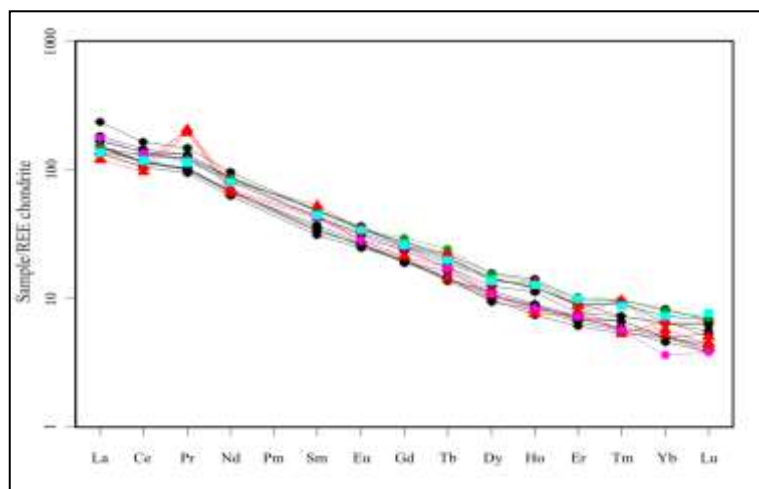
شکل ۶: الف- نمودار $SiO_2 - Nb/Y$ (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)، ب- نمودار $K_2O+Na_2O - SiO_2$ (اروین و باراگار، ۱۹۷۱) و جایگاه سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در آنها. در این نمودارها مثلث‌های قرمز، نمونه‌های مورد مطالعه والکر و همکاران (۲۰۰۹)، دایره‌ی صورتی، نمونه‌های مورد مطالعه قاسم‌پور و همکاران (۱۳۸۹)، مربع آبی روشن، نمونه‌های مورد مطالعه ملاشاهی (۱۳۸۹)، دایره‌ی سبز، نمونه‌های مورد مطالعه پانگ و همکاران (۲۰۱۲) را نشان می‌دهد.

استفاده می‌شود که نشان دهنده‌ی حضور گارنت در سنگ منشاء است (دفانت و کپزهینسکاس، ۲۰۰۱). نسبت‌های بالای La/Yb می‌تواند بوسیله‌ی تفریق هورنبلند، تیتان و زیرکن (تیئپولو و همکاران، ۲۰۱۱)، (ریچارد و کریچ، ۲۰۰۷) یا تفریق پوسته‌ای عمیق ماگماها در حضور گارنت حاصل شود (مک‌فرسون و همکاران، ۲۰۰۶).

بررسی الگوی عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (ناکامورا، ۱۹۷۴)، نشان-دهنده‌ی غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است که می‌تواند بیان‌کننده‌ی وجود گارنت در منشاء باشد (اسکندل و گورتون، ۲۰۰۲) (شکل ۸). از نسبت La/Yb نیز برای نشان دادن میزان غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها



شکل ۷: نمودار $K_2O - Na_2O$ (میدل‌موست، ۱۹۷۵)، سنگ‌های ولکانیکی مورد بررسی در محدوده‌ی سری آلکالن سدیک قرار می‌گیرند، علایم و رنگ‌ها همانند شکل (۶).



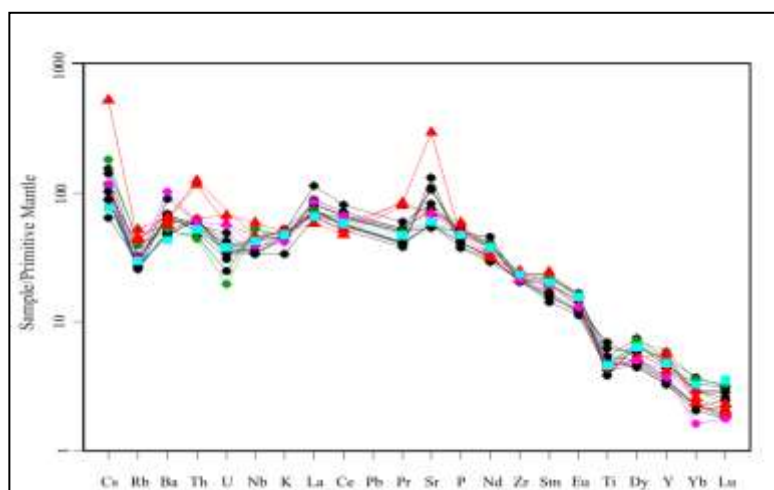
شکل ۸: نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده در برابر کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، علایم و رنگ‌ها همانند شکل (۶).

همکاران، ۲۰۰۹). میزان غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE بسته به

غنی‌شدگی LREEها و نبود بی‌هنجاری Eu در سنگ‌های بازالتی معرف ویژگی‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای است (پارلاک و همکاران، ۱۹۹۸؛ یانگ و

(۲۰۱۱) و احمدزاده و همکاران (۲۰۱۰) معتقدند، آنومالی‌های منفی Nb، Ta و Ti مربوط به سنگ‌هایی است که تقریباً منشأ گوشته‌ای لیتوسفری دارند و دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی قوی وابسته به گسل‌ها می‌باشند، چنان‌که سنگ‌های اواخر سنوزوئیک ایران را دارای چنین ویژگی‌هایی معرفی می‌کنند (احمدزاده و همکاران، ۲۰۱۰). بی‌هنجاری منفی Nb هم‌چنین می‌تواند نشان‌دهنده‌ی مشارکت پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد (ریچیو و همکاران، ۲۰۰۵؛ جن کالیوگلو و جنلی، ۲۰۱۰).

درجات ذوب بخشی تغییر می‌کند. درجات ذوب بخشی پایین گوشته‌ی فوقانی (کمتر از ۱۰ درصد) منجر به تشکیل ماگماهای بازالتی آکالن و در نتیجه غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین می‌شود (الحسن و الملا، ۲۰۰۸؛ گورگاد و وینسنت، ۲۰۰۳). الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه‌ی ناسفنده نسبت به الگوی فراوانی این عناصر به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) بهنجار شده‌اند (شکل ۹). در نمودارهای عنکبوتی، آنومالی منفی Nb و Ti مشاهده می‌شود. پانگ و همکاران



شکل ۹: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، بهنجار شده در برابر گوشته اولیه (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹)، علایم و رنگ‌ها همانند شکل (۶).

کالیوگلو و جنلی، ۲۰۱۰). این آنومالی می‌تواند به دلیل هضم و جذب مواد پوسته‌ای در داخل ماگما در حین صعود ایجاد شود (وانگ و همکاران، ۲۰۰۳).

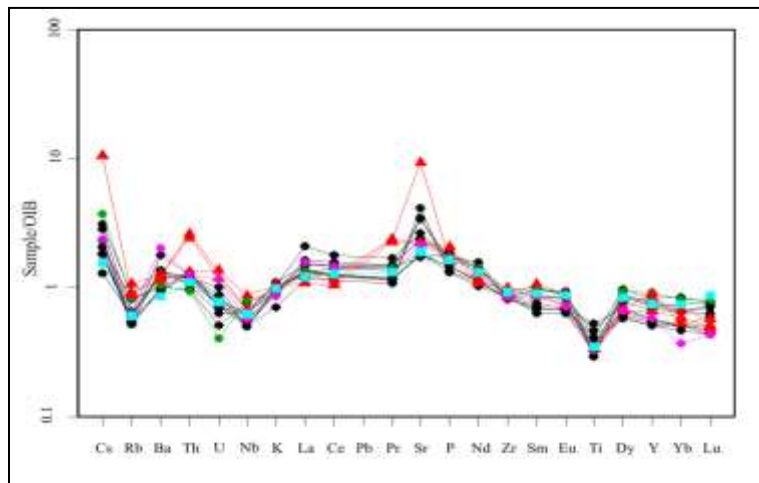
الگوی عناصر کمیاب و REE سنگ‌های مورد مطالعه، مشابه OIBها است. بررسی الگوی بهنجار شده‌ی عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی جوان شرق ایران نسبت به OIB (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) طرح نسبتاً مسطحی را برای نمونه‌ها نشان می‌دهد که مؤید شباهت منشأ این نمونه‌ها با

آنومالی منفی Ti می‌تواند بیانگر نقش اکسیدهای Fe-Ti باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). با افزایش فشار، حلالیت کانی‌های تیتان‌دار در سیالات آبدار کاهش می‌یابد و کانی‌های مذکور که غنی از عناصر HFS هستند، طی فرایند ذوب بخشی در ژرفای بیش از ۳۰ کیلومتر به‌صورت فازهای جامد باقی می‌مانند و باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی Ti می‌شوند (گلن، ۲۰۰۴). بی‌هنجاری‌های مثبت Th و U در نمودارهای عنکبوتی احتمالاً به آلودگی پوسته‌ای و یا خصوصیات منشأ وابسته است (جن

نسبت به کندریت (زنگ، ۲۰۱۱؛ مانیکیامبا، و همکاران، ۲۰۰۴؛ پلات و کریچ، ۲۰۰۰) را از ویژگی‌های بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) مطرح کرده‌اند. سعادت و استرن (۲۰۱۲)، نیز در بررسی‌های خود بر روی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری طبس که در طول گسل نایبند تعبیه شده‌اند، بیان داشته‌اند که این آلکالی‌یونین بازالت‌ها از LREE‌ها نسبت به HREE‌ها غنی شده‌اند و با توجه به تغییرات محدود در مقادیر ایزوتوپ‌های Sr، Nd و Pb در محدوده‌ی OIB‌ها پلات شده‌اند.

منشاء OIB و بنابراین منشاء گرفتن از یک گوشته تهی نشده است (شکل ۱۰).

بیشتر سنگ‌های منطقه‌ی ناسفنده دارای نسبت Zr/Nb مشابه OIB (کمتر از ۱۰) در مقابل N-MORB‌ها (≈ 40) و MORB‌های غنی‌شده (≈ 10) هستند (پیرس و نوری، ۱۹۷۹). ویژگی‌هایی از قبیل فراوانی عناصر LIL مانند Ba، Rb و Sr در مقایسه با HFSE‌هایی مانند Zr، Ti و Y (وانگ و همکاران، ۲۰۱۱)، (آرندت، ۲۰۰۸) به همراه غنی‌شدگی عناصر REE در سمت چپ نمودارهای عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده



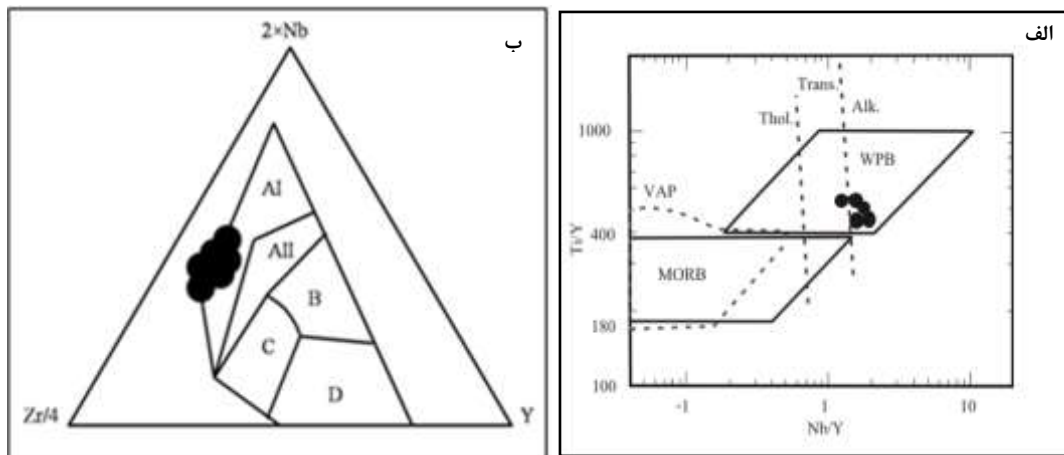
شکل ۱۰: نمودار عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در شرق ایران در مقابل OIB (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹)، علایم و رنگ‌ها همانند شکل (۶).

صفحه‌ای امکان می‌دهد که به انواع تولئیتی، حدواسط و آلکالن تقسیم شوند. به‌منظور تعیین درجه‌ی ذوب منشاء ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه از نمودارهای طراحی شده بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb (کوپویو و همکاران، ۲۰۰۶؛ بوگارد و وارنر، ۲۰۰۳؛ تیروال و همکاران، ۱۹۹۴) و نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹) استفاده

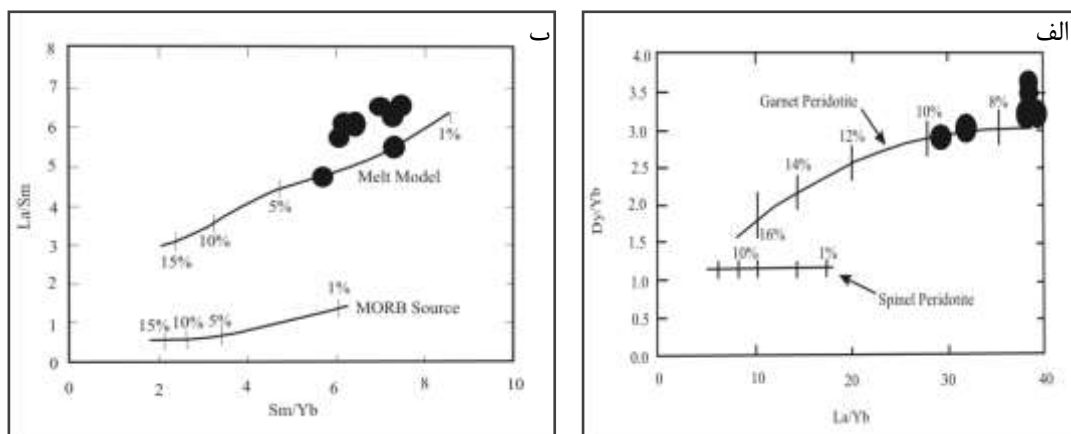
برای تعیین جایگاه تکتونیکی ولکانیک‌های مورد مطالعه از نمودار Ti/Y-Nb/Y (پیرس، ۱۹۸۲) و نمودار مثلثی Zr/4-2Nb-Y (مشد، ۱۹۸۶) استفاده شد. در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

بازالت‌های درون صفحه‌ای دارای Ti/Y و Nb/Y بالاتری از سایر انواع بازالت‌ها هستند. تفاوت نسبت Nb/Y، به گروه بازالت‌های داخل

شده است که نشان‌دهنده‌ی درجات پایین ذوب بخشی است (شکل ۱۲).



شکل ۱۱: الف- نمودار $Ti/Y-Nb/Y$ (پیرس، ۱۹۸۲)، ب- نمودار مثلثی $Zr/4-2Nb-Y$ (مشد، ۱۹۸۶)، AI: محدوده آلکالی بازالت‌های درون صفحات، All: بازالت‌های آلکان و تولیت درون صفحات، B: بازالت‌های E-MORB، C: بازالت‌های تولیت درون صفحات و بازالت‌های جزایر قوسی، D: بازالت‌های جزایر قوسی و بازالت‌های N-MORB.



شکل ۱۲: الف - نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb (کوپیو و همکاران، ۲۰۰۶؛ بوگارد و وارنر، ۲۰۰۳؛ تیروال و همکاران، ۱۹۹۴)، ب- نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹).

آلکالی‌بازالت‌های مورد مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه OIB دارند و به‌وسیله‌ی یک منشأ گوشته‌ای غنی‌شده با درجات ذوب بخشی کم در میدان پایداری گارنت (احتمالاً در استنوسفر) شکل گرفته‌اند. چنین ویژگی‌های مشابهی برای سایر ولکانیک‌های جوان شرق ایران نیز ذکر شده است. سعادت و استرن (۲۰۱۲) در

طبق بررسی‌های پانگ و همکاران (۲۰۱۲)، گسترش ولکانیسم آلکالی بازالت‌ها در شرق ایران در یک زون بعد از برخورد مربوط به مجموعه‌های درون صفحه‌ای از ۱۴ تا ۱/۶ میلیون سال پیش رخ داده است. آنان هم‌چنین دلیل شروع ولکانیسم را مربوط به بالا آمدن استنوسفر، به‌دلیل لایه لایه شدگی (Delamination) لیتوسفر بیان داشته‌اند.

آشفشانی ناسفنده یکی از این واحدها است. مشاهدات صحرایی بیانگر این است که این مجموعه سنگی پوشانندهی واحدهای فلیشی موجود در منطقه و لذا جوان تر از آنها است. تنوع سنگ ها با توجه به مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی شامل تراکی آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت و آلیوین بازالت می باشد. بافت غالب این سنگ ها، پورفیری با خمیره ی میکرولیتی، جریان ی و حفره ای است. عمده کنای های تشکیل دهنده را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، آلیوین شامل می شوند. آنچه از بررسی و مقایسه ی این واحدها بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی بر می آید، نشان دهنده ی این است که این سنگ ها دارای ماهیت آلکالن سدیک می باشند. غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE بیان کننده ی وجود گارنت در منشاء و درجات کم ذوب بخشی منبع گوشته ای است. غنی شدگی LREE ها و نبود بی-هنجاری Eu در سنگ های بازالتی معرف ویژگی های آشفشانی درون صفحه ای است. ویژگی هایی از قبیل فراوانی عناصر LIL مانند Ba و Rb و Sr در مقایسه با HFSE هایی مانند Zr، Ti و Y به همراه غنی شدگی عناصر LREE شباهت این بازالت ها را با بازالت های جزایر اقیانوسی (OIB) نشان می دهند و بیانگر شباهت الگوی این آلکالی بازالت ها با الگوی OIB و سرچشمه گرفتن از استنوسفر است. نمونه های منطقه ی ناسفنده درجات ذوب بخشی پایین از یک منبع گارنت پریدوتیتی را نشان می دهند و طبق نمودارها در مجموعه های درون صفحه ای قرار می گیرند. حضور زینولیت های گوشته ای (زینولیت های پیروکسنیتی) و طبیعت آلکالن این گدازه ها، مؤید صعود سریع ماگما از عمق زیاد می باشد.

بررسی سنگ های آشفشانی کواترنری طبس که در طول گسل نایبند تعیبه شده اند، رئیسی (۱۳۸۹) در مطالعه ی بازالت ای جوان گندم بریان، والکر و همکاران (۲۰۰۹) در بررسی ولکانیک های جوان جنوب شرق نهبندان، این سنگ ها را آلکالی بازالت های سدیک درون صفحه ای معرفی نموده که از LREE ها نسبت به HREE ها غنی شده اند و با توجه به تغییر محدود در مقادیر ایزوتوپ های Sr، Nd و Pb در محدوده ی OIB ها پلات شده اند.

آنچه از شواهد و قراین بر می آید، نشان دهنده ی این مطلب است که ولکانیسم های جوان رخ داده در شرق ایران شباهت های گسترده ای با هم دارند؛ چنان که تقریباً تمام فوران ها در امتداد گسل های فعال رخ داده و مربوط به محیط های درون صفحه ای هستند. در بلوک لوت، در امتداد گسل نایبند، فوران های گندم بریان و محدوده ی طبس، طبق بررسی های صورت گرفته توسط محقق مختلف، ماهیت آلکالن سدیک داشته و احتمالاً از یک گوشته ی غنی شده یا استنوسفر منشاء گرفته اند. همین خصوصیات در مورد برونزدهای امتداد گسل نه شرقی از جمله منطقه ی ناسفنده، برونزدهای پیرامون دریاچه ی هامون و بندان صدق می کند. بنابراین، این فرض دور از انتظار نیست که این ولکانیسم ها منشاء مشابه داشته و در موقعیت های مناسب یعنی گسل های موجود در منطقه که شرایط را برای خروج آنها فراهم نموده است، در سطح فوران نموده اند.

نتیجه گیری

در شرق ایران و بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان رخنمون های متعددی از واحدهای آشفشانی جوان مشاهده می شود که مجموعه

منابع

- زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (برگ شماره ۸۰۵۳).
- قاسم‌پور، م.ر.، بیابانگرد، ح.، بومری، م.، و جمشیدی، م.، ۱۳۸۹. ژئوشیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی پلیو-کواترنری جنوب شرق نهبندان، خاور ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴، ص ۶۹۵-۷۰۸.
- ملاشاهی، ن.، ۱۳۸۹. پترولوژی سنگ‌های ولکانیکی محدوده‌ی دریاچه‌ی هامون (شرق ایران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه بیرجند، ۱۱۳ص.
- Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, D., and Mojtabehi, M., 2010. Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v.39, p.37-50.
- Arndt, N.T., 2008. *Komatiites*, Cambridge University Press, Cambridge, 467p.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*, Blackwell Publishing, USA, 729p.
- Bogard, P.J.F., and Warner, G., 2003. Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany, *Journal of Petrology*, v.44, p.569-602.
- Brocker, M., Fotoohi Rad, G.R., and Thunissen, S., 2010. New time constraints for HP metamorphism and exhumation of melange rocks from the Sistan suture zone, eastern Iran, An abstract paper in Turkey Symposium: Tectonic Crossroads: Evolving orogens of Eurasia – Africa – Arabia, Ankara, Turkey, 520 p.
- Defant, M.J., and Kepezhinskas, P., 2001. Adakites: A review of slab melting over the past decade and the case for a slab-melt component in arcs, *Transactions, American Geophysical Union*, v.82, p.68-69.
- El-Hasan, T., and Al-Malabeh, A., 2008. Geochemistry, Mineralogy and Petrogenesis of El-Lajjoun Pleistocene Alkali Basalt of Central Jordan, *Journal of Earth and Environmental Sciences*, p.53-62.
- Gencalioglu, K.G., and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex, *International Journal of Earth Sciences*, v.199, p.593-621.
- Glenn, A.G., 2004. The Influence of melt structure on Trace Element Partitioning near the Peridotite Solidus, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.147, p.511-527.
- Gourgaud, A., and Vincenet, P.M., 2003. Petrology of two continental alkaline intraplate Series at Emi Koussi Volcano, Tibesti, Chad, *Journal of volcanology*, v.129, p.261-290.
- Irvine, T., and Barager, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks, *Canadian Journal of Earth Science*, v.8, p.523-548.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the

- Philippines, *Earth and Planetary Science Letters*, v.243, p.581-593.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chemical Geology*, v.56, p.207-218.
 - Manikyamba, C., Kerrich, R., Naqvi, S.M., and Ram, M.M., 2004. Geochemical systematics tholeiitic basalts from the 2.7 Ga Ramagiri-Hungund composite greenstone belt, Dharwar craton, *Precambrian Reserch*, v.134, p.21-39.
 - Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks*, Longman, London, 267p.
 - Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan, *Earth Science Reviews*, p.337-364.
 - Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochemical*, v.38, p.757-775.
 - Nelson, S.A., 2010. *General Classification of Igneous Rocks, Petrology*, Tulane University, EENS 212, 8p.
 - Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.y., and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran, *Journal of Chemical Geology*, v.306-307, p.40-53.
 - Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Chu, C.H., Lin, I.J., and Lee, H.Y., 2011. Qal'eh Hasan Ali maars, southeastern Iran: a rare example of Tethyan kamafugitic rocks, Abstract to the 8th Annual Meeting, Asia Oceania Geosciences Society, Aug.8-12, Taipei.
 - Parlak, O., Kop, A., and Onlogenc, U., 1998. *Geochronology and Geochemistry of Basaltic Rocks in the Karasu Graben Around Kirikhan (Hatay), Turkey*, *Journal of Earth Sciences*, p.53-61.
 - Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: R.S., Thorpe (Editor), *Andesite: Orogenic Andesite and Related Rocks*, Wiley, New York, NY, p.525-548.
 - Pearce, J.A., and Norry, J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.69, p.33-47.
 - Plechov, P.Y., Tsai, A.E., Shcherbakov, V.D., and Dirksen, O.V., 2006. Opacitization conditions of Hornblende in Bezmyannyi Volcano andesite (March 30, 1956 Eruption), *Journal of Petrology*, v. 16, p.21-37.
 - Polat, A., and Kerrich, R., 2000. Archaeane greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior Province, Canada, *Earth Planetary Science Letter*, v.175, p.41-54.
 - Kuepouo, G., Tchouankoue, J.P., Nagao, T., and Sato, H., 2006. Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano-plutonic complex, *Journal of African Earth Sciences*, v.45, p.318-332.
 - Reichow, M., Saunders, A.D., White, R.V., Al'Mukhamedov, A.I., and Medvedev, A.Y., 2005. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo Triassic Siberian Traps, *Russia, Lithos*, v.79, p.425-452.
 - Richards, J.P., and Kerrich, R., 2007. Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis, *Journal of Economic Geology*, v.102, p. 537-576.
 - Richter, K., and Rosas-Lguera, J., 2001. Alkaline Lavas in the Volcanic front of the Western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of the Ayutla and Tapala Volcanic Fields, *Journal of Petrology*, v.36, p.2333-2361.
 - Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: evaluation,

- Presentation, interpretation: Singapore, Longman, London, 352 p.
- Rutherford, M.J., and Devine, A.D., 2003. Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reaction in the 1995-2002, Soufriere Hills Magma, *Journal of Petrology*, v.44, p.1433-1484.
 - Saadat, S., and Stern, C.R., 2012. Petrochemistry of a xenolith-bearing Neogene alkali olivine basalt from northeastern Iran, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 225–226, p.13-29.
 - Schandle, E.S., and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments, *Journal of Economic Geology*, v.97, p.629-642.
 - Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*, Chapman and Hall, 445 p.
 - Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes, *Geological Society Special Publication*, v.42, p.313 - 345.
 - Tiepolo, M., Tribuzio, R., and Langone, A., 2011. High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy), *Journal of Petrology*, v.52, p.1011-1045.
 - Thirwall, F.M., Upton, B.J., and Jenkins, C., 1994. Interaction between Continental Lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb Isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland, *Journal of Petrology*, v.35, p.839-879.
 - Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran, *G.S.A. Bulletin*, v. 84, p.134-140.
 - Vernon, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*, Cambridge, England, 572p.
 - Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M.M., Marsh, N., and Zarrinkoub, M.H., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran, *Geophysical Journal International*, v.177, p.783–805.
 - Wang, Y., Fan, W., and Guo, F., 2003. geochemistry of Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan province, south China: petrogenesis and tectonic implication, *Journal of geochemical*, v.37, p.427-448.
 - Wang, Y., Zhao, Z.F., Zheng, Y.F., and Zhang, J.J., 2011. Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China, *Lithos*, v.125, p.940-955.
 - Whitney, D., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v.95, p.185–187.
 - Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of immobile elements, *Journal of Chemical Geology*, v.20, p.325-343.
 - Xu, Y.G., Ma, J.L., Frey, F., Feigenson, M., and Liu, J.F., 2005. Role of lithosphere asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton, *Chemical Geology*, v. 224, p.247– 271.
 - Yang, Z., Luo, Z., Zhang, H., Zhang, Y., Huang, F., Sun, C., and Dal, J., 2009. Petrogenesis and Geological Implications of the Tianheyong Cenozoic Basalts, Inner Mongolia China", *Earth Science Frontiers*, v.16, p.90-106.
 - Zarrinkoub, M.H., Chung, S.L., Chiu, H.Y., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Lin, I.J., 2010. Zircon U–Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran, *Abstract to GSA Conference on Tectonic Crossroads: Evolving Orogens in*

Eurasia–Africa– Arabia, Ankara, Turkey, 520 p.

- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., and Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the

origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran, Lithos, v.154, p.392-405.

- Zheng, Y.F., 2011. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones, Chemical Geology.???