

مطالعه جایگاه تکتونیکی، شواهد دگرسانی و پتانسیل‌های معدنی در گدازه‌های آکالن جوان منطقه ناسفنده (شمال شرق نهبندان، شرق ایران)، با نگاهی بر انکلاوهای آن عصمت علی‌شاهی^{۱*}، محمد حسین زرین‌کوب^۲

۱- مدرس آموزشکده معدن نهبندان

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۱۱/۲۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۲/۱۰

چکیده

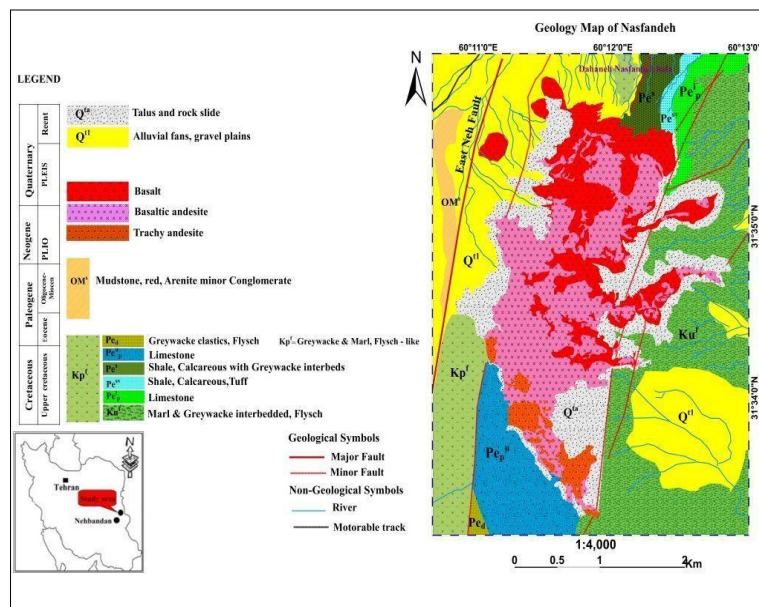
در شمال شرق نهبندان و در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان، واحدهای پراکنده‌ای از گدازه‌های آکالن پلیو-کواترنری وجود دارد که تنوع سنگ‌شناسی آنها بر اساس مطالعات صورت گرفته شامل الیوین بازالت، بازالت، آندزیت بازالت و تراکی آندزیت با بافت غالب پورفیری با خمیره میکرولیتی، جریان‌ی و حفره‌ای می‌باشد. فنوکریست‌های غالب آنها را آمفیبول، کلینوپیروکسن و الیوین تشکیل می‌دهند. با توجه به بررسی‌های پتروگرافی انجام شده در منطقه مورد مطالعه، انکلاوهای متادیوریتی، آمفیبولیتی و پیروکسنیتی تشخیص داده شد. دگرسانی پروپیلیتی در این سنگ‌ها متداول است. گدازه‌های مذکور بر روی پارگی سرشاخه خاوری گسل نه قرار گرفته‌اند. شواهدی از قبیل بافت حفره‌ای، دگرسانی پروپیلیتی و قرارگیری بر روی گسل نه، حاکی از احتمال بالای وجود پتانسیل‌های معدنی از نوع اپی ترمال است. شواهد صحرایی و اطلاعات به‌دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که فعالیت ولکانیکی ناسفنده از نوع شکافی بوده و با توجه به جوان بودن آن شرایط ایجاد یک چرخه گرمایی را دارد. این سنگ‌ها ماهیت آکالن داشته و بر اساس ویژگی‌های عناصر کمیاب معرف ولکانیسم درون صفحه‌ای می‌باشند و از یک منشاء گوشته‌ای غنی شده با درجات ذوب‌بخشی کم در میدان پایداری گارنت (احتمالاً در استنوسفر) شکل گرفته‌اند که در اثر کشش‌های محلی به سطح زمین راه یافته‌اند.

واژه‌های کلیدی: آکالن، اپی ترمال، انکلاو، درون صفحه‌ای، نهبندان.

مقدمه

ناسفنده، سنگ‌های آتشفشانی جوانی وجود دارد که به منظور بررسی احتمال کانه‌زایی اپی‌ترمال با استفاده از شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی مورد بررسی قرار گرفته است. ذخایر اپی‌ترمال عمدتاً در دمایی بین ۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشاری معادل با عمق بین ۵۰ تا ۱۰۰۰ متر شکل می‌گیرند (کوک و سیمونز، ۲۰۰۰؛ هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰؛ شهاب پور، ۱۳۹۰). هم‌چنین از جمله پدیده‌های قابل اهمیت در این ولکانیک‌ها می‌توان به حضور بیگانه بلورها و همین‌طور بیگانه سنگ‌ها اشاره کرد. در این پژوهش تلاش شده است تا به همراه مطالعه شرایط تشکیل و تعیین جایگاه زمین‌ساختی، شواهد و پتانسیل‌های کانه‌زایی احتمالی همراه با این مجموعه‌های ولکانیکی جوان در شرق ایران بررسی شود و با توجه به مشاهده انکلاو در این سنگ‌ها و مطالعه پتروگرافی این انکلاوها به یافته‌های جدیدی در مورد این واحدهای جوان دست پیدا کرد.

سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری در ایران در گستره‌های خاصی رخنمون دارند. این سنگ‌ها عمدتاً ارتباط نزدیکی با گسل‌های امتداد لغز دارند (والکر و همکاران، ۲۰۰۹). کوه ناسفنده یک توده آتشفشانی با مساحت تقریبی ۲۵ کیلومتر مربع و ارتفاع ۱۷۰۶ متر با موقعیت جغرافیایی ۱۱° ۶۰ تا ۱۳° ۶۰ طول خاوری و عرض جغرافیایی ۳۱° تا ۳۸° ۳۱ شمالی، بلندترین رخنمون سنگی قابل توجه در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال شرقی نهبندان می‌باشد و بر روی سیستم گسل نهبندان قرار گرفته است (شکل ۱). این گستره در بخش شمالی پهنه جوش خورده سیستان (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳) واقع شده است. زون جوش-خورده سیستان به عنوان بقایایی از یک باریکه اقیانوسی است که بین بلوک افغان و پهنه لوت وجود داشته است. این باریکه اقیانوسی به‌عنوان یکی از سرشاخه‌های نئوتتیس بوده که در اواخر کرتاسه بسته شده است (بروکر و همکاران، ۲۰۱۰؛ زرین‌کوب و همکاران، ۲۰۱۲). در منطقه



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، واحدهای رسوبی به نقل از نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰: نهبندان (علوی نائینی و لطفی، ۱۹۸۹).

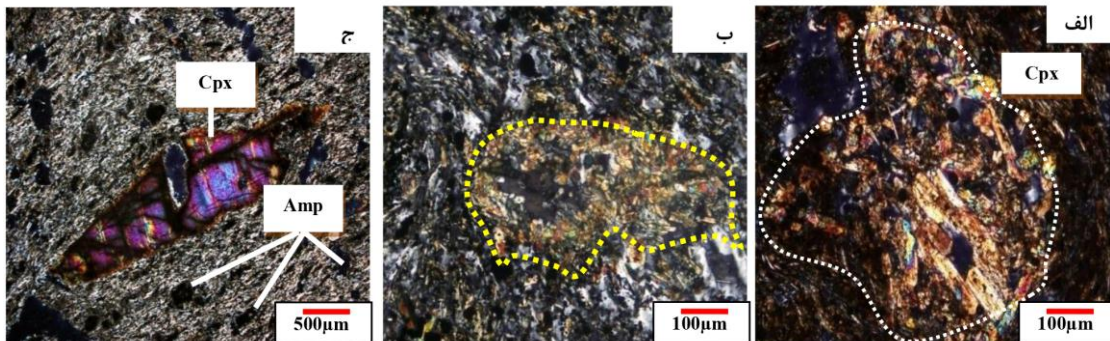
مواد و روش‌ها

این پژوهش بر مبنای عکس‌های ماهواره‌ای (تهیه شده بوسیله نرم افزار Mr-Sid)، نقشه‌های زمین شناسی، بازدید صحرایی، نمونه‌برداری، تهیه مقاطع نازک و مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده است. در این راستا تعداد ۱۲۰ نمونه از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نمونه برداری شده، از آنها مقطع نازک تهیه و مطالعه شدند. تعداد ۱۰ نمونه برای آنالیز عناصر اصلی و کمیاب به روش‌های ICP و ICP-MMS انتخاب و به آزمایشگاه SGS کانادا ارسال گردیده است.

نتایج و بحث

جنس سنگ‌های مجموعه آتشفشانی ناسفنده از الیوین بازالت تا بازالت، آندزیت بازالت و تراکی آندزیت متغیر است. بافت عمده آنها پورفیری با

خمیره میکرولیتی، جریان‌ی و حفره‌ای می‌باشد. کانی‌های موجود در این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت)، آمفیبول، الیوین، آلکالی فلدسپار و کانی‌های آپاک تشکیل می‌دهند. از ویژگی‌های قابل ذکر در آندزیت بازالت‌ها وجود دو نسل پیروکسن است. نسل اول شامل بیگانه بلورهای دیوپسید- اوژیت است (شکل ۲: الف) و نسل دوم عبارت از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن است که در خمیره میکرولیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۲: ج). بیگانه بلورها می‌توانند نشانه‌هایی از سنگ اولیه ذوب نشده گویسته فوقانی باشند که در ماگمای در حال صعود به دام افتاده‌اند (استرانلی و همکاران، ۱۹۷۹). وجود این بیگانه بلورها در بازالت‌های ناسفنده نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲: ب).



شکل ۲: الف: بیگانه بلورهای پیروکسن در آندزیت بازالت‌های ناسفنده (XPL)، ب: بیگانه بلورهای پیروکسن در بازالت‌های ناسفنده (XPL)، ج- فنوکریست کلینوپیروکسن، علایم اختصاری استفاده شده از ویتنی و ایونز (۲۰۱۰)؛ Amp: آمفیبول، Cpx: کلینوپیروکسن.

شرقی و مرکزی ایران گسترش دارند. در منطقه ناسفنده، فعالیت آتشفشانی منسوب به کواترنری از یک طرف و بروز شکستگی‌های فراوان ناشی از عملکرد گسل نهبندان از طرف دیگر و همچنین فراوانی حفرات باعث ایجاد پتانسیل مناسب برای رخداد نهشته‌های اپی‌ترمال در منطقه مورد

بررسی شواهد کانه‌زایی اپی‌ترمال در منطقه: در نهشته‌های گرمابی، توده‌های آذرین به‌عنوان منبع گرمایی و بسیاری از ترکیبات شیمیایی سیال گرمابی عمل می‌کنند (بارتون و جانسون، ۲۰۰۰). براساس مطالعات والکر و همکاران (۲۰۰۹)، سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری در بخش

یافته است که شرایط مناسب را برای ایجاد یک چرخه برای آب‌های جوی فراهم نموده است. سیال جوی به طرف پایین کشیده می‌شود و همراه با زبانه های آب گرم‌تر که به سوی بالا حرکت می‌کند، آمیخته و ته‌نشست فلزات را تشدید می‌کند (راب، ۲۰۰۵). عبور محلول‌های گرمابی چرخشی از میان شکاف‌ها می‌تواند اجزاء شیمیایی را از توالی‌های سنگ‌های آتشفشانی در خود حل و سپس آنها را در حفرات بر جا بگذارد (ورنون، ۲۰۰۴).



شکل ۳: الف و ب: افق‌های برشی حاوی اکسید آهن دارای لایه‌بندی و قرار گیری واحد آتشفشانی بر روی آنها.

شکستگی های ناشی از جای‌گیری توده‌ی ولکانیکی ناسفنده، مکانی مناسب برای عبور سیالات کانه‌دار و نهشت آنها در واحدهای رسوبی را فراهم آورده است که پیامد آن تشکیل افق‌های حاوی اکسید آهن است.



شکل ۴: الف و ب: واحدهای برشی موجود در منطقه

مطالعه شده است. وجود تخلخل‌های فراوان در سنگ‌های آتشفشانی ناسفنده، این پتانسیل را افزایش داده است. آب‌های زیرزمینی در امتداد گسل‌های منطقه به سمت بالا حرکت کرده و در ایجاد دگرسانی‌ها سهمیم شده‌اند (خطیب و همکاران، ۱۳۸۷).

مشاهدات صحرائی: در زیر مجموعه آتشفشانی ناسفنده، یک افق برشی حاوی اکسید آهن به رنگ قرمز ملاحظه می‌گردد (شکل ۳: الف و ب). در این افق برشی شکستگی‌های فراوانی گسترش

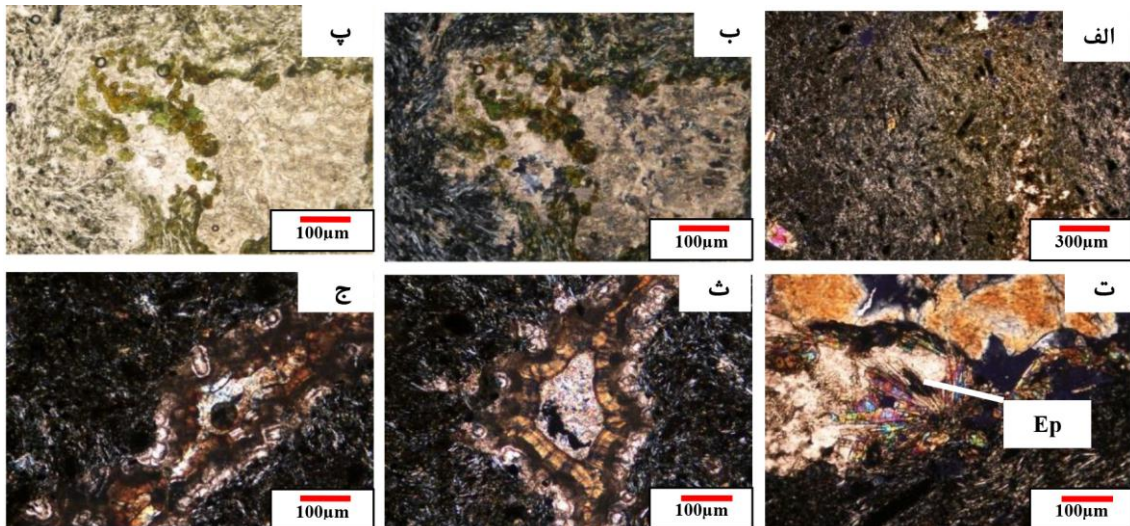
افق‌های برشی حاوی قطعات مختلفی از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک همراه با قطعات آتشفشانی و سنگ‌های رسوبی می‌باشند (شکل ۴: الف و ب). رنگ قرمز این افق برشی حاکی از بالا بودن اکسید آهن در آن می‌باشد. درز و شکاف‌های اخیر و

پروپیلیتیک در منطقه مورد مطالعه بر پایه ویژگی‌های کانی‌شناختی به سه بخش کلریتی-اپیدوتی، اپیدوتی و هماتیتی قابل تقسیم است. دگرسانی کلریتی- اپیدوتی: این دگرسانی به صورت غیر یکنواخت و پراکنده در آندزیت بازالت-ها و بازالت‌های منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۵: الف و ب و پ). دگرسانی در این زون منجر به کلریتی شدن کانی‌های فرومنیزین (اوژیت و منیزیوهورنبلند) شده و در برخی از بخش‌ها شدت دگرسانی به حدی است که کانی اولیه آن قابل تشخیص نیست. کلریت‌ها می‌توانند از دگرسانی کانی‌های مافیک موجود در سنگ تشکیل شوند و یا به واسطه ورود آهن و منیزیم به سنگ بوسیله محلول گرمابی بوجود آیند (ایونز، ۱۹۹۲؛ کریم-پور، ۱۳۸۱).

اپیدوتی شدن: سنگ‌های مربوط به دگرسانی اپیدوتی شدن (شکل ۵: ت) را آندزیت بازالت‌های حفره‌دار تشکیل می‌دهند که دارای تخلخل بالایی هستند. منافذ موجود در این سنگ‌ها گذرگاه‌های مناسبی برای گذر محلول گرمابی بوده‌اند. این نوع دگرسانی همراه با نفوذ محلول‌های هیدروترمال در دمای ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (پورا و همکاران، ۲۰۰۴).

هماتیتی شدن: در این سنگ‌ها هماتیت جانشین کانی‌های فرومنیزین شده و در زمینه سنگ نیز به فراوانی قابل مشاهده است (شکل ۵: ث و ج).

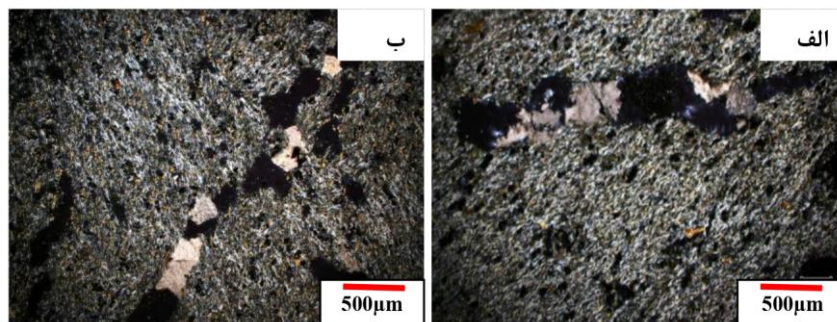
دگرسانی گرمابی و کانه‌زایی: بررسی‌های سنگ‌شناختی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه، دستخوش دگرسانی‌های گرمابی شده‌اند. یکی از موضوعات جالب توجه در کانسارهای اپی‌ترمال دگرسانی گرمابی است که به‌عنوان ابزاری سودمند برای اکتشاف این کانسارها به کار می‌رود (سیلبرمن و برگر، ۱۹۸۵). دگرسانی گرمابی با تشکیل کانی‌های گرمابی متنوعی همراه است که اغلب به تغییرات دما و PH حساس بوده (هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰) و می‌تواند اطلاعات مفیدی را درباره ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی محلول گرمابی ارائه نماید (وارن و همکاران، ۲۰۰۷). امروزه رابطه بین دگرسانی و فرایندهای گرمابی تشکیل کانسنگ به‌خوبی اثبات شده است. شناسایی انواع دگرسانی به عنوان ابزار مهمی در اکتشاف به کار می‌رود (راب، ۲۰۰۵). سنگ‌های منطقه ناسفنده به‌طور غیر یکنواخت تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک قرار گرفته‌اند. کلریت و اپیدوت از کانی‌های اصلی در این دگرسانی هستند. این دگرسانی یکی از دگرسانی‌های متداول در سنگ‌های بازیک و حد واسط حاوی کانسارهای قیمتی اپی‌ترمال می‌باشد (یوریچ و هنریچ، ۲۰۰۲؛ تایتلی و بین، ۱۹۸۱؛ راب، ۲۰۰۵) که با حضور کانی‌هایی از قبیل کلریت، اپیدوت، آلبیت، کلسیت، پیریت و ... مشخص می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۹۰). دگرسانی



شکل ۵: الف و ب: دگرسانی کلریتی - اپیدوتی (XPL)، پ: دگرسانی کلریتی - اپیدوتی (PPL)، ت: دگرسانی اپیدوتی شدن (XPL)، ث و ج: دگرسانی هماتیستی شدن و بافت کلوپورمی (XPL).

فوغاسیته بالا بر محیط حاکم بوده است (دالستار و گوئدز، ۲۰۰۴). شاهدهی که بتواند ثابت کند سیالی از میان یک توده سنگ گذشته است، نه- تنها بوسیله دگرسانی بلکه بوسیله حضور رگه‌هایی که به‌طور مشخص با کوارتز یا یک فاز کربنات (کلسیت، دولومیت، سیدریت و ...) پر شود (شکل ۶: الف و ب)، فراهم می‌گردد.

معمولاً در سنگ‌های این زون علاوه بر هماتیت، کلسیت و اپیدوت نیز حضور دارد و به نظر می‌رسد هماتیستی شدن به واسطه نفوذ آبگون‌های غنی از Ca-Fe-Mg (دالستار و گوئدز، ۲۰۰۴) در آندزیت‌های بازالتی و بازالت‌ها به‌وجود آمده باشد. هم‌زیستی هماتیت و کربنات در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که خاستگاه احتمالی سیال، آب‌های جوی بوده و در زمان دگرسانی، شرایط اکسایش و

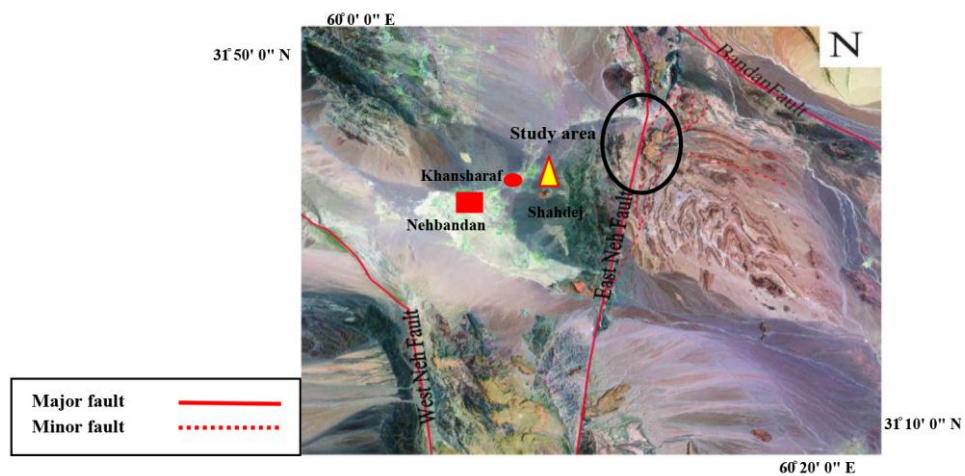


شکل ۶: الف و ب: حضور رگه‌های پر شده با کربنات در سنگ‌های مورد مطالعه.

ضخامت لیتوسفریک مشتق شده از سرعت امواج برشی نشان می‌دهد لیتوسفر در شرق ایران نازک بوده و فعالیت‌های ولکانیکی در طول گسل‌های امتداد لغز رخ داده است (والکر و همکاران، ۲۰۰۹). به‌نظر می‌رسد عملکرد گسل نه خاوری و گسل‌های فرعی دیگر، باعث ایجاد شکستگی و

عملکرد گسل‌ها: تشکیل کانسارهای گرمابی، نه- تنها با تولید حجم‌های مهمی از سیالات در پوسته زمین بلکه با قابلیت آنها در چرخش میان سنگ و تمرکز آنها در مجراهای ساختاری (پهنه‌های برشی، گسل‌ها، برش‌ها و ...) ایجاد شده در طی دگرشکلی مرتبط است (راب، ۲۰۰۵). نقشه‌های

کاهش فشار شده و شرایط مناسبی برای خروج سریع و آسان ماگما را به سطح زمین فراهم نموده‌اند (شکل ۷).



شکل ۷: تصویر ماهواره‌ای و موقعیت گسل‌های موجود در منطقه.

بحثی بر انکلاوها: با توجه به بررسی‌های پتروگرافی انجام شده در منطقه مورد مطالعه، انکلاوهای متادیوریتی، آمفیبولیتی و پیروکسنیتی و بیگانه بلورهای کوارتز و کلینوپیروکسن (که ذکر آن گذشت)، تشخیص داده شد.

بیگانه بلورها: از جمله بیگانه بلورهای مشاهده شده در سنگ‌های مورد مطالعه، به بیگانه بلورهای کوارتز می‌توان اشاره کرد. این بیگانه بلورها در نمونه دستی دارای اندازه‌ای در حدود ۲ تا ۳ سانتی‌متر هستند (شکل ۸). این بیگانه بلورها در سنگ‌های بخش‌های مرکزی کوه ناسفنده بیشتر مشاهده می‌شوند.

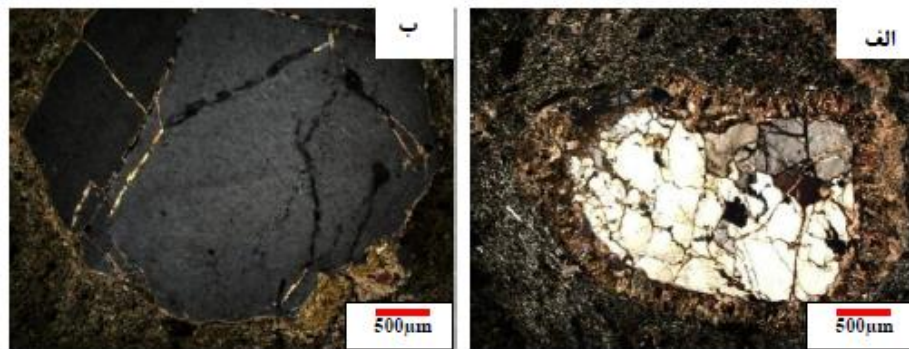
آنچه از تصاویر ماهواره‌ای تهیه شده به‌وسیله نرم افزار Mr-Sid بر می‌آید (شکل ۷) نشان‌دهنده اینست که فعالیت ولکانیکی ناسفنده از نوع شکافی بوده و با توجه به جوان بودن آن شرایط ایجاد یک چرخه گرمایی را دارد. وجود رگه‌های معدنی آنتیموان در جنوب غرب نهبندان و بر روی سرشاخه‌های گسل نه (زرین کوب و گرانیان، ۱۳۸۹)، وجود چشمه‌های آب معدنی در شمال منطقه و تخلخل‌های فراوان در سنگ‌های آتشفشانی ناسفنده این پتانسیل را افزایش داده است.



شکل ۸: حضور بیگانه بلورهای کوارتز در سنگ‌های مورد مطالعه.

دانه‌های نامتعادل‌اند که از یک ماگمای اسیدی آمیخته با ماگمای مافیک‌تر و یا از هضم سنگ‌های کوارتزار در یک ماگمای مافیک حاصل می‌شوند (بست، ۲۰۰۳). اگر هضم سنگ‌های کوارتزار قابل توجه باشد، در این فرایند مقدار سیلیس ماگمای مافیک افزایش می‌یابد و در نتیجه مقداری کوارتز در زمینه سنگ مافیک می‌تواند تبلور حاصل کند.

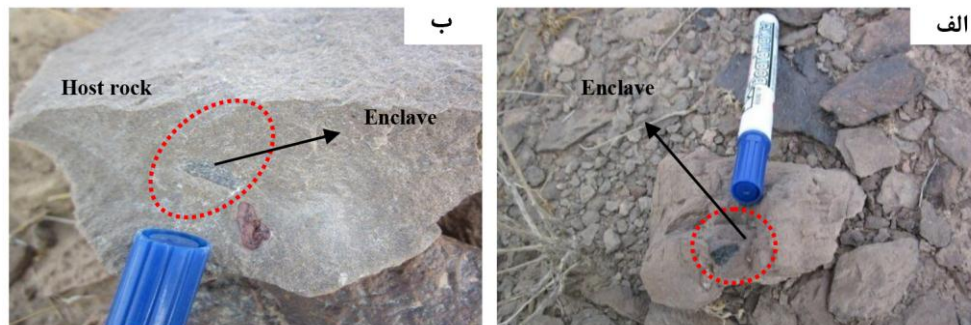
بیگانه بلورها اغلب در اثر تخریب یا واپاشی مکانیکی سنگ دیواره، هنگام جریان یا نفوذ ماگما و یا در اثر اختلاط ماگما با ماگمایی با ترکیب متفاوت (معمولاً در حال انجماد) نتیجه می‌شوند (بست، ۲۰۰۳). بیگانه بلورهای کوارتز بی وجه و هضم شده که با کانی‌های مافیک در پیرامون خود همراهی می‌شوند (شکل ۹: الف و ب) در واقع



شکل ۹: الف: بیگانه بلور کوارتز در برگرفته شده به وسیله کانی‌های مافیک، ب: بیگانه بلور کوارتز.

ملاحظه می‌گردند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و با ابعاد نسبتاً بزرگ در جهات مختلف قرار گرفته‌اند. اندک بلورهای کلینوپیروکسن ملاحظه شده معمولاً نیمه شکل‌دار و گاهی خرد شده هستند. در این انکلاوها بقایای هورنبلندهایی دیده می‌شود که به شدت به کانی-های اپیدوت، آپاک و کلریت دگرسان شده‌اند. این انکلاوها دارای مرز ناگهانی با سنگ میزبان هستند.

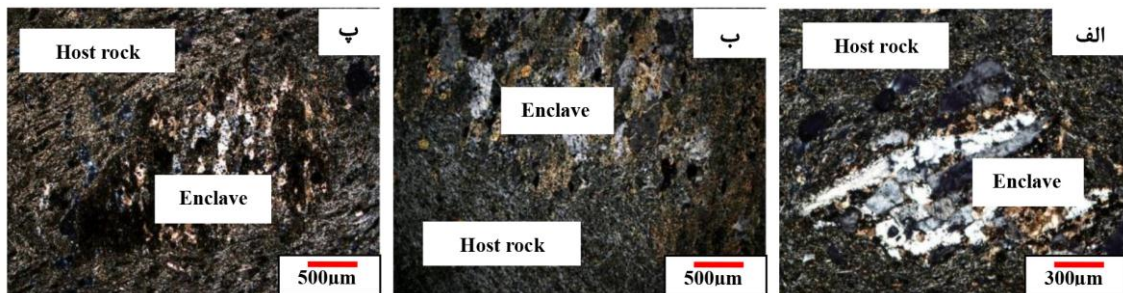
انکلاوهای متادیوریتی: انکلاوهای دیوریتی در نمونه دستی به صورت دانه ریز، به رنگ تیره و کشیده هستند (شکل ۱۰: الف و ب). مرز این انکلاوها با سنگ میزبان ناگهانی است و دارای بافت‌های گرانولار و میکروگرانولار و گنیسی می‌باشند (شکل ۱۱). این انکلاوها حاوی پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلندهای اپیدوتی شده، بیوتیت و کانی‌های آپاک می‌باشند. کانی‌های آپاک ثانویه و کلریت ناشی از دگرسانی هورنبلند و بیوتیت نیز



شکل ۱۰: الف و ب: انکلاوهای متادیوریتی در آندزیت بازالت‌های ناسفنده.

در ماگمای بازیک، آمفیبول‌ها به اپیدوت تبدیل شده و یک دگرگونی درجه پایین را متحمل شده‌اند و حتی می‌توان نام اپیدوت آمفیبولیت را بر آنها گذاشت. به عبارتی دیگر این انکلاوها، نشان دهنده آرایش پوسته‌ای می‌باشند. انکلاوهای میکرودیوریتی موجود در سنگ‌های منطقه، بافت میکروگرانولار دارند.

بلورهای نیمه شکل‌دار و یا بی‌شکل پلاژیوکلاز فراوان‌ترین متشکله این انکلاوها است. بعضی از این انکلاوها دارای دو بخش دانه ریزتر و دانه درشت‌تر بوده؛ به نحوی که در بخش دانه ریزتر، مقدار هورنبلند بیشتر است. کلسیت و کانی‌های آپاک، کانی‌های دگرسانی آن می‌باشند. بلورهای بیوتیت، کم و بیش به اکسیدهای آهن دگرسان شده است. این انکلاوها، دیوریت‌هایی بوده‌اند که



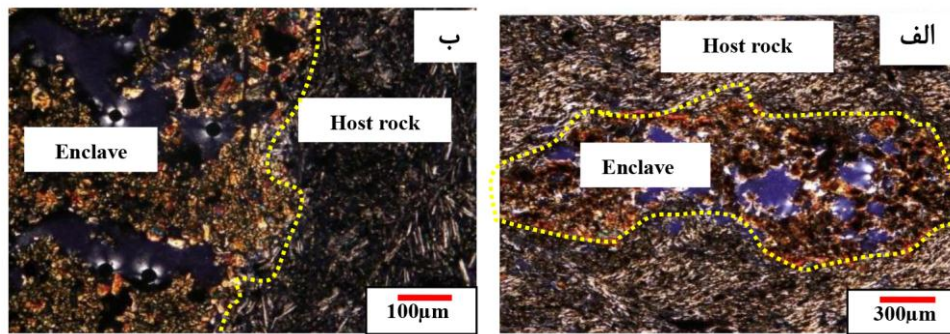
شکل ۱۱: الف و ب و پ: حضور انکلاوهای متادیوریتی با مرز شارپ (XPL).

است که به نسبت‌های متفاوت وجود دارند. بیوتیت، کلینوپیروکسن، اسفن، اپیدوت و کوارتز نیز در برخی نمونه‌ها حضور دارند. کانی‌های آپاک، کلسیت و کلریت ناشی از دگرسانی هم در تعدادی از نمونه‌ها ملاحظه می‌گردند. فابریک آنها گرانوبلاستیک و موزائیکی (شکل ۱۳: الف و ب)، می‌باشد. این انکلاوها در واقع دیوریت‌هایی هستند که تحت تأثیر فرایندهای دگرگونی درجه ضعیف به آمفیبولیت تبدیل شده‌اند.

انکلاوهای اپیدوت - آمفیبولیتی: فراوان‌ترین انکلاوهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، انکلاوهای آمفیبولیتی می‌باشند (شکل ۱۲). این انکلاوها، دارای رنگ سبز تیره بوده و ابعاد آنها در نمونه دستی در حد چند سانتی‌متر است. انکلاوهای آمفیبولیتی به اشکال مختلف و نامنظم دیده شده و دارای مرز ناگهانی با سنگ میزبان هستند. مهم‌ترین کانی‌های آنها، هورنبلندهای سبز (سبز مایل به قهوه‌ای و قهوه‌ای) و پلاژیوکلاز



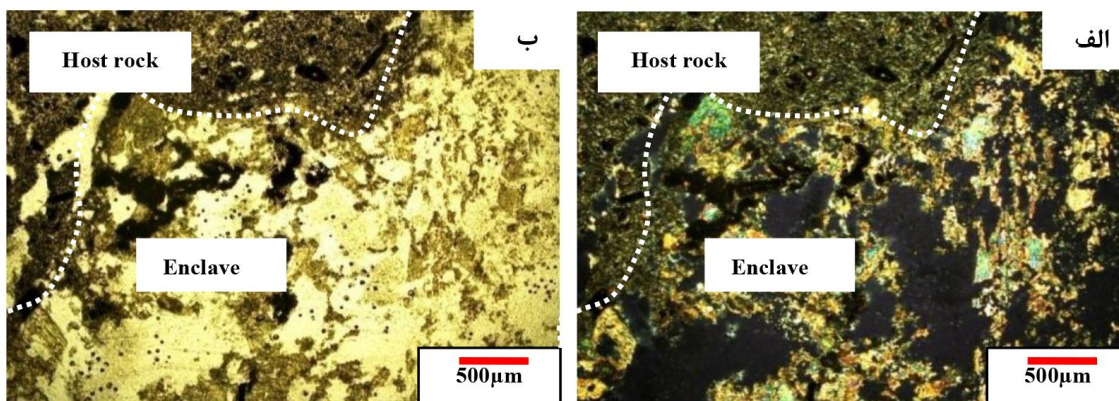
شکل ۱۲: حضور انکلاوهای اپیدوت- آمفیبولیتی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۳: الف و ب: انکلاوهای اپیدوت آمفیبولیتی با فابریک گرانوبلاستی و موزاییکی (XPL).

بازالت‌های ناسفنده دارای بافت تجمعی و خوردگی می‌باشند (شکل ۱۴: الف و ب). با توجه به این‌که این انکلاوها احتمالاً منشاء گوشته‌ای دارند، حضور آنها مؤید صعود سریع ماگما از عمق زیاد می‌باشد (ژو و همکاران، ۲۰۰۵). انکلاوها می‌توانند نشانه‌هایی از سنگ اولیه ذوب نشده گوشته فوقانی باشند که در ماگمای در حال صعود بدام افتاده‌اند (استرانلی و همکاران، ۱۹۷۹). انکلاوهای گوشته‌ای اطلاعات مهمی از ترکیب پوسته تحتانی، تکامل پتروژنتیکی ماگما و منشاء گوشته به‌علاوه اهمیت ژئودینامیکی فعالیت‌های آذرین در یک ناحیه را فراهم می‌کنند (شگ و همکاران، ۲۰۱۰).

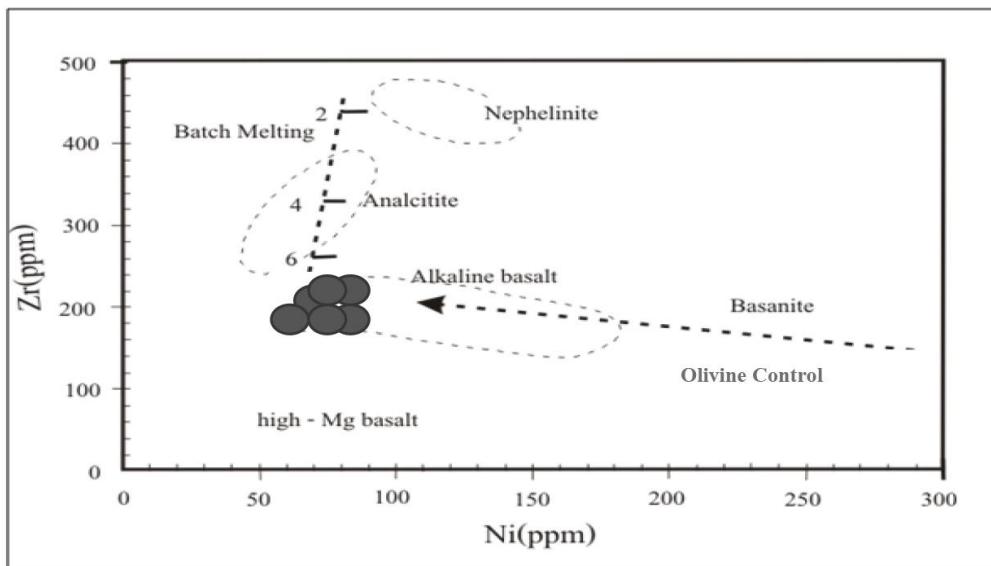
انکلاوهای کلینوپیروکسنیتی: برای مطالعه بخش‌های داخلی زمین و خصوصاً پوسته تحتانی و جبهه فوقانی، نقش انکلاوها از اهمیت خاصی برخوردار است. این انکلاوها در اشکال فوق مافیک موجود در بازالت‌های آلكالن و کیمبرلیت‌ها و نیز در سنگ‌های فوق تیره نوع آلیپی و پریدوتیت‌های حرارت بالا که بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی به سطح رسیده‌اند، دیده می‌شود. انکلاوهای اولترامافیک و مافیک و مگاگریست‌های یافت شده در بازالت‌های آلكالن، کیمبرلیت‌ها و لامپروفیرها از بخش‌های جبهه فوقانی و یا حداقل پوسته تحتانی مشتق شده‌اند (ژو و همکاران، ۲۰۱۲). انکلاوهای کلینوپیروکسنیتی موجود در آلكالی -



شکل ۱۴: الف: انکلاوهای پیروکسنیتی در سنگ‌های آتشفشانی ناسفنده، XPL، ب: همان تصویر در PPL.

های ماگمایی مختلف تعلق دارند و یکی از مهم ترین کاربرد نتایج آنالیز شیمیایی در مباحث پترولوژی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی می باشد. بر اساس نمودار Zr-Ni (کندیه، ۲۰۰۱)، سنگ های مورد مطالعه در محدوده ی آلکالی بازالت ها قرار می گیرند (شکل ۱۵).

جایگاه تکتونیکی: نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی سنگ های آتشفشانی ناسفنده در جدول ۱ آمده است. برای تعیین ماهیت ماگمای مولد سنگ های آذرین و یا به عبارتی تعیین سری ماگمایی آنها تاکنون نمودارهای متعددی استفاده شده است. به طور کلی سنگ های آذرین به سری-



شکل ۱۵: جایگاه نمونه های مورد مطالعه در نمودار Zr-Ni (کندیه، ۲۰۰۱)

(پیرس و کان، ۱۹۷۳) استفاده شد. در نمودار وود (۱۹۸۰)، محدوده بازالت های پشته های میان اقیانوسی نوع نرمال (N-MORB)، بازالت های پشته های میان اقیانوسی نوع غنی شده (E-MORB)، بازالت های قلیایی درون صفحه ای (WAP) و محدوده بازالت های کمان آتشفشانی (CAB) مشخص است.

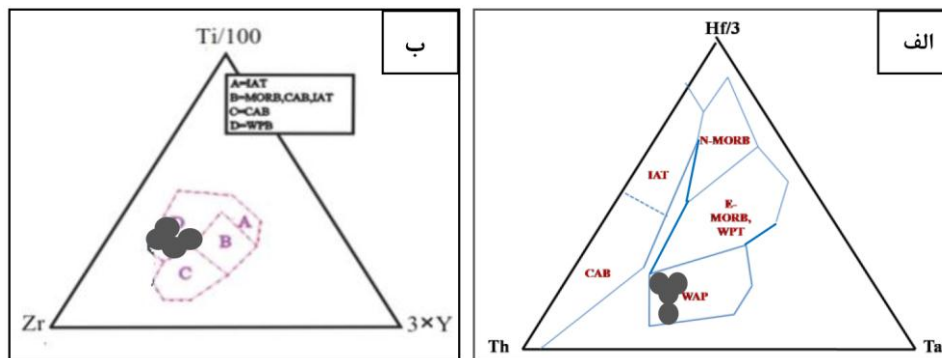
جایگاه تکتونیکی، نوع ماگما و روند تکامل آن تأثیر بسزایی بر روی شیمی عناصر دارد و غلظت عناصر در سنگ های آذرین تابعی از غلظت این عناصر در منشاء، درصد ذوب بخشی، فرایند تبلور، تفریق و تأثیر آرایش پوسته ای است (ویلسون، ۲۰۰۷). برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه از نمودار مثلثی Hf/3-Th-Ta (وود، ۱۹۸۰) و نمودار مثلثی $Ti/100-Zr-Y \times 3$

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد) و عناصر کمیاب و نادر خاکی (ppm) سنگ‌های 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	۵۰/۷۲	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 [†]	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	۲۰	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

آشفشانی در داخل صفحات، مختلف بوده و هنوز به خوبی درک نشده است. بیشتر آشفشانهای داخل صفحات به منشاء (الف) پلومهای گوشته و نقاط داغ، (ب) ریفتهای قاره‌ای، (ج) کشش پشت قوس، (د) لایه لایه شدن و نازک شدن لیتوسفر، نسبت داده شده است (چن، ۲۰۰۷). در محیطهای تکتونیکی کششی، تولید ماگما در ارتباط با نازک‌شدگی لیتوسفر به علت فشارهای داخل صفحه می‌باشد.

نمودار پیرس و کان (۱۹۷۳)، بازالت‌های فوران یافته در داخل صفحات (D)، بازالت‌های کالک-آلکان (C)، بازالت‌های کف اقیانوس، بازالت‌های کالک آلکان و تولیتهای جزایر اقیانوسی (B) و بازالت‌های تولیتهای فقیر از پتاسیم مربوط به جزایر قوسی (A) را از هم متمایز می‌نماید. بر اساس این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده WAP (بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای) و D (بازالت‌های فوران یافته در داخل صفحات)، قرار می‌گیرند (شکل ۱۶: الف و ب). منشاء فعالیت



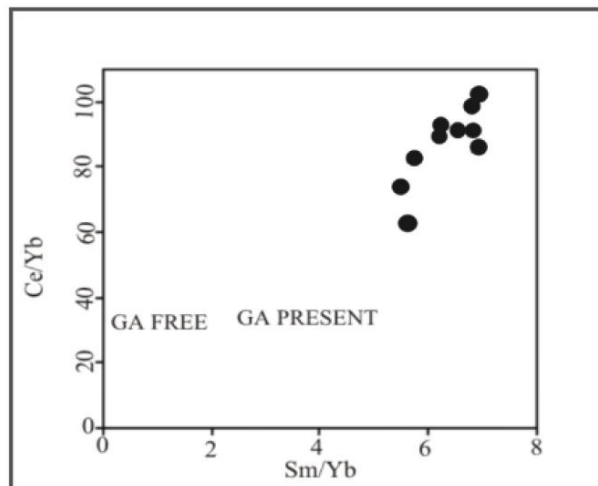
شکل ۱۶: الف: نمودار Th-Hf/3-Ta (وود، ۱۹۸۰)، نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون قاره‌ای قرار می‌گیرند، ب: سنگ‌های مورد مطالعه در دیاگرام تکتونوماگمایی Ti/100-Zr-Yx3 (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، در محدوده درون صفحات قرار می‌گیرند.

فعالیت‌های آشفشانی در طول گسل‌های امتداد لغز رخ داده است (والکر، ۲۰۰۹). به نظر می‌رسد عملکرد گسل نه خاوری و گسل‌های فرعی دیگر، باعث ایجاد شکستگی و کاهش فشار شده و شرایط مناسبی برای خروج سریع و آسان ماگما را به سطح زمین فراهم نموده‌اند. ماگما در اثر صعود و توقف در سطوح مختلف پوسته، مراحلی از جدایش و آرایش را پشت سر گذاشته است. نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)، به منظور نشان دادن حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشاء سنگ‌های مورد مطالعه به کار می‌رود. نسبت Sm/Yb به‌عنوان

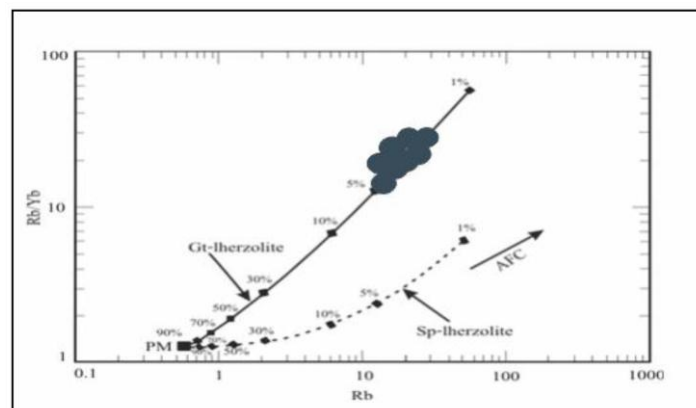
میزان کشش و در نتیجه درصد کاهش فشار در تعیین ماهیت مذاب تولید شده نقش دارد؛ به این صورت که در کشش‌های کم، درصد ذوب‌بخشی کم بوده و مذاب تولید شده ماهیت آلکان دارد و با افزایش کشش و در نتیجه افزایش درصد ذوب بخشی ماهیت ماگما به سمت تحولی و ساب آلکان پیش می‌رود (ویلسون، ۲۰۰۷). توزیع گدازه‌های پلیو-کواترنری شرق ایران به‌طور عمده در محیط‌هایی که ضخامت لیتوسفر کمتر از ۱۲۵ کیلومتر است، رخ داده است. نقشه‌های ضخامت لیتوسفریک مشتق شده از سرعت امواج برشی نشان می‌دهد لیتوسفر در شرق ایران نازک بوده و

ذوب‌بخشی گوشته از نمودار Rb/Yb در برابر Rb (آزدمیر و همکاران، ۲۰۰۶)، استفاده شد. دلیل استفاده از این نمودار آن است که گارنت کانی اصلی نگهدارنده Yb است و نسبت متغیر Rb/Yb وابسته به گارنت بوده و بین ذوب گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی تفاوت قائل می‌شود (آزدمیر و همکاران، ۲۰۰۶). بر اساس این نمودار، روند داده‌های نمونه‌های سنگی مورد بررسی بر منحنی ذوب لرزولیت گارنت‌دار (منحنی ممتد) منطبق بوده و بیانگر حدود ۴ درصد ذوب جهت تولید ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۱۸).

نسبت یک عنصر سازگار به ناسازگار، جهت شناسایی کانی‌شناسی منشاء مورد استفاده قرار می‌گیرد. ذوب‌بخشی از یک منبع گارنت‌دار، مذابی با مقادیر Sm/Yb بالاتر از ۲/۵، نسبت به منشاء تولید می‌کند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین نسبت‌های این عناصر می‌توانند به خوبی نشان دهنده حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشاء ماگما باشند. با توجه به این که نمونه‌های سنگی مورد مطالعه دارای نسبت‌های Sm/Yb بالاتر از ۲/۵ می‌باشند، حضور گارنت در ناحیه منشاء تأیید می‌شود (شکل ۱۷). برای توصیف و ارزیابی منشاء سنگ‌های بازالتی شرق نهبندان و احتمال شکل‌گیری این سنگ‌ها از



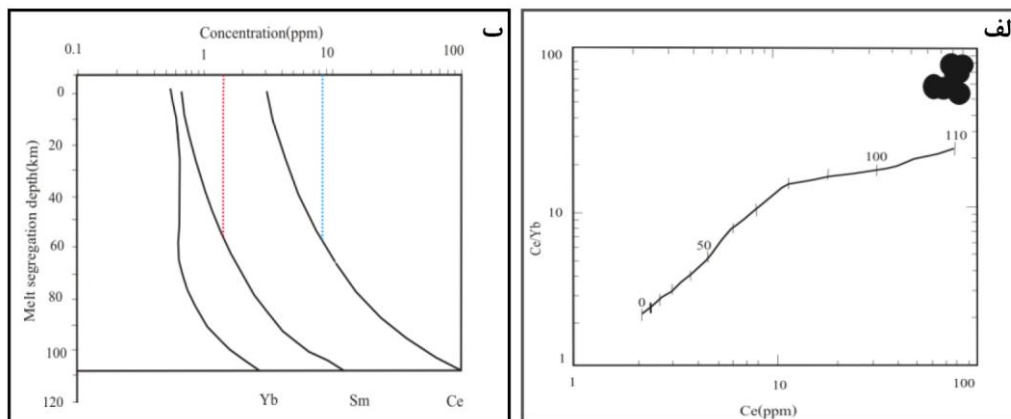
شکل ۱۷: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)



شکل ۱۸: نمودار Rb/Yb - Rb (آزدمیر و همکاران، ۲۰۰۶)، برای نمونه‌های مورد مطالعه که بیانگر حدود ۴ درصد ذوب منشاء گارنت لرزولیتی است.

نمودار میانگین مقادیر عناصر فوق، در محور لگاریتمی X قرار می‌گیرند. سپس با رسم خطوط موازی با محور Y منحنی‌های معرف عناصر Sm، Yb و Ce را در هر نقطه‌ای قطع کند از آن نقطه خطی به موازات X رسم تا محور Y را قطع کند. اعداد به دست آمده عمق ذوب می‌باشد. عمق‌های به دست آمده در حدود ۶۰ تا ۱۱۰ کیلومتر است که نشان دهنده ذوب‌بخشی در محدوده گارنت لرزولیتی و از یک منبع گوشته لیتوسفری است (شکل ۱۹: ب).

تعیین عمق ذوب‌بخشی منشاء با استفاده از نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱)، صورت گرفت. به اعتقاد وی نسبت‌های REE نظیر Ce/Yb در طی فرایند تبلور تفریقی تغییر چندانی نمی‌کنند و می‌توانند شاخص خوبی برای تعیین عمق باشند. عمق‌های به دست آمده از این نمودار در حدود ۱۱۰ کیلومتر است (شکل ۱۹: الف). هم‌چنین الام (۱۹۹۱)، مدل دیگری را بر اساس تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش ماگما طراحی کرد. در این



شکل ۱۹: الف: نمودار Ce/Yb در مقابل Ce، ب: نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش ماگما (الام، ۱۹۹۱).

نتیجه گیری

کربنات و دگرسانی پروپیلیتیک شواهدی از حاصلخیزی مجموعه آتشفشانی مورد بررسی می‌باشد و احتمال وجود کانه‌زایی اپی‌ترمال را تقویت می‌کند. از دیگر پدیده‌های قابل ذکر در سنگ‌های آتشفشانی ناسفنده می‌توان به حضور انکلاوهای مختلف اپیدوت-آمفیبولیتی، پیروکسنیتی و متادیوریتی اشاره کرد. با توجه به این که انکلاو-های پیروکسنیتی احتمالاً منشاء گوشته‌ای دارند، حضور آنها مؤید صعود سریع ماگما از عمق زیاد می‌باشد. ویژگی‌های شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر شکل‌گیری آنها در محیط‌های درون صفحه‌ایست. تعیین عمق ذوب‌بخشی منشاء با

سنگ‌های آتشفشانی ناسفنده در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان، رخنمون دارند. جایگیری مجموعه ولکانیکی پلیو-کواترنری ناسفنده در داخل سازندهای میزبان رسوبی و عبور گسل نه شرقی (یکی از سرشاخه‌های گسل نهبندان) از این سازندها، باعث ایجاد گسلش و شکستگی در سنگ‌های مزبور شده که این محل-ها، محیطی مناسب برای عبور سیالات گرمایی، کانه‌زایی و ته‌نشینی کانه‌های همراه آنها می‌باشد. وجود انکلاوهای مختلف وجود چشمه‌های آب معدنی، بافت حفره‌ای، رگچه‌های پر شده با

کاهش فشار شده و شرایط مناسبی برای خروج سریع و آسان ماگما را به سطح زمین فراهم نموده- اند. در کشش‌های کم، درصد ذوب‌بخشی کم بوده و مذاب تولید شده ماهیت آلکان دارد.

کانی‌شناسی ایران. سال هجدهم، شماره ۱، ص ۴۱-۵۲.

-شهاب‌پور، ج.، ۱۳۹۰. زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۷ ص.

علوی نائینی، م. و لطفی، م.، ۱۹۸۹. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ نهبندان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (برگ شماره ۸۰۵۳).

-کریم‌پور، م.ج. و سعادت، س.، ۱۳۸۱. زمین-شناسی اقتصادی کاربردی، نشر مشهد، ۵۳۵ ص.

-Aldanmaz, E., Peare, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchel, J.G., 2000. Petrogenetic Evolution of late Cenozoic, Post-collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v.102, p.67-95.

-Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2000. Alternative brine sources for Fe oxide (Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals, in porter, T.M., ed., hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, A global perspective" Adelaide, Australian Mineral Foundation 2. p. 43-60.

-Best, M.G., 2003. Igneous and Metamorphic Petrology, Blackwell Publishing, USA. 729 p.

-Brocker, M., Fotoohi Rad, G. R. and Thunissen, S., 2010. New time constraints for HP metamorphism and exhumation of melange rocks from the

استفاده از نمودارهای مختلف، عمق‌های در حدود ۶۰ تا ۱۱۰ کیلومتر به دست می‌دهد که نشان- دهنده ذوب‌بخشی در محدوده گارنت لرزولیتی است. به نظر می‌رسد عملکرد گسل نه خاوری و گسل‌های فرعی دیگر، باعث ایجاد شکستگی و

منابع

-خطیب، م.م.، سالاروند، ا. و بومری، م.، ۱۳۸۷. تأثیر حرکات سیستم گسلی نهبندان بر مورفولوژی اطراف شهر نهبندان، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۲، ص ۵-۲۴.

-زرین‌کوب، م.ج. و گرانیان، ج.، ۱۳۸۹. کانی‌شناسی و زمین‌شیمی رگه‌های آنتیموان - طلا دار در جنوب نهبندان، خاور ایران، مجله بلورشناسی و

Sistan suture zone, eastern Iran, An abstract paper in Turkey Symposium: Tectonic Crossroads: Evolving orogens of Eurasia-Africa - Arabia, Ankara, Turkey, 520 p.

-Chen, Y., 2007. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China, Lithos, v. 96, p.108-126.

-Coban. H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia, Earth Science Reviews, v.80, p.219- 238.

-Condie, K.C., 2001. Mantle Plumes and their Record in Earth's History, Cambridge University Press, 306 p.

-Cooke, D.R. and Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits, Reviews in Economic Geology, v.13, p. 44-221.

-Dalstra, H. and Guedes, S., 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with

- Mg-Fe metasomatism a comparison of the Carajas, Hamersley, and other Iron", *Geology*, v.99, p. 1793-1800.
- Ellam, R.M. and Cox, K.G., 1991. An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere, *Earth Plan SciLett*, v.105, p. 330 - 342.
- Evans, A.M., 1992. *Ore Geology and Industrial Minerals*, Blackwell-Sci, Pub, 390 p.
- Hedenquist, J.W., Arribas, R.A. and Gonzalez, U.E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In S. Hagemann and P.E. Brown, *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, v.13, p.77-245.
- McKenzie, D. and O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations, *Journal of Petrology*, v.32, p. 1021-1091.
- Ozdemir, Y., Karaoglu, O., Tolluoglu, A.U. and Gulec, N., 2006. Volcanostratigraphy and Petrogenesis of the Nemrut Stratovolcano (East Anatolian high Plateau): The most recent Post-collisional Volcanism in Turkey, *Journal of Chemical Geology*, v.226, p.189-221.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth Planet Science Letters*, v.19, p. 290-300.
- Purra, V., Kirsimae, K., Karki, A., Kirs, J., Suuroja, K. and Polikarpus, M., 2004. Hornblende alteration in impact-influenced basement rocks at the Kardla Impact Crater, Estonia: Institute of Geosciences, University of Oulu, Finland, 3Geological Survey of Estonia, p.1-2.
- Robbe, L., 2005. *Introduction to ore - Forming Processes*: Blackwell, 146p.
- Silberman, M.L. and Berger, B.R., 1985. Relationship of trace-element patterns to alteration and morphology in epithermal precious-metal deposits, *Reviews in Economic Geology*, p.203-232.
- Schegg, C., Ntaflos, T., Seghedi, I., Harangi, S., Kosler, J. and Coltorti, M., 2010. Paleogene alkaline magmatism in the South Carpathians (Poiana Ruscă, Romania): Asthenospheric melts with geodynamic and lithospheric information, *Lithos*, v. 120, p. 393-406.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, p. 237-243.
- Stranley, E., Evans, J.R. and Nash, W.P., 1979. Petrogenesis of xenolith-bearing basalts from southeastern Arizona, *American Mineralogist*, v.64, p.249-267.
- Tirrul. R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p.134-140.
- Titley, S.R. and Beane, R.E., 1981. Porphyry copper deposits, Part 1. Geologic settings, Petrology, and tectonogenesis, *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 214-235.
- Ulrich, T. and Heinrich, C.A., 2002. Geology and alteration geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina", *Economic Geology*, v.97, p.1865- 1888.
- Vernon, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*: Cambridge, England, 572 p.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M.M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M.M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran, *Journal MSP*, 23p.
- Warren, I., Simmons, S.F. and Mauk, J.L., 2007. Whole- rock geochemical techniques for evaluating hydrothermal

alteration, mass changes, and compositional with epithermal Au-Ag mineralization, *Economic Geology*, v. 102, p. 923-948.

-Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis*: Unwin Hyman, Lond, 466 p.

-Whitney, D. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p.185-187.

-Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, v.50, p.11-30.

-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.

-Xu, Z., Zhao, Z. and Zheng, Y.F., 2012. Slab-mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong, *Lithos*, v.146-147, p. 202-217.

-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.