

شیمی کانی مگنتیت در بازالت‌های کرتاسه منطقه نارنج‌لنگه در البرز شمالی

روشنک ارغائی^{۱*}، منصور قربانی^۱، تلمو ام بنتو دوس سانتوس^۲، خوزه فرانسیسکو سانتوس^۳

۱- گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم لیسبون، لیسبون، پرتغال

۳- گروه علوم زمین، زمین بیونک، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۱۱/۱۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۲/۱)

چکیده: سنگ‌های بازالتی کرتاسه به طور گسترده در دامنه شمالی البرز در شمال ایران گسترش یافته‌اند. منطقه مورد بررسی در روستای نارنج‌لنگه در ۸ کیلومتری جنوب شهر لاهیجان در غرب استان گیلان واقع است. در بازدیدهای صحرایی در مجموع ۲۵ نمونه از بازالت‌های کرتاسه از این منطقه برداشت شد که از این تعداد، ۱۰ مقطع سنگ‌نگاری و برای ۵ مقطع نازک و صیقلی بررسی‌های شیمی کانی مگنتیت انجام شد. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی مگنتیت به صورت درشت بلور نیمه شکل‌دار در بافت اینترستال در بازالت‌های منطقه دیده می‌شود. تجزیه با ریزپردازشگر الکترونی (EPMA) از ۴۵ نقطه در کانی مگنتیت نشان می‌دهد که الواسپینل، کانی غالب در نمونه‌هاست. نمودارهای رسم شده برای کانی مگنتیت نشان‌دهنده تشکیل بازالت‌های مورد بررسی در دمای بالاست و میانگین دمای تشکیل مگنتیت بین ۷۲۰ تا ۷۶۰°C بدست آمد. در این پژوهش، مقادیر گریزندگی اکسیژن (fO₂) براساس شیمی کانی مگنتیت محاسبه شد که نمونه‌های منطقه همه در دسته هماتیت-مگنتیت (HM) قرار می‌گیرند که نشانگر گریزندگی اکسیژن بالاست.

واژه‌های کلیدی: البرز شمالی؛ مگنتیت؛ بازالت؛ شیمی کانی؛ کرتاسه.

مقدمه

بین مگنتیت و سایر کانی‌های اکسید آهن چون ایلمنیت، هماتیت و الواسپینل بسیار مورد توجه قرار گرفته است. واکنش‌های بین این کانی‌ها و اکسیژن بر چگونگی و زمان حفظ تاریخچه میدان مغناطیسی زمین توسط مگنتیت اثر می‌گذارد [۱]. اگر مقدار مگنتیت به اندازه کافی زیاد باشد، می‌توان آن را در بررسی‌های هوا مغناطیسی با یک مغناطیس‌سنج که شدت مغناطیسی را اندازه‌گیری می‌کند بکار برد که به‌عنوان پیشنهاد برای پژوهش‌های بعدی مطرح می‌شود. سنگ‌های آذرین اغلب دربردارنده محلول‌های جامد تیتانومگنتیت و یا تیتانوهما تیت هستند. ترکیب‌های این جفت کانی برای محاسبه گریزندگی اکسیژن استفاده می‌شود. طیف گسترده‌ای از شرایط

در دوره کرتاسه، فوران‌های آتشفشانی مهمی در دامنه شمالی البرز روی داده‌اند که بررسی آن‌ها به منظور دستیابی به یک ارتباط واحد در رابطه با سنگزایی و زمین‌پویایی با اهمیت است. در این پژوهش، منطقه‌ای از دامنه شمالی البرز با برونزد بالایی از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در روستای نارنج‌لنگه در جنوب لاهیجان بررسی شده است. بررسی کانی مگنتیت در درک شرایط تشکیل سنگ‌ها مهم است. در این پژوهش، سنگ‌نگاری بازالت‌های نارنج‌لنگه و تحلیل داده‌های تجزیه‌ی ریزکاو الکترونی کانی مگنتیت برای بررسی دما و گریزندگی اکسیژن بازالت‌های کرتاسه در دامنه البرز شمالی انجام شده است. روابط

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۳۴۷۳۰۹ (+۹۸)، پست الکترونیکی: arghaee.rk@gmail.com

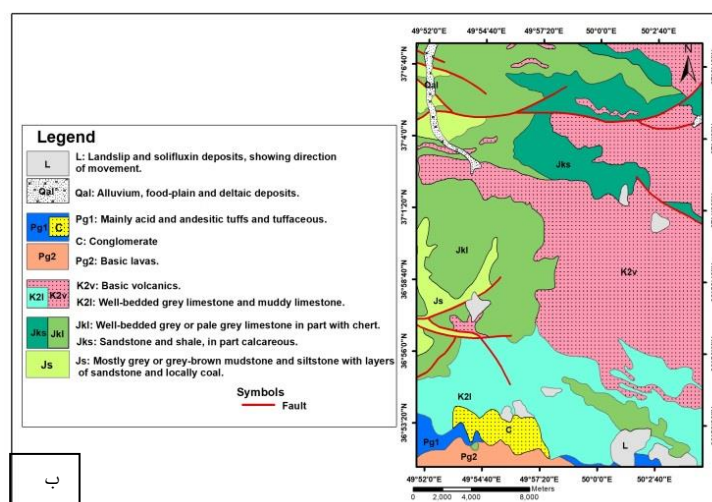
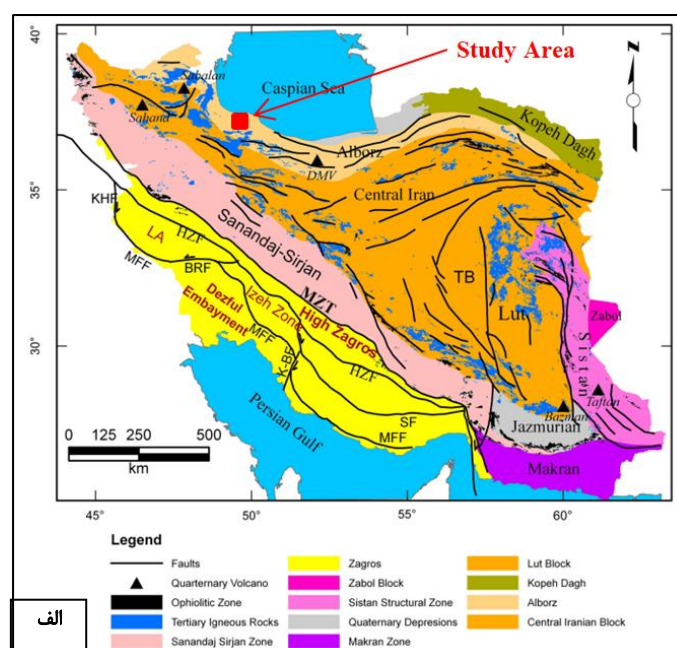


بازالتی قلیایی برای این منطقه است [۳، ۹، ۱۰].

زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در روستای نارنج‌لنگه در ۸ کیلومتری جنوب لاهیجان و در پهنه البرز واقع است (شکل ۱ الف). بازالت‌های وابسته به کرتاسه به طور گسترده در این منطقه در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ قزوین- رشت برونزد دارند [۱۱] (شکل ۱ ب). پهنه البرز به صورت غربی، مرکزی و شرقی رده‌بندی می‌شود [۱۲]. جنوب لاهیجان بخشی از دامنه البرز شمالی بوده که در پهنه البرز مرکزی واقع است (شکل ۱ الف).

اکسیدکننده در ماگماها یافت می‌شود و حالت اکسایش به تعیین چگونگی تکامل ماگما با تبلور بخشی کمک می‌کند [۲]. پژوهشگران بسیاری تکامل زمین پویایی بازالت‌های شمال البرز و سایر سنگ‌های آتشفشانی را بررسی کرده که براساس بیشتر گزارش‌ها، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در شمال البرز وابسته به فعالیت آتشفشانی قلیایی درون صفحه‌ای قاره‌ای است و از نظر مکان و زمان با زمین‌ساخت کششی، به ویژه با رویدادهای کافی در ارتباط هستند [۳-۸]. نتایج بدست آمده از شیمی کانی پیروکسن در منطقه نارنج‌لنگه نشان دهنده ماگمای مادر



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی بر نقشه ساختاری ساده شده ایران (اصلاح شده از نقشه ساختاری پایگاه ملی داده‌های علوم زمین ایران [۱۳]) اصلاح شده توسط تکنیک و دیگران [۱۴]. (ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ای مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ قزوین- رشت [۱۱] که بازالت‌های کرتاسه واقع در جنوب لاهیجان واقع در محدوده روستای نارنج‌لنگه (نواحی صورتی رنگ) دیده می‌شوند.

خشکی‌زایی و رخداد آتشفشان‌ها و سرانجام تشکیل کافت‌های درون قاره‌ای همراه بوده است [۱۹].

سنگ‌نگاری سنگ‌های منطقه نارنج‌لنگه

نمونه‌های مورد بررسی از جنوب لاهیجان شامل ۱۰ مقطع نازک بازائیت، تراکی‌بازالت، بازائیت حفره‌ای، بازالت بالشی و هاوائیت هستند که در ادامه شرح داده می‌شوند که مگنتیت مورد بررسی از کدام نمونه‌ها است.

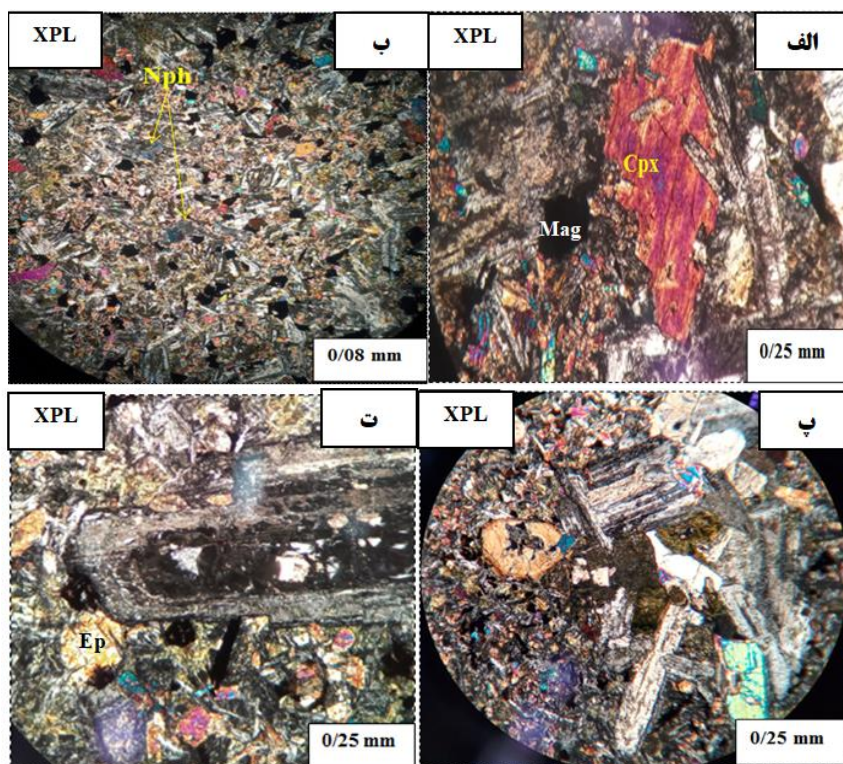
بازائیت (نمونه‌های NL5, NL9): در تبلور ماگمای فقیر از سیلیس، اگر مقدار SiO_2 در ماده مذاب غنی از سدیم، کمتر از ۵۵٪ باشد، به جای آل بیت فلدسپاتوئید نفیلین تشکیل می‌شود [۲۳]. اگر مقدار فراوانی الیوین بیش از ۱۰ درصد باشد، سنگ بازائیت است و اگر کمتر از آن باشد تفریت نامیده می‌شود [۲۴]. ترکیب درشت بلورهای پلاژیوکلاز آن‌ها، بیتونیت تا لابرادوریت است [۲۵]. کلینوپیروکسن آن‌ها به‌طور معمول، تیتان اوژیت است که در نمونه NL5 کلینوپیروکسن ارغوانی رنگ تیتان اوژیت دیده می‌شود (شکل ۲ الف). آپاتیت و اکسید آهن- تیتان دار به‌صورت فرعی در آن‌ها وجود دارند که در همه نمونه‌های بازائیت منطقه مورد بررسی، مگنتیت بخوبی نمایان است (شکل ۲ الف). کانی مگنتیت به صورت درشت بلور نیمه شکل‌دار در نمونه NL5 دیده می‌شود (شکل ۲ الف). برای این نمونه، تجزیه سنگ کل و همچنین ریزپردازش مگنتیت انجام شد (جدول‌های ۱، ۲). بافت غالب بازائیت‌های نارنج‌لنگه اینترسرتال است (شکل ۲ ب). در بافت این نمونه‌ها، فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز با کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت پر شده است. در این بافت، کانی‌های پیروکسن با رنگ‌های تداخلی متفاوت به‌ویژه ارغوانی و همچنین الیوین دیده می‌شوند. بیشتر نمونه‌های بازائیت منطقه با کانی ثانویه کلسیت پر شده‌اند. بافت گلومروپورفیری انباشت بعضی از درشت بلورها چون پیروکسن و پلاژیوکلاز بوده که از نشانه‌های جدایش بلوری است و در برخی نمونه‌های مورد بررسی دیده می‌شود. در نمونه NL9، درشت بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت دسته‌های خوشه ماند و با بافت گلومروپورفیری در برخی نواحی دیده شد (شکل ۲ پ). شبیه چنین بافتی در بازالت‌های قلیایی هاوائی مثل سنگ‌های آتشفشانی هوالالی (Hualali) [۲۶] دارای انبوهه بلورهای کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز و ریز درشت بلورهای کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و تیتانومگنتیت هستند. افزون بر این، کروم اسپینل نخستین فاز متبلور در مایع است. در انواع بازالت‌های قلیایی آتشفشان هوالالی روند تبلور به صورت زیر است [۲۶] که می‌تواند شبیه منطقه مورد بررسی باشد:

بر پایه گزارش‌های زمین پویایی [۸]، در دامنه البرز شمالی سنگ‌های کربناتی سازند تیزکوه با ناپیوستگی فرسایشی سازند شمشک، و یا سازندهای کهن‌تر را می‌پوشانند. سنگ‌های کربناتی در نواحی کم‌ژرفا با یک فعالیت ماگمایی همراه می‌شوند که شامل تناوبی از فوران‌های زیردریایی [۱۵، ۱۶] و سنگ‌های کربناتی است. مهم‌ترین فعالیت آتشفشانی‌های زیردریایی در منطقه البرز به‌صورت محلی در طول کرتاسه رخ داده است. در البرز شمالی این فعالیت‌های آتشفشانی طی یک زمان طولانی در کرتاسه پسین صورت گرفته است. در طول سنومانین-تورونین به‌صورت میان لایه‌ای سنگ‌های کربناتی نواحی کم‌ژرفا، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری را همراهی می‌کنند. بررسی‌های چینه‌شناسی مشخص می‌کند که فعالیت‌های آتشفشانی در کامپانین و حتی در گذر سانتونین-کامپانین وجود نداشته‌اند. دایک‌های آتشفشانی تغذیه‌کننده سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در سوی شمالی البرز مرکزی بررسی شده‌اند [۴، ۶-۱۰، ۱۳-۱۷].

در سازند تیزکوه که بازالت‌های نام برده از آن برداشت شده‌اند، گسل‌های عادی بیانگر یک کشش کم و بیش شمالی-جنوبی در نهشته‌های بارمین پسین تا آپتین و حتی سنومانین هستند. گسل شمال البرز مرز شمالی رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی قلیایی کرتاسه پایانی در البرز شمالی است [۴، ۸، ۱۸]. در دوران مزوزوئیک عملکرد فازهای گوناگون کوهزایی سیمرین و لارامید و دگرگونی‌های زمین پویایی مختلف سبب شد تا فرآیندهای زمین‌ساختی مزوزوئیک ایران از جمله البرز دستخوش تغییرهای بسیار چون پیدایش توده‌های نفوذی ناشی از برخورد ورقه‌ها یا روان شدن گدازه‌ها در نتیجه کشش‌های وارد بر پوسته شود [۱۲، ۱۹]. در رده‌بندی انگلن [۲۰] دامنه شمالی البرز در گیلان که منطقه لاهیجان را شامل می‌شود، در نوار کرانه شمالی مزوزوئیک جای دارد. از دید ماگمایی، البرز شمالی به ویژه ناحیه جنوب لاهیجان، با تکاپوهای شدید آتشفشانی در دوره کرتاسه شناخته می‌شود و در آن نشانه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دیده نمی‌شود. تنها سنگ‌های آواری کمی با سن ائوسن در این پهنه پدید آمده‌اند [۲۱]. سازند تیزکوه در البرز در این منطقه (کرتاسه پیشین) با سری سرخ تخریبی آغاز شده و با یک سطح فرسایشی (گاهی زاویه‌دار) سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشاند و نشان‌دهنده یک ناپیوستگی چشمگیر در مرز این سازند با بخش زیرین است [۲۲]. رویداد اتریشین در مرز کرتاسه پیشین و پسین با

کروم اسپینل <-----> الیون <-----> کلینوپیروکسن <-----> پلاژیوکلاز <-----> تیتانومگنتیت و الواسپینل
 بافت غربالی (Sieve) میانبارهای فراوان و کوچک، به هم پیوسته و ظاهری اسفنجی یا متخلخل را نشان می‌دهد. این بافت در دو نمونه NL5 و NL9 دیده می‌شود (شکل ۲ ت). این بافت در پلاژیوکلاز و پیروکسن طی فرآیند کاهش فشار تشکیل می‌شود [۲۷]. در فرآیند کاهش فشار، ماگمای اشباع از H_2O سریع صعود می‌کند. در نتیجه فاز آب سامانه افزایش یافته و پایداری پلاژیوکلاز کاهش می‌یابد، و از این رو منجر به ذوب و انحلال بلور می‌شود. حفره‌های ایجاد شده در نتیجه‌ی ذوب، با مذاب پر می‌شوند و بعدها با رشد دوباره بلور، مذاب در آن به دام افتاده و به‌صورت بافت غربالی گسترش یافته است [۲۷]. البته یک عامل دیگر بافت غربالی ممکن است که رشد سریع نیز باشد که در نمونه‌های منطقه ایجاد شده است [۲۸]. فلدسپاتوئید در بازائیت‌های منطقه، نفیلین است که در (شکل ۲ ب) خمیره دیده می‌شود. الیون در بازالت قلیایی دیده می‌شود و در اصل در این سنگ‌ها اغلب جای پیروکسن فقیر از کلسیم را می‌گیرد [۲۹].

در برخی نمونه‌ها، خوردگی خلیجی در کلینوپیروکسن به دلیل عدم تعادل ناشی از آلیش پوسته‌ای و تغییر ترکیب خمیره نسبت به درشت بلورهای موجود در سنگ ایجاد شده است (شکل ۲ الف) [۶، ۷، ۱۷، ۳۰]. همچنین کانی نوز آن در نمونه بازائیت NL5 دیده می‌شود که از شواهد ماگمای قلیایی در مقاطع سنگ نگاری است (برای اطلاعات بیشتر مرجع [۹] را ببینید). در خمیره، کانی کلینوپیروکسن با رنگ‌های تداخلی متفاوت با الیون دیده می‌شود. همچنین در خمیره، کانی‌های ثانویه کلریت و کربنات وجود دارند. اغلب پیروکسن‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند. بر اثر عملکرد محلول‌های گرمابی غنی از آهن، کلسیم، سدیم، منیزیم و بی‌کربنات بر سنگ‌های آذرین، دگرسانی کلریتی رخ می‌دهد [۳۱]. در نمونه‌های منطقه، کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت غالب و برآمده از دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن‌ها هستند. اپیدوت نیز به‌صورت کانی ثانویه ناشی از دگرسانی پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۲ ت).

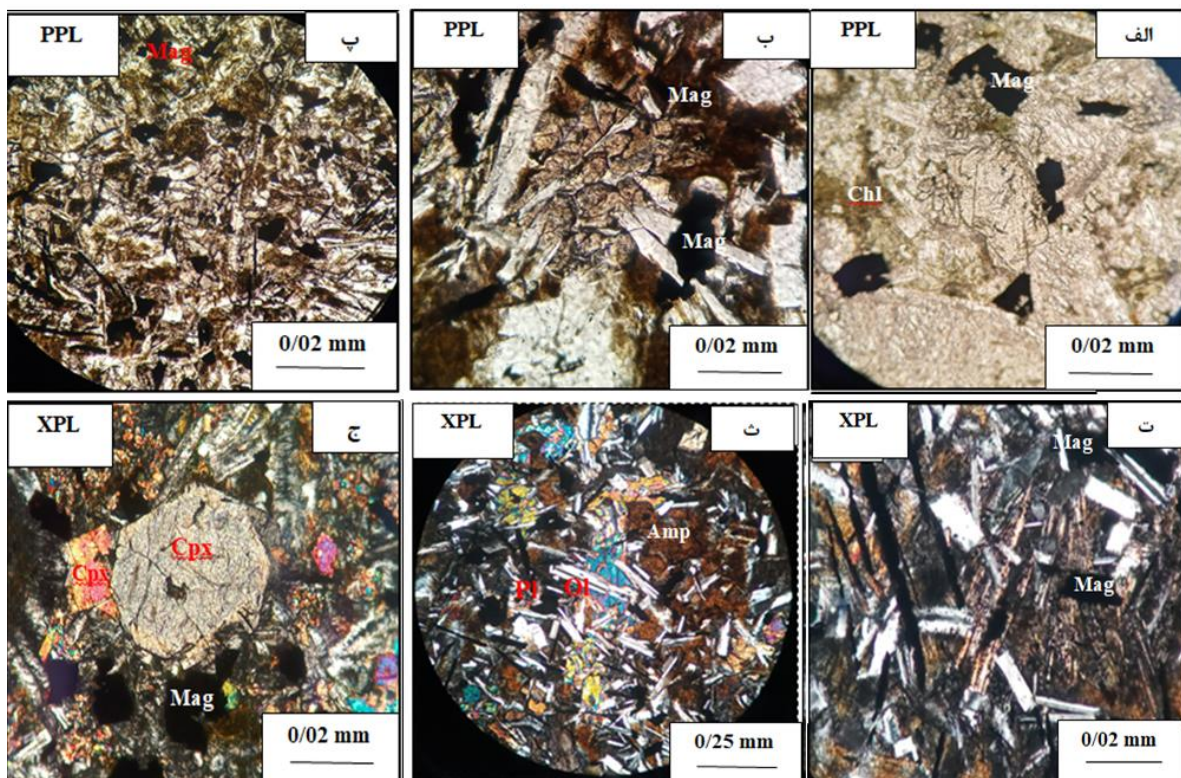


شکل ۲ (الف) کلینوپیروکسن ارغوانی رنگ تیتان‌اوژیت و مگنتیت در نمونه بازائیت NL5؛ (ب) بافت اینترسرتال در بازائیت. نفیلین در خمیره بازائیت NL5؛ (پ) بافت گلمروپورفیری ناشی از انبوه‌های بعضی از درشت بلورها چون پیروکسن و پلاژیوکلاز که می‌توان گفت که از نشانه‌های جدایش است (نمونه NL9). خوردگی خلیجی در کلینوپیروکسن در سمت چپ عکس دیده می‌شود؛ (ت) بافت غربالی در پلاژیوکلازهای سنگ بازائیت نارنج‌لنگه. اپیدوت نیز به‌صورت کانی ثانویه برآمده از دگرسانی پلاژیوکلازها دیده می‌شود. کلینوپیروکسن=Cpx، مگنتیت=Mag، نفیلین=Nph، اپیدوت=Ep [۳۲].

(Iddingsite) تبدیل شده است (ایدنگزیت یک شبه کانی قرمز رنگ دارای اکسید آهن سه ظرفیتی است) [۲۹]. مگنتیت به صورت درشت بلور دیده می‌شود (شکل ۳ الف). برای این نمونه تجزیه سنگ کل و همچنین تجزیه ریزپردازشی مگنتیت انجام شد.

هاوایت (NL4, NL1): تراکی بازالت‌ها معادل هاوایت‌های پتاسیمی و موژه‌آریت‌ها هستند که با افزایش درصد سدیم به سمت هاوایت نامگذاری می‌شوند. در این پژوهش، براساس داده‌های سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی (برای اطلاعات بیشتر مرجع [۹] را ببینید) این نمونه‌ها هاوایت نامیده شده‌اند. در خمیره، هاوایت‌ها فلدسپار سانیدین و بافت تراکیتی نشان می‌دهند (شکل ۳ پ). برای نمونه NL4 تجزیه سنگ کل و همچنین تجزیه ریزپردازشی مگنتیت انجام شد. دگرسانی پروپیلیتی که از مشخصه‌های آن کلریت‌های ثانویه است در این نمونه دیده می‌شود (شکل ۳ پ).

تراکی بازالت (نمونه NL7): نام تراکی بازالت برای توصیف سنگ‌های بازالتی قلیایی به کار می‌رود که از نظر ترکیب، حدواسط بین بازالت‌های قلیایی، تفریت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها هستند [۳۳]. شاخص‌ترین بافت در تراکی بازالت منطقه، بافت تراکیتی یا میکرولیتی است که طول‌شدگی میکرولیت‌ها در یک راستا نیستند. مگنتیت در خمیره به صورت پراکنده دیده می‌شود. کلینوپیروکسن بسیار دانه‌ریز هستند که بیشتر به اکسید آهن تبدیل شده‌اند. فراوانی اکسید آهن در مقاطع نشان دهنده بالا بودن اکسیژن در ماگما و کمبود درشت بلور نشانگر سرعت و دمای بالای ماگمای خروجی است. این نمونه به شدت دگرسانی نشان می‌دهد و کانی‌های ثانویه کربنات و کلریت به مقدار بسیار زیاد در آن‌ها دیده شده‌اند (شکل ۳ الف). اپیدوت نیز به صورت کانی ثانویه ناشی از دگرسانی پلاژیوکلازها دیده می‌شود. همچنین به دلیل بالا بودن دمای ماگما و مقدار O_2 در ماگما، الیوین و پیروکسن در خمیره به ایدنگزیت



شکل ۳ (الف) کانی مگنتیت در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) به صورت درشت بلور نیمه‌شکل‌دار در تراکی بازالت جنوب لاهیجان (نارنج‌لنگه). (ب) کانی مگنتیت در PPL در نمونه بازالت حفره‌ای نارنج‌لنگه. (پ) کانی‌های ثانویه کلریت و کربنات و بافت تراکیتی در خمیره هاوایت‌های منطقه. اغلب پیروکسن‌ها به کلریت ثانویه تبدیل شده‌اند. مگنتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار وجود دارد. دگرسانی پروپیلیتی شدید که از مشخصه‌های آن کلریت‌های ثانویه است در این نمونه کلریت به خوبی دیده می‌شود. (ت) بافت وارپولیتی در یک بازالت بالشی (نمونه NL19). (ث) بافت اینترگرانولار که بافت غالب بازالت‌های بالشی منطقه است که در آن پلاژیوکلازها در راستاهای مختلف قرار دارند و فضای نامنظم بین آن‌ها با کانی‌های پیروکسن و الیوین پر شده است (NL19). (ج) بافت اینترگرانولار در بازالت بالشی نارنج‌لنگه. کانی‌های کلینوپیروکسن با رنگ‌های تداخلی متفاوت با الیوین دیده می‌شوند. (کلینوپیروکسن=Cpx، مگنتیت=Mag، کلریت=Chl، آمفیبول=Amp، الیوین=Ol، پلاژیوکلاز=Pl) [۳۲].

بازانیت حفره‌ای یا بادامکی (Amygdaloidal) (نمونه NL8): این سنگ دارای خمیره و بافت مشابه سایر بازانیت‌های منطقه است، اما حفره‌های بسیار دارد (شکل ۳ ب). حفره‌ها ممکن است که در اثر بزرگ‌تر شدن حباب‌های گاز یا بخار طی جریان جامد شدن سنگ پدید آمده باشند. در بافت‌های حفره‌ای، حفره‌های پدید آمده با کانی‌های ثانویه‌ای چون زئولیت، کلسیت، کوارتز و اکسید آهن پر می‌شوند [۳۴]. بیشتر در برخی از بازالت‌های دریایی این پدیده غالب است. در نمونه‌های مورد بررسی، حفره‌ها اغلب دارای کانی ثانویه کلریت هستند. برای این نمونه تجزیه سنگ کل و همچنین تجزیه ریزپردازشی مگنتیت انجام شد.

بازالت بالشی (نمونه‌های NL15, NL16, NL17, NL19): در شرایط مناسب، گدازه‌های بازالتی در محیط آب شکل‌های کروی، بالونی و یا تویی به خود می‌گیرند که به آن گدازه بالشی گفته می‌شود. فوران‌های بازالتی شکافی یا نقطه‌ای با دبی ناچیز، گدازه‌های خالص بالشی تولید می‌کنند [۳۵]. هسته گدازه بالشی مورد بررسی نکات جالبی را مشخص کرد (برای اطلاعات بیشتر مرجع [۱۴] را ببینید). فرق هسته گدازه بالشی از پوسته آن در اصل مربوط به مقدار حباب‌های گاز موجود در آن است. این اختلاف به طور مستقیم به نرخ خروج گاز از گدازه بستگی دارد. اگر گدازه طی تبلور دارای کمی حباب‌های گاز باشد، مقداری از حباب‌های محبوس مانده در بالش به پوسته شیشه‌ای خارجی آن که نخست تشکیل شده است و مرکز بالش مانند یک گدازه متراکم بدون حباب متبلور می‌شود [۳۶]. باتوجه به بررسی‌ها، به نظر می‌رسد که گدازه‌های بالشی منطقه دارای هسته مشخص و منسجم هستند و هسته بدون حباب متبلور شده است و از این رو کمی حباب گاز داشته‌اند. همچنین بالش‌های گدازه‌های بازالتی که در اعماق زیاد اقیانوس تشکیل می‌شوند به نسبت گدازه‌های بالشی تشکیل شده در اعماق کمتر دارای حفره‌های کمتر و کوچک‌تر و یا به‌طور کلی بدون آن هستند، هر چند مقدار کلی مواد فرار در ماگمایی که هر دو گدازه را ایجاد می‌کند، یکسان باشد [۳۷] از این رو با توجه به این‌که هیچ حفره‌ای در نمونه‌های بالشی مورد بررسی وجود ندارد، به نظر می‌رسد عمق آب بسیار کم نبوده [۱۴] و محل خروج تا حدی عمیق بوده است. بافت اینترگرانولار بافت غالب بازالت‌های بالشی منطقه است که در

آن، پلاژیوکلازها در راستاهای مختلف قرار دارند و فضای نامنظم بین آن‌ها با کانی‌های پیروکسن و الیوین پر شده است (شکل ۳ ث). مقدار کربنات ثانویه در این نمونه‌ها زیاد است و دگرسانی پروپیلیتی به‌صورت شاخص در آن‌ها دیده می‌شود. محلول‌های ماگمایی یا گرمایی غنی از منیزم، آهن، کلسیم، سدیم و یا بی‌کربنات در سنگ‌های آذرین موجب تشکیل اپیدوت، کلریت، زوئیت و یا آل بیت می‌شوند. برای نمونه NL15، تجزیه سنگ کل و همچنین تجزیه ریزپردازشی مگنتیت انجام شد (شکل ۳ ج). بافت وارپولیتی در نمونه NL19 بسیار دیده می‌شود (شکل ۳ ت). این بافت ناشی از انباشت بلورهای رشته‌ای یا سوزنی شکل یک یا چند کانی است که به‌صورت نیمه شعاعی دور یک نطفه قرار گرفته‌اند [۳۸]. با پیشرفت عمل سردشدگی که گرانروی نیز افزایش می‌یابد، انتشار کند می‌شود، اما ممکن است که سرعت نطفه‌بندی و رشد افزایش یابد. از این رو، این امر منجر به بافت‌های غیرمتعادلی مانند اسکلتی، دندریتی، اسفرولیتی، سوزنی و وارپولیتیک می‌شود که با آزاد شدن گرمای نهان بلور اشکال دندریتی و اسکلتی ظاهر می‌شوند [۲۴]. خمیره شامل بافت میکروولیتی نامنظم پلاژیوکلاز بوده که فضای بین آن‌ها با کانی‌های ثانویه کلریت و کربنات و کانی‌های مگنتیت پر شده است (شکل ۳ ت). آمفیبول و بیوتیت نیز در فضای بین پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. وجود کانی‌های آبدار فراوان چون میکاها و آمفیبول‌ها (شکل ۳ ث) و همچنین فوران انفجاری آتشفشان‌ها از جمله شواهد مشارکت مواد فرار در سامانه‌های ماگمایی هستند. تبلور میکاها و آمفیبول‌ها در ماگماها بیانگر تمرکز آب در آن‌ها به مقدار دست کم ۳-۵ درصد است [۳۹].

روش بررسی

در بررسی‌های صحرایی، در مجموع ۲۵ نمونه از این منطقه برداشت شد که از این تعداد، ۱۰ مقطع سنگ‌نگاری در دانشگاه شهید بهشتی تهران و دانشگاه آویرو پرتغال بررسی شدند. از این میان، ۵ مقطع نازک-صیقلی در دانشگاه آویرو پرتغال آماده‌سازی شد و ۴۵ نقطه (جدول ۱) برای بررسی‌های شیمی کانی در دانشگاه لیسبون پرتغال تجزیه ریزپردازشی شدند. همچنین ۵ نمونه به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه زراژما تهران تجزیه سنگ کل شدند.

جدول ۱ نتایج تجزیه EPMA از ۴۵ نقطه از مگنتیت‌های منطقه نارنج‌لنگه در دامنه شمالی البرز (اکسیدها بر حسب درصد وزنی، wt%) و عناصر برحسب apfu هستند).

Sample	NL4	NL5	NL5	NL5	NL5	NL5	NL5	NL7	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8
SiO ₂	۰.۰۶۸	۱.۵۴۳	۰.۵۶۵	۰.۲۸	۰.۲۸۷	۰.۹۵۶	۱.۳۶۵	۰.۳۹۸	۰.۰۳۹	۰.۰۷۱	۰.۰۳۰	۰.۰۵۰	۰.۰۳۷	۰.۰۵۲	۰.۰۳۵
TiO ₂	۲۳.۴۶۵	۲۵.۹۸۱	۲۵.۸۰۹	۲۴.۵۱۷	۲۲.۸۵۷	۲۴.۴۱۴	۲۶.۵۹۶	۱۵.۶۰۰	۵۰.۳۷۴	۵۰.۶۴۶	۵۰.۱۱۸	۵۰.۰۷۱	۵۰.۰۲۵	۴۹.۸۶۶	۴۹.۶۳۹
Al ₂ O ₃	۲.۶۴۶	۱.۰۷۲	۰.۸۶	۲.۱۹	۳.۷۳۶	۲.۱۵۵	۲.۳۲۶	۰.۸۱۷	۰.۰۸۱	۰.۰۵۴	۰.۰۷۶	۰.۰۴۹	۰.۰۴۶	۰.۰۶۴	۰.۰۶۴
Cr ₂ O ₃	۰.۱۳۹	۰.۱۶۱	۰.۱۹۱	۰.۱۲۳	۰.۱۳۵	۰.۰۹۱	۰.۱۳۸	۰.۱۶۰	۰.۱۲۵	۰.۱۰۲	۰.۱۶۷	۰.۱۱۰	۰.۱۴۱	۰.۱۱۳	۰.۱۰۶
FeO	۶۵.۰۰۱	۶۰.۲۵۷	۶۲.۶۵۲	۶۳.۱۲	۶۴.۴۲۴	۶۰.۹۲۶	۵۸.۳۲۷	۷۱.۴۵۴	۴۴.۵۶۴	۴۵.۰۳۰	۴۵.۳۴۹	۴۵.۳۶۰	۴۵.۰۲۷	۴۵.۴۷۶	۴۵.۳۲۷
MnO	۲.۳۳۸	۰.۹	۱.۰۳۱	۰.۹۰۸	۰.۸۲۲	۱.۶۱۲	۱.۰۳۶	۱.۴۶۲	۰.۷۱۷	۰.۶۳۵	۰.۶۶۹	۰.۶۳۸	۰.۶۲۷	۰.۶۰۸	۰.۶۰۱
MgO	.	۰.۰۱۶	۰.۰۲۹	۰.۰۷۷	۰.۵۷	۰.۴۹	۰.۰۹۲	۰.۰۱۳	۱.۵۴۴	۱.۰۹۰	۱.۵۱۵	۱.۴۰۷	۱.۴۴۴	۰.۸۴۶	۰.۹۱۲
BaO	۰.۱۲۴	۰.۱۴	۰.۱۵۳	۰.۱۱۷	۰.۰۶۷	۰.۲۵۹	۰.۱۹۸	۰.۱۵۷	۰.۱۱۴	۰.۲۰۰	۰.۱۳۷	۰.۱۲۷	۰.۲۰۸	۰.۱۲۴	۰.۱۴۵
CaO	۰.۲۰۲	۲.۳۲۷	۱.۱۷۲	۰.۶۵۳	۰.۳۹	۰.۸۷۷	۱.۳۶۵	۰.۰۶۲	۰.۱۴۸	۰.۱۵۰	۰.۰۸۰	۰.۲۲۳	۰.۲۳۳	۰.۰۶۷	۰.۰۶۴
Na ₂ O	۰.۰۲	۰.۰۲۷	۰.۰۴۴	۰.۰۰۹	۰.۰۰۴	۰.۰۵۸	۰.۰۰۲	۰.۰۵۸	۰.۰۰۰	۰.۰۱۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
ZnO	۱.۰۸۱	۰.۰۲۷	۰.۳۱۹	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۱۹۹	۰.۳۴۱	۰.۸۳۴	۰.۰۷۴	۰.۰۹۲	۰.۰۰۰	۰.۰۴۴	۰.۱۲۰	۰.۰۶۸	۰.۰۷۴
V ₂ O ₃	۰.۴۴۶	۰.۲۶۹	۰.۲۵۵	۰.۴۴۶	۰.۵۰۸	۰.۴۲۷	۰.۵۱۵	۰.۲۳۲	۰.۰۹۶	۰.۰۸۶	۰.۱۷۳	۰.۱۱۱	۰.۰۵۲	۰.۱۴۴	۰.۰۹۴
مجموع	۹۵.۴۶	۹۲.۹۲	۹۲.۹۸	۹۲.۵۵	۹۳.۹۵	۹۲.۴۶۴	۹۲.۱۱۱	۹۱.۲۴۷	۹۷.۸۶۶	۹۸.۱۶۷	۹۸.۳۱۴	۹۸.۰۳۶	۹۷.۹۵۰	۹۷.۴۱۸	۹۷.۰۶۱
Si	۰.۰۰۳	۰.۰۰۰	۰.۰۲۲	۰.۰۱۱	۰.۰۴۸	۰.۰۲۷	۰.۰۵۰	۰.۰۱۶	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱
Ti	۰.۶۳۷	۰.۷۶۶	۰.۷۶۵	۰.۷۲۶	۰.۶۶۷	۰.۷۲۰	۰.۷۹۰	۰.۴۶۸	۱.۴۴۶	۱.۴۵۶	۱.۴۳۲	۱.۴۳۶	۱.۴۳۶	۱.۴۴۶	۱.۴۴۵
Al	۰.۱۱۹	۰.۰۴۹	۰.۰۴۰	۰.۱۰۲	۰.۰۷۰	۰.۱۰۰	۰.۱۰۸	۰.۰۳۸	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳
Fe ³⁺	۰.۵۱۰	۰.۲۸۳	۰.۳۷۳	۰.۴۰۶	۰.۳۹۶	۰.۳۶۶	۰.۱۹۱	۰.۹۷۹	۰.۰۹۵	۰.۰۹۲۷	۰.۸۸۲	۰.۸۸۷	۰.۸۸۵	۰.۰۹۰۸	۰.۰۹۰۳
Fe ²⁺	۱.۵۴۴	۱.۶۹۰	۱.۶۹۱	۱.۶۷۱	۱.۶۷۶	۱.۶۳۱	۱.۷۳۱	۱.۴۰۶	۲.۳۲۸	۲.۳۶۷	۲.۳۲۲	۲.۳۲۲	۲.۳۲۲	۲.۳۲۵	۲.۳۲۶
Cr	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۵	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳
Mn	۰.۰۷۶	۰.۰۳۰	۰.۰۳۴	۰.۰۳۰	۰.۰۰۷	۰.۰۵۴	۰.۰۳۵	۰.۰۴۹	۰.۰۲۳	۰.۰۲۱	۰.۰۲۲	۰.۰۲۱	۰.۰۲۰	۰.۰۲۰	۰.۰۲۰
Mg	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۵	۰.۰۱۲	۰.۰۲۹	۰.۰۰۵	۰.۰۰۱	۰.۰۸۸	۰.۰۶۲	۰.۰۸۶	۰.۰۸۰	۰.۰۸۲	۰.۰۶۹	۰.۰۵۳
Ca	۰.۰۰۶	۰.۰۸۸	۰.۰۴۹	۰.۰۲۸	۰.۴۵۲	۰.۰۲۷	۰.۰۵۸	۰.۰۰۳	۰.۰۰۶	۰.۰۰۶	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۹	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲
Na	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
K	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Ba	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳
Zn	۰.۰۰۳	۰.۰۰۶	۰.۰۰۹	۰.۰۰۳	۰.۰۰۵	۰.۰۰۶	۰.۰۱۰	۰.۰۲۵	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳
V	۰.۰۱۴	۰.۰۰۸	۰.۰۰۸	۰.۰۱۴	۰.۰۱۴	۰.۰۱۳	۰.۰۱۶	۰.۰۰۷	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۵	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳
Ni	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Nb	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
مجموع	۳.۰۰۱	۳.۰۰۲	۳.۰۰۳	۳.۰۰۱	۳.۰۰۲	۳.۰۰۴	۳.۰۰۱	۳.۰۰۳	۳.۰۰۰	۳.۰۰۱	۳.۰۰۱	۳.۰۰۰	۳.۰۰۱	۳.۰۰۰	۳.۰۰۱
Ulvospinal	۲.۲۹۲	۲.۳۳۳	۲.۳۶۷	۲.۳۶۴	۲.۱۰۸	۲.۳۵۵	۲.۳۷۱	۲.۳۹۷	۲.۲۹۳	۲.۲۹۶	۲.۲۸۲	۲.۲۹۱	۲.۲۹۳	۲.۲۹۱	۲.۲۹۵
FeO (%)	۴۹.۰۱۸	۵۱.۶۰۳	۵۱.۳۵۵	۵۰.۷۷۶	۵۷.۹۱۲	۴۹.۷۵۶	۵۲.۴۵۴	۴۲.۱۲۵	۷۲.۹۴۰	۷۴.۰۴۸	۷۳.۱۰۰	۷۳.۱۶۱	۷۲.۵۵۱	۷۳.۶۴۷	۷۳.۲۶۶
Fe ₂ O ₃ (%)	۱۷.۷۶۲	۹.۶۱۷	۱۲.۵۷۷	۱۳.۷۱۹	۱۴.۹۸۶	۱۲.۴۱۲	۶.۴۲۷	۳۲.۵۹۴	۳۱.۵۳۵	۳۲.۲۴۹	۳۰.۸۴۱	۳۰.۸۱۱	۳۱.۲۰۸	۳۱.۰۰۵	۳۱.۰۰۵
مجموع	۹۷.۱۰۵	۹۲.۷۱۳	۹۴.۱۴۹	۹۳.۸۰۲	۹۶.۲۴۱	۹۲.۶۱۷	۹۲.۶۱۷	۹۴.۳۵۳	۹۴.۵۸۱	۹۴.۸۳۴	۹۷.۰۵۷	۹۴.۸۳۰	۹۴.۷۲۲	۹۴.۱۶۸	۹۳.۸۹۹
نمونه	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8
SiO ₂	۰.۰۰۰	۰.۰۴۴	۰.۰۵۹	۰.۰۰۹	۱.۱۲۳	۰.۰۲۷	۰.۰۰۸	۰.۰۸۹	۰.۰۱۲	۰.۰۴۹	۰.۰۰۰	۰.۰۴۷	۰.۰۲۷	۰.۰۰۸	۰.۰۳۷
TiO ₂	۵۰.۲۷۶	۵۰.۴۴	۴۹.۴۰۵	۵۰.۴۲۲	۴۹.۱۱۳	۵۰.۵۷۷	۵۰.۲۷۰	۵۰.۱۹۰	۴۹.۸۹۳	۴۹.۵۳۶	۴۹.۷۴۳	۴۹.۸۱۵	۵۰.۱۲۷	۴۹.۷۷۱	۴۹.۸۶۲
Al ₂ O ₃	۰.۰۷۷	۰.۰۴۹	۰.۰۴۳	۰.۰۴۱	۰.۳۵۸	۰.۰۶۳	۰.۰۳۴	۰.۰۲۳	۰.۰۲۳	۰.۰۴۱	۰.۰۰۰	۰.۰۳۸	۰.۰۰۰	۰.۰۲۹	۰.۰۵۹
Cr ₂ O ₃	۰.۱۰۹	۰.۱۳۴	۰.۱۴۴	۰.۱۶۳	۰.۱۱۵	۰.۱۰۳	۰.۰۷۵	۰.۰۹۷	۰.۰۵۲	۰.۱۰۳	۰.۱۳۹	۰.۱۳۷	۰.۱۱۹	۰.۱۱۰	۰.۱۴۶
FeO	۴۶.۰۶۴	۴۶.۳۳۵	۴۵.۸۷۶	۴۶.۰۷۵	۴۴.۲۸۰	۴۵.۴۶۲	۴۵.۷۹۹	۴۶.۶۸۶	۴۵.۶۰۲	۴۵.۹۸۴	۴۵.۳۱۴	۴۵.۳۳۹	۴۵.۱۵۶	۴۵.۴۱۸	۴۵.۸۹۴
MnO	۰.۶۲۹	۰.۶۲۲	۰.۶۳۸	۰.۷۰۹	۱.۳۹۳	۰.۷۲۲	۰.۷۰۳	۰.۶۵۴	۰.۶۶۰	۰.۵۴۸	۰.۸۰۴	۰.۶۴۸	۰.۶۴۹	۰.۶۳۸	۰.۵۵۲
MgO	۰.۸۹۲	۰.۶۴۹	۰.۴۷۱	۰.۴۹۱	۰.۸۵۱	۱.۱۲۳	۱.۰۱۲	۰.۵۵۷	۰.۷۱۲	۰.۶۶۵	۰.۶۷۴	۰.۶۶۰	۱.۱۱۴	۰.۹۰۴	۰.۵۳۷
BaO	۰.۱۸۶	۰.۱۶۰	۰.۱۷۰	۰.۱۸۷	۰.۱۶۰	۰.۱۲۸	۰.۱۴۵	۰.۱۷۴	۰.۱۰۷	۰.۱۹۶	۰.۱۳۰	۰.۱۶۷	۰.۱۷۵	۰.۱۲۷	۰.۱۸۳
CaO	۰.۰۵۴	۰.۰۵۹	۱.۰۶۸	۰.۰۵۳	۰.۵۱۷	۰.۰۲۷	۰.۱۰۷	۰.۰۲۶	۰.۱۱۷	۰.۰۹۹	۰.۱۳۱	۰.۱۳۲	۰.۰۳۹	۰.۰۵۳	۰.۰۲۷
Na ₂ O	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۱۳	۰.۰۰۶	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۲۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۱۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
ZnO	۰.۰۹۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۱۲۷	۰.۰۰۰	۰.۰۷۲	۰.۰۷۵	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۶۸	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۵۱	۰.۰۲۷
V ₂ O ₃	۰.۰۶۱	۰.۰۲۵	۰.۱۱۷	۰.۰۸۶	۰.۱۱۶	۰.۰۳۰	۰.۰۹۰	۰.۰۵۲	۰.۰۵۳	۰.۰۷۱	۰.۱۱۰	۰.۰۸۴	۰.۱۴۹	۰.۱۱۱	۰.۱۱۰
مجموع	۹۸.۵۴۶	۹۸.۰۳۳	۹۸.۰۰۴	۹۸.۳۶۹	۹۸.۰۳۸	۹۸.۶۳۰	۹۸.۲۸۸	۹۸.۵۹۹	۹۷.۲۶۷	۹۷.۴۱۴	۹۷.۰۸۹	۹۷.۱۰۹	۹۷.۶۰۸	۹۷.۲۴۰	۹۷.۴۰۰
Si	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۴۳	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱
Ti	۱.۴۴۵	۱.۴۴۵	۱.۴۲۴	۱.۴۵۴	۱.۴۰۷	۱.۴۴۶	۱.۴۴۳	۱.۴۴۳	۱.۴۵۱	۱.۴۳۹	۱.۴۵۰	۱.۴۵۲	۱.۴۴۹	۱.۴۴۶	۱.۴۵۱
Al	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۱۶	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱
Fe ³⁺	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۲۵	۰.۰۰۵	۰.۰۰۵	۰.۰۹۹	۰.۰۹۰	۰.۰۹۳	۰.۰۹۱	۰.۰۹۱	۰.۰۹۲	۰.۰۹۰	۰.۰۹۱
Fe ²⁺	۲.۳۶۸	۲.۳۸۶	۲.۳۳۴	۲.۳۹۷	۲.۳۳۵	۲.۳۵۶	۲.۳۵۶	۲.۳۹۱	۲.۳۸۳	۲.۳۷۸	۲.۳۷۹	۲.۳۸۶			

جدول ۱ ادامه، نتایج تجزیه EPMA از ۴۵ نقطه از مگنتیت‌های محدوده نارنج لنگه واقع در دامنه شمالی البرز (اکسیدها بر حسب درصد وزنی wt% هستند و عناصر بر حسب apfu هستند).

نمونه	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL15	NL15	NL15	NL15	NL15	NL15	NL15
SiO ₂	۰/۰۱۲	۰/۰۰۵	۰/۰۷۹	۰/۰۱۷	۰/۰۲۰	۰/۰۰۴	۰/۰۲۹	۰/۰۸۲	۱/۰۷۵	۰/۴۴۳	۱/۷۵۱	۱/۱۵۹	۱/۰۸	۱/۰۷۵	۱/۷۵۱
TiO ₂	۴۹/۹۶۰	۴۹/۸۳۰	۵۰/۲۰۴	۵۰/۱۳۵	۴۹/۸۸۰	۴۹/۹۰۰	۴۹/۶۷۰	۲۳/۴۹۸	۲۳/۶۰۳	۲۴/۲۴۳	۲۳/۳۰۶	۲۳/۸۱۳	۲۳/۵۸۶	۲۳/۶۰۳	۲۳/۳۰۶
Al ₂ O ₃	۰/۰۷۰	۰/۱۰۰	۰/۰۲۸	۰/۰۵۶	۰/۰۳۰	۰/۰۲۶	۰/۰۲۶	۱/۷۱۸	۳/۳۸۱	۳/۴۲۲	۳/۶۵۲	۳/۷۶۳	۲/۹۵۵	۳/۳۸۱	۳/۶۵۲
Cr ₂ O ₃	۰/۱۴۸	۰/۱۰۱	۰/۱۲۵	۰/۱۰۵	۰/۱۳۵	۰/۱۰۳	۰/۱۱۳	۰/۱۹۴	۰/۱۰۵	۰/۱۹۴	۰/۱۶۶	۰/۳۰۲	۰/۱۵۱	۰/۱۰۵	۰/۱۶۶
FeO	۴۴/۴۰۸	۴۴/۳۳۰	۴۳/۹۴۹	۴۳/۹۴۱	۴۵/۴۰۵	۴۵/۱۰۲	۴۵/۶۷۱	۶۲/۴۸۷	۵۹/۹۵۸	۵۸/۴۲۶	۵۸/۲۴۶	۵۷/۴۶۱	۵۸/۷۸۲	۵۹/۹۵۸	۵۸/۲۴۶
MnO	۰/۵۷۲	۰/۶۷۷	۰/۶۵۰	۰/۶۳۲	۰/۸۰۸	۰/۶۷۷	۰/۶۵۱	۳/۲۶۷	۰/۵۸۴	۰/۵۴۲	۰/۵۳۵	۰/۵۶۲	۰/۷۰۳	۰/۶۳	۰/۹۰
MgO	۱/۶۱۲	۱/۷۵۶	۱/۶۸۸	۱/۷۹۴	۰/۵۱۸	۰/۹۸۷	۰/۴۶۵	۰/۰۰۰	۲/۴۰۹	۳/۳۲۴	۲/۹۴۳	۳/۵۶۶	۲/۷۹۲	۲/۴۰۹	۲/۹۴۳
BaO	۰/۲۱۴	۰/۲۱۰	۰/۱۵۰	۰/۱۷۴	۰/۱۷۸	۰/۱۶۱	۰/۱۲۶	۰/۱۷۱	۰/۱۱۴	۰/۱۰۸	۰/۱۱۱	۰/۰۳۲	۰/۰۶۱	۰/۱۱۴	۰/۱۱۱
CaO	۰/۰۴۱	۰/۰۶۸	۰/۰۸۸	۰/۰۷۷	۰/۰۳۹	۰/۱۱۷	۰/۰۷۸	۰/۴۳۰	۰/۰۳۵	۰/۰۲۸	۰/۰۸۴	۰/۰۴۳	۰/۰۳۴	۰/۰۳۵	۰/۰۸۴
Na ₂ O	۰/۰۰۰	۰/۰۱۴	۰/۰۰۰	۰/۰۱۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۲۵	۰/۰۴۰	۰/۰۲۶	۰/۰۲۹	۰/۰۳۱	۰/۰۴۱	۰/۰۴	۰/۰۲۹
ZnO	۰/۱۰۹	۰/۰۰۰	۰/۰۴۶	۰/۰۵۴	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۰۰	۱/۱۶۹	۰/۰۹۴	۰/۰۷۶	۰/۰۸۹	۰/۰۲۴	۰/۱۲۹	۰/۰۹۴	۰/۰۸۹
V ₂ O ₃	۰/۱۲۳	۰/۱۰۶	۰/۰۹۹	۰/۰۹۵	۰/۰۹۳	۰/۰۸۹	۰/۰۹۶	۰/۴۰۲	۰/۵۰۷	۰/۵۳۸	۰/۴۷۳	۰/۵۳۰	۰/۵۰۳	۰/۵۰۷	۰/۴۷۳
مجموع	۹۷/۲۶۹	۹۷/۱۹۷	۹۷/۱۰۶	۹۷/۰۹۱	۹۷/۴۷۳	۹۷/۲۳۳	۹۶/۹۳۵	۹۳/۴۴۳	۹۱/۹۰۵	۹۱/۳۷۰	۹۱/۳۸۵	۹۱/۲۸۶	۹۰/۱۲	۹۱/۳۲	۹۰/۸۵
Si	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۴۲	۰/۰۱۷	۰/۰۶۸	۰/۰۴۵	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۰/۰۶۸
Ti	۱/۴۴۴	۱/۴۳۸	۱/۴۵۲	۱/۴۴۹	۱/۴۵۰	۱/۴۴۹	۱/۴۵۳	۰/۶۹۲	۰/۶۹۴	۰/۷۱۲	۰/۶۸۳	۰/۶۹۶	۰/۶۹۷	۰/۶۹۰	۰/۶۸۰
Al	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۷۹	۰/۱۵۶	۰/۱۵۷	۰/۱۶۸	۰/۱۷۲	۰/۱۳۷	۰/۱۵۵	۰/۱۶۷
Fe ³⁺	۰/۹۰۱	۰/۸۹۰	۰/۹۱۹	۰/۹۰۹	۰/۹۱۱	۰/۹۰۷	۰/۹۱۷	۰/۵۱۱	۰/۳۶۸	۰/۳۷۶	۰/۳۲۴	۰/۳۳۵	۰/۳۶۲	۰/۳۶۱	۰/۳۱۷
Fe ²⁺	۲/۳۲۸	۲/۳۱۲	۲/۳۳۱	۲/۳۲۱	۲/۳۷۸	۲/۲۶۳	۲/۴۰۲	۱/۵۳۴	۱/۵۹۰	۱/۵۳۲	۱/۵۷۳	۱/۵۳۲	۱/۵۷۰	۱/۵۸۷	۱/۵۷۱
Cr	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۹	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵
Mn	۰/۰۱۹	۰/۰۲۲	۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	۰/۰۲۶	۰/۰۲۲	۰/۰۲۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg	۰/۰۹۲	۰/۱۰۰	۰/۰۹۷	۰/۰۱۰۳	۰/۰۳۰	۰/۰۵۷	۰/۰۲۷	۰/۰۰۰	۰/۱۴۰	۰/۱۹۴	۰/۱۷۱	۰/۲۰۷	۰/۱۶۴	۰/۱۴۰	۰/۱۷۰
Ca	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۱۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۱۸	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳
Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ba	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
Zn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
V	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۱۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵
Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Nb	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
مجموع	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۰	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲
H,h,hs/dkg	۲/۳۰۸	۲/۳۰۵	۲/۳۰۹	۲/۳۰۸	۲/۳۲۱	۲/۳۱۹	۲/۳۳۶	۲/۳۵۱	۲/۳۴۷	۲/۳۴۶	۲/۳۴۰	۲/۳۳۴	۲/۳۶۱	۲/۳۳۵	۲/۳۲۹
FeO (%)	۷۲/۶۶۳	۷۲/۰۶۲	۷۲/۵۲۸	۷۲/۲۴۱	۷۳/۵۹۰	۷۳/۱۹۵	۷۳/۸۸۱	۴۶/۸۷۹	۴۸/۶۸۳	۴۶/۹۰۹	۴۸/۳۰۷	۴۷/۱۳۸	۴۷/۷۷۳	۴۸/۸۴۵	۴۸/۴۵۸
Fe ₂ O ₃ (%)	۳۱/۱۷۸	۳۰/۸۲۰	۳۱/۷۶۲	۳۱/۴۵۱	۳۱/۳۲۱	۳۱/۲۲۱	۳۱/۳۵۱	۱۷/۳۴۶	۱۲/۵۳۰	۱۲/۷۹۹	۱۱/۰۴۶	۱۱/۴۷۳	۱۲/۲۳۵	۱۲/۳۵۰	۱۰/۸۷۸
مجموع	۹۳/۹۹۷	۹۴/۰۰۸	۹۳/۷۹۹	۹۳/۸۳۵	۹۴/۲۰۰	۹۴/۰۰۲	۹۳/۶۸۱	۹۴/۹۸۷	۹۱/۹۶۴	۹۱/۳۷۸	۹۱/۳۱۸	۹۱/۰۴۱	۹۱/۱۹۹	۹۲/۴۵۳	۹۱/۷۷۴

با نرم‌افزار MagMin_PT که یک ابزار زمین دما فشارسنجی جامع برای سامانه‌های آذرین از داده‌های تجزیه ریزپردازشی الکترونی طراحی شده است، انجام شد [۴۰].

نتایج و بحث

ساختار بلوری مگنتیت

ترکیب شیمیایی مگنتیت $\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+})_2(\text{O}^{2-})_4$ است. این نشان می‌دهد که مگنتیت دارای آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی است که بیانگر تبلور در محیطی دربردارنده سطوح متوسط تا بالای اکسیژن است [۴۱]. جزئیات اصلی ساختار آن در سال ۱۹۱۵

ترکیب‌های شیمیایی مگنتیت از تجزیه ریزپردازشی الکترونی (EPMA) در ۵ مقطع نازک-صیقلی پوشش داده شده با کربن، بر پایه ۴۵ نقطه در دانشگاه لیسبون پرتغال تعیین شد. داده‌ها در سامانه DG-FCUL/IDL با یک ریزپردازشگر ابرکاوه JEOL مدل JXA-8200، با ولتاژ شتاب-دهنده ۱۵ کیلوولت و جریان ۲۵ نانوآمپر، با استفاده از پرتو ۵ میکرومتر جمع‌آوری شده‌اند. تجزیه داده‌ها با استانداردهای طبیعی و مصنوعی دستگاه واسنجی شدند و خطاهای تکرارپذیری آنها کمتر از ۲٪ است. آثار ماتریس با نرم‌افزار ZAF ارائه شده توسط JEOL تصحیح شده است. محاسبه‌ها

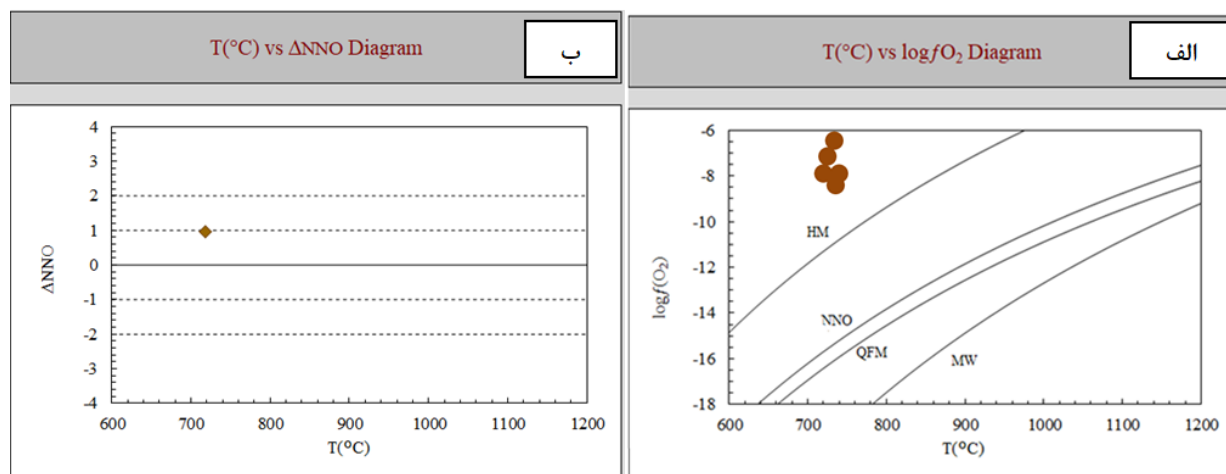
اکسیژن، مگنتیت می‌تواند بافری با کوارتز و فایالیت به نام بافر QFM تشکیل دهد. در سطوح کمتر اکسیژن، مگنتیت بافری با ووستیت به نام بافر MW تشکیل می‌دهد. بافرهای QFM و MW به‌طور گسترده در بررسی‌های آزمایشگاهی روی شیمی سنگ استفاده شده است. بافر QFM، به‌ویژه، گریزندگی اکسیژن نزدیک به بیشتر سنگ‌های آذرین ایجاد می‌کند [۴۵]. نمونه‌های منطقه براساس تجزیه سنگ کل در مگنتیت، همه در رده HM یعنی با گریزندگی بالا قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). نتایج تجزیه‌های سنگ کل در جدول ۲ آورده شده است. در سامانه‌های ماگمایی طبیعی، چند واکنش بافر با وجود مگنتیت وجود دارند و می‌تواند برای مشخص کردن حالت اکسایشی ماگماها چون هماتیت-مگنتیت (HM)، کوارتز-فایالیت-مگنتیت (QFM) و واکنش‌های مگنتیت-ووستیت (MW) استفاده شود [۴۰]. همچنین بر پایه شکل ۴ الف، دمای مگنتیت منطقه بین ۷۲۰ تا ۷۶۰°C بدست آمد.

اسپینل‌های بازالت جزایر اقیانوسی (OIB)، شامل بازالت‌های قلیایی، نفلینیت‌ها و ملیتیت‌ها براساس داده‌های منطقه لووزرو روسیه دارای گریزندگی به نسبت بالایی از اکسیژن هستند و از بافر QFM تا ۲ واحد لگاریتم بالاتر از این سطح هستند [۴۴-۴۶]. این در حالی است که گریزندگی‌های پایین اکسیژن، به احتمال بسیار به میدان پایداری آلیاژ Fe-Ni می‌رسند و بر عکس گریزندگی بالا نشان دهنده ناپایداری است [۴۴]. می‌توان بر این اساس نتیجه گرفت که گریزندگی بالا در منطقه نارنج‌لنگه نشانگر ناپایداری در آلیاژ Fe-Ni است.

کشف شد. این از نخستین ساختارهای بلوری است که با استفاده از پراش پرتوی ایکس شناسایی شد. ساختار آن اسپینل معکوس است، با یون‌های O^{2-} که یک شبکه مکعبی رو به مرکز را تشکیل می‌دهند و کاتیون‌های آهن محل‌های بینابینی را اشغال می‌کنند. نیمی از کاتیون‌های Fe^{3+} جایگاه‌های چاروچی را اشغال می‌کنند در حالی که نیمی دیگر، همراه با کاتیون‌های Fe^{2+} مکان‌های هشت‌وجهی را اشغال می‌کنند [۴۲]. به‌عنوان عضوی از گروه اسپینل معکوس، مگنتیت می‌تواند محلول‌های جامد را با کانی با ساختار مشابه، از جمله الواسپینل (Fe₂TiO₄) Ulvospinel و منیزیوفریت (MgFe₂O₄) Magnesioferite تشکیل دهد [۴۳]. تیتانومگنتیت که به‌عنوان مگنتیت تیتان‌دار نیز شناخته می‌شود، محلولی جامد بین مگنتیت و الواسپینل است که در بسیاری از سنگ‌های آذرین مافیک متبلور می‌شود. تیتانومگنتیت ممکن است که طی سردشدن دچار برون رست اکسیژنی (Oxy-exsolution) گردد که منجر به رشد درونی مگنتیت و ایلمنیت می‌شود [۴۳].

نتایج نمودار گریزندگی اکسیژن در مگنتیت

گریزندگی اکسیژن (fO_2) یک عامل مهم کنترل کننده تکامل سامانه‌های ماگمایی است [۴۴]. مگنتیت برای درک شرایط تشکیل سنگ‌ها مهم است. مگنتیت با اکسیژن واکنش می‌دهد و هماتیت تولید می‌کند و این جفت کانی بافری را تشکیل می‌دهد که می‌تواند چگونگی اکسید شدن محیط آن (گریزندگی اکسیژن) را کنترل کند. این بافر به نام بافر هماتیت-مگنتیت یا HM شناخته می‌شود. در سطوح پایین‌تر



شکل ۴ الف) برآورد گریزندگی اکسیژن در مگنتیت. نمونه‌های منطقه که همه در دسته HM هستند و دمای مگنتیت بین ۷۲۰ تا ۷۶۰°C بدست آمده است. [۴۸]. ب) محاسبه مقادیر fO_2 و $T(^{\circ}C)$ که میانگین ۷۲۰°C بدست آمده است.

جدول ۲ نتایج تجزیه زمین شیمیایی عناصر اصلی سنگ کل به روش ICP-MS در ۵ نمونه بازالت گستره روستای نارنج‌لنگه (اکسیدها بر حسب درصد وزنی wt%، و عناصر بر حسب apfu هستند).

نمونه	NL4	NL5	NL7	NL8	NL15
SiO ₂	۴۷٫۰۱	۴۶٫۲۱	۴۸٫۵۳	۴۵٫۴۲	۴۴٫۹۴
TiO ₂	۲٫۵۰	۲٫۵۸	۲٫۴۵	۲٫۷۵	۳٫۷۰
Al ₂ O ₃	۱۴٫۸۰	۱۴٫۶۷	۱۳٫۹۳	۱۴٫۳۳	۱۳٫۸۳
Na ₂ O	۴٫۳۶	۴٫۲۹	۴٫۸۵	۴٫۲۷	۲٫۷۸
K ₂ O	۱٫۴۷	۰٫۸۳	۱٫۲۱	۱٫۱۷	۱٫۲۰
Fe ₂ O ₃	۱۱٫۷۰	۱۱٫۹۴	۱۱٫۳۹	۱۲٫۱۷	۱۲٫۹۴
MnO	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۲۰	۰٫۱۳
MgO	۵٫۶۸	۵٫۸۸	۶٫۱۰	۵٫۶۴	۶٫۵۴
BaO	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۸٫۵۱	۹٫۰۸	۷٫۲۹	۹٫۲۶	۸٫۸۳
P ₂ O ₅	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۴۰	۰٫۵۶
SrO	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۷
SO ₃	۰٫۳۶	۰٫۳۴	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۹
مجموع	۹۷٫۱۸	۹۶٫۵۵	۹۶٫۶۳	۹۵٫۹۶	۹۵٫۸۱
Si	۰٫۹۷۶	۰٫۹۶۱	۱٫۰۱۰	۰٫۹۵۳	۰٫۹۴۲
Ti	۰٫۰۳۹	۰٫۰۴۰	۰٫۰۳۸	۰٫۰۴۳	۰٫۰۵۸
Al	۰٫۳۶۲	۰٫۳۵۹	۰٫۳۴۲	۰٫۳۵۴	۰٫۳۴۲
Fe ³⁺	۰٫۴۶۴	۰٫۴۲۷	۰٫۵۱۶	۰٫۴۱۶	۰٫۳۹۱
Fe ²⁺	۰٫۶۴۷	۰٫۶۱۴	۰٫۶۹۴	۰٫۶۰۸	۰٫۵۹۶
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mn	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲
Mg	۰٫۱۷۶	۰٫۱۸۲	۰٫۱۸۹	۰٫۱۷۶	۰٫۲۰۴
Ca	۰٫۱۸۹	۰٫۲۰۲	۰٫۱۶۳	۰٫۲۰۸	۰٫۱۹۸
Na	۰٫۱۷۵	۰٫۱۷۳	۰٫۱۹۶	۰٫۱۷۴	۰٫۱۱۳
K	۰٫۰۳۹	۰٫۰۲۲	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۲
Ba	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Zn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
V	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Ni	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Nb	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Total	۲٫۱۴۳	۲٫۱۳۰	۲٫۱۵۲	۲٫۱۳۷	۲٫۰۹۷

نتایج نمودار اکسید نیکل-نیکل

واکنش بافر اکسید نیکل-نیکل (NNO) در ماگماهای طبیعی رخ نمی‌دهد، اگرچه اغلب برای مرجع استفاده می‌شود. لگاریتم گریزندگی اکسیژن شاخصی از حالت احیا در ماگما برای هر مجموعه بافر توسط فراست [۴۷] با رابطه زیر محاسبه شده است:

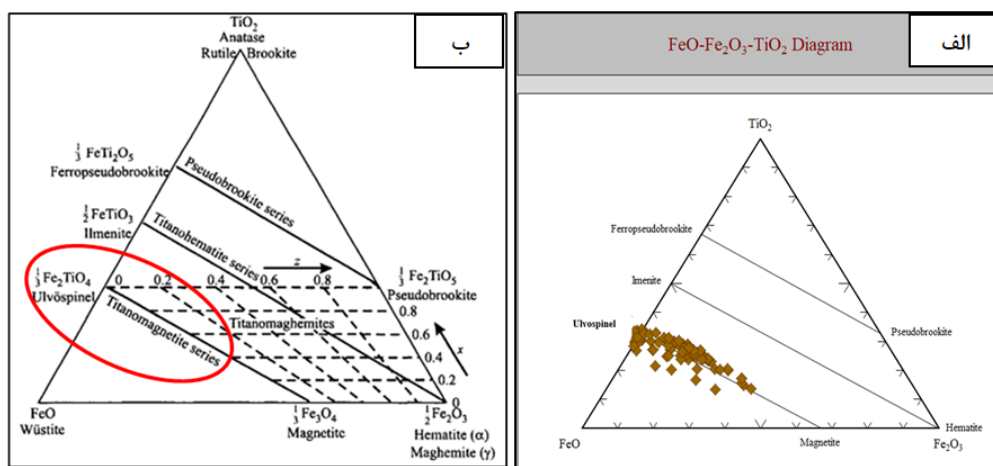
$$\log f_{O_2} = \frac{A}{T} + B + \frac{C(P-1)}{T} \quad (2)$$

در اینجا، T دما بر حسب کلون (K)، P فشار (بر حسب Bar) و A و B، C اعدادی براساس عبارات تعادلی از فراست هستند [۴۷]. نرم افزار MagMin_PT مقادیر دما و fO₂ را محاسبه می‌کند که توسط بسیاری از پژوهشگران واسنجی شده‌اند [۴۸-۵۰]. بر این اساس، میانگین دمای تشکیل مگنتیت، ۷۲۰°C بوده و نشان دهنده اولیه بودن مگنتیت‌هاست (شکل ۴ ب).

مگنتیت‌های با دمای زیر ۶۵۰°C، مگنتیت‌های تهی شده از Ti هستند و بر عکس دمای بالای ۶۵۰°C نشانگر غنی‌شدگی بیشتر از Ti است. این نتایج با بررسی بر کلینوپیروکسن‌های منطقه نارنج‌لنگه و جواهردشت [۳، ۹، ۱۰] و همچنین مگنتیت در بازالت‌های منطقه جواهردشت [۳] که مانند نارنج‌لنگه، با سن کرتاسه هستند، همخوانی دارند. این تشابه‌ها نشان می‌دهد که مگنتیت‌های بازالت‌های کرتاسه منطقه نارنج‌لنگه با بازالت‌های کرتاسه جواهردشت (هر دو در دامنه شمالی البرز) هم خاستگاه هستند.

نتایج نمودار نام‌گذاری مگنتیت

فرمول مگنتیت و ایلمنیت محاسبه شده به ترتیب بر پایه ۴ و ۳ اکسیژن با نرم افزار MagMin_PT بر نمودارهای سه‌تایی FeO-Fe₂O₃-TiO₂ نشان داده شده است (شکل ۵). جداسازی Fe³⁺ براساس رابطه دروپ [۵۱] است.



شکل ۵ (الف) نمودار نامگذاری مگنتیت‌های نارنج‌لنگه [۵۴]. (ب) نمودار $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ که براساس آن دمای تشکیل تیتانومگنتیت کمتر از الواسپینل است. دمای تشکیل نمونه‌های منطقه که در خط چین الواسپینل هستند بالاتر است.

برداشت

۱- در تحلیل نتایج ریزپردازشی مگنتیت و نمودارهای نامگذاری، الواسپینل اکسید تیتانیوم آهن غالب نمونه‌ها بدست آمده است که نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه در شرایط دمای بالا و کاهش فشار تشکیل شده‌اند.

۲- مقادیر گریزندگی اکسیژن ($f\text{O}_2$) براساس شیمی کانی مگنتیت در دسته HM قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده‌ی گریزندگی اکسیژن بالا در بازالت‌های نارنج‌لنگه است و این شواهد در سنگ نگاری نیز افزایش گریزندگی اکسیژن در ماگما را تأیید می‌کند.

۳- نتایج نشان می‌دهد که بازالت‌های کرتاسه منطقه نارنج‌لنگه با توجه به حضور مگنتیت الواسپینل و همچنین نتایج گریزندگی اکسیژن بالا، در دسته بازالت‌های Ti بالا قرار می‌گیرند.

۴- ترکیب داده‌های سنگ نگاری و دماسنجی برای سنگ‌های بازالتی روستای نارنج‌لنگه در دامنه شمالی البرز نشان می‌دهد که خاستگاه تشکیل آن‌ها، شرایط تکتونیکی کششی با ماگمای خروجی قلیایی در دوره کرتاسه است. حضور کانی‌های فلدسپاتوئید در بررسی‌های سنگ‌نگاری چون نفلین و نوزه‌آن نیز، بر قلیایی بودن ماگما تأکید دارند.

در این پژوهش برای البرز شمالی ناحیه لاهیجان، به‌طورکل در کرتاسه یک فرونشست گرمایی و کافت قاره‌ای مطرح می‌شود. برای منطقه مورد بررسی یعنی جنوب لاهیجان، فرونشینی پویا یا گوشته‌ای با جریان همرفتی القایی به‌صورت تنوره گوشته‌ای پیش‌بینی می‌شود.

در نمودار نامگذاری مگنتیت، همه مگنتیت‌های منطقه در گروه الواسپینل و بین خط سری تیتانومگنتیت قرار دارند (شکل ۵ الف).

الواسپینل یا اولویت (Ulvite) یک کانی اکسید تیتانیوم آهن با فرمول Fe_2TiO_4 یا $\text{TiFe}^{2+}_2\text{O}_4$ است که بلورهای هم-اندازه فلزی قهوه‌ای تا سیاه را با سختی ۵/۵ تا ۶ تشکیل می‌دهد. این کانی از گروه کانی‌های اسپینل است، چنان که مگنتیت، Fe_3O_4 نیز وجود دارد [۵۲].

الواسپینل به‌صورت محلول جامد با مگنتیت در دماهای بالا و شرایط کاهش فشار تشکیل می‌شود و برخی ماگماهای بازالت-گابرو سرشار از الواسپینل هستند. ترکیب الواسپینل تمایل به اکسید شدن به مگنتیت و ایلمنیت طی سرد شدن در حالت جامد سنگ میزبان دارد و ایلمنیت تولید شده ممکن است که لایه‌های برون رست ظاهری داربست مانند (Trellis type) در مگنتیت ایجاد کند. این بافت تا زمانی که واکنش اکسایش و بافت‌های به دست آمده در آزمایش‌های آزمایشگاهی برای نخستین بار توسط بودینگتون و لیندزلی [۵۳] دوباره تولید شد. به‌عنوان نشان‌دهنده محلول جامد بین ایلمنیت و مگنتیت تفسیر می‌شد.

نمودار سه‌تایی $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ در شکل ۵ ب گستره تیتانومگنتیت را نشان می‌دهد. طی اکسایش در دمای پایین، ترکیب کلی از خطوط خط‌چین افقی پیروی می‌کند، جایی که z پارامتر اکسایش ($z > 1$) و x پارامتر ترکیب تیتانومگنتیت ($x \leq 1$) است [۳۷]. در واقع می‌توان گفت که دمای تشکیل تیتانومگنتیت کمتر از الواسپینل است. از این رو دمای تشکیل نمونه‌های مورد بررسی بالا بوده است.

قدردانی

این پژوهش برگرفته از رساله دکتری نویسنده اول مقاله است. نگارندگان صمیمانه از زحمات خانم مهندس Maria Manuela Vaz Lage Jorge مسئول آماده‌سازی مقاطع پرداخت شده دانشگاه آویرو پرتغال تشکر می‌نمایند. همچنین از دکتر کمال طاهری برای راهنمایی در نگارش مقاله قدردانی می‌نماییم.

مراجع

- Geosciences, 21(81), 201-216 (2011) (in Persian), <https://doi.org/10.22071/gsj.2011.54384>.
- [9] Arghaee R., "The Petrogenesis and geodynamics of Cretaceous volcanic rocks in the northern Alborz and their relationship with mantle plumes", (in Persian), PhD thesis, Shahid Beheshti University of Iran, Faculty of Earth Sciences Geology Department (2025), 2024-2025.
- [10] Arghaee R., Nazari H., "Determining the magmatic series and investigating the geodynamics of Cretaceous volcanic rocks in the northern Alborz, using geochemical data", 27 Conference of Geological Society of Iran (2024), Tehran, Amirkabir University 17-18 December.
- [11] Annells R. N., Arthurton R. S., Bazley R. A., Davies R., Hamed M. A., Rahimzadeh F., "Geological Quadrangle Map of the Qazvin And Rasht (1:250000)", (1985), Geological survey and Mineral Exploration of Iran.
- [12] Ghorbani M., "The Geology of Iran: Tectonic, Magmatism and Metamorphism", Springer, International Publishing, Springer, Earth and Environmental Sciences Library (2021), <https://doi.org/10.1007/978-3-030-71109-2>.
- [13] National Geoscience Database of Iran, NGDIR, <http://www.ngdir.ir>.
- [14] Teknik V., Ghods A., "Depth of Magnetic Basement in Iran Based on Fractal Spectral Analysis", Geophysical Journal International (2017) 209 (3), <https://doi.org/10.1093/gji/ggx132>.
- [15] Arghaee R., "Investigation of Cretaceous basalt in the south of Amol and their relationship with the Cretaceous basalt in Deccan", (in Persian) (2017), Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences, Master's thesis.
- [16] Arghaee R., Ghorbani M., "The Interpretation of Cretaceous pillow lavas in NarenjLengeh village in south of Lahijan". 2nd National Biennial Conference on Geology of the Alborz Orogen & Caspian Sea, Gorgan- Iran (in Persian) (2022), ISC: 20224-0122.
- [17] Haghaznazar S. H., Malakotian S., Allahyari K., Taki S., "The Petrographical, Geochemical and Isotopical Evidences of Crustal Contamination in the JavaherDasht Basalts (east of Gilan)", (in Persian) (2008), Journal of Tarbiat Moalem University of Science, Vol 8, Autumn 2008, Number 3, <http://jsci.khu.ac.ir/article-1-1232-en.html>.
- [18] Nazari H., Omrani J., Shahidi A., Salamati R., Moosavi A., "Geological Map of Anzali at 1:100000 Scale. Sheet no", D3e5864. Geological Survey of Iran (2004), Tehran.
- [1] Tauxe L., "Essentials of paleomagnetism", University of California Press, (2010), ISBN9780520 260313.
- [2] McBirney A. R., Murase T., *Rheological properties of magmas*, Annual Review of Earth and Planetary Sciences (1984), Vol. 12, p. 337, 12, 337, <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.12.050184.002005>.
- [3] Arghaee R., Bento dos Santos T., Santos J F., Ghorbani M., Arghaei S h., "Mineral Chemistry of Cretaceous Basaltic rocks in the Northern Alborz, Iran", Journal of Pars Arian Territories (2024) Vol. 1 No. 3 (1)1-22. <https://doi.org/10.61186/jpat.2024.3.5>
- [4] Arghaee R., "Interpreting eruption dynamics and lava placement in Cretaceous Basaltic lavas of northern Alborz: A geological field", approach (In Persian), The 42st National Geosciences Congress (2024), <https://civilica.com/doc/1963808>.
- [5] Arghaee R., Ghorbani M., "The petrography of Cretaceous Basalts and lamprophyres in NarenjLengeh village in south of Lahijan", (in Persian), 2nd National Biennial Conference on Geology of the Alborz Orogen & Caspian Sea, Gorgan- Iran (2022), ISC: 20224-01220.
- [6] Haghaznazar S. H., Malakotian S., "Petrography and Geochemistry of the JavaherDasht basalts (east of Gilan Province): the investigation of the role of crystal fractionation and crustal contamination in the magmatic evolution", (In Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, www.ijcm.ir (2009); 17 (2):253-266, <http://ijcm.ir/article-1-585-en.html>.
- [7] Haghaznazar S. H., Vosoughi Abedini M., Pourmoafi M., "Mantle source characteristics of JavaherDasht basalts (east of Gilan), based on attention to geochemical and isotopic fetures (In Persian)", Iranian Journal of Geology, (2009) 2(8), 95-102, SID <https://sid.ir/paper/129339/en>.
- [8] Shahidi A., Barrier E., Brunet M. F., Saidi A., "Tectonic Evolution of the Alborz in Mesozoic and Cenozoic", Scientific Quarterly Journal of

- [33] Ghorbani M., "Advanced Petrography and Petrogenesis of Igneous", Rocks (In Persian), Pars Arian Zamin Publications (2012), Pars Arian Zamin Geology Research of Iran.
- [34] Bucher K., Grapes R., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", (2003) 8Th Edition, Springer Book.
- [35] Walker G. P. L., "Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas", Bull Volcanol 54, 459-474 (1992), <https://doi.org/10.1007/BF00301392>.
- [36] Juteau T., Maury R., "the Oceanic Crust, from Accretion to Mantle Recycling", Springer-Praxis Series in Geophysics. ISBN-10 (1999):185233116X. ISBN-13:978-1852331160, 390 pages.
- [37] Best M., "Igneous and Metamorphic Petrology", (2th Edition), Blackwell publishing, pp (2003) 717. ISBN: 978-1-405-10588-0.
- [38] Johannsen A., "A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks", the Journal of Geology, (1931) 40, 182-185, Vol 1, Introduction, Textures, Classification, and Glossary.
- [39] Johnson E. A., "Water in nominally anhydrous crustal minerals: speciation, concentration, and geologic significance", Reviews in mineralogy and geochemistry 62.1 (2006): 117-154. <https://dx.doi.org/10.2138/rmg.2006.62.6>.
- [40] Gunduz M., Asan K., "MagMin_PT: An Excel-based mineral classification and geothermobarometry program for magmatic rocks", Mineralogical Magazine; (2023) London Vol. 87, Iss. 1, (Feb 2023): 1-9. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.113>.
- [41] Kesler S., Simon A., "Mineral resources, economics and the environment (2nd Ed)", Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, ISBN (2015) 9781107074910, OCLC 907621860. <https://dx.doi.org/10.7302/22482>.
- [42] Cornell R. M., Schwertmann U., "The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrence and Uses. VCH", (2nd edition) ISBN: 978-3-527-60644-3 (2006), 703 pages, Weinheim, Germany.
- [43] Nesse W. D., "Introduction to mineralogy", New York: Oxford University Press, (2000) p. 361. ISBN9780195106916.
- [44] Ryabchikov I. G., Kogarko L.N., "Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system", Lithos 91 (2006) 35-45, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.007>.
- [19] Aghanabati A., "Geology of Iran", (in Persian), Geological Survey of Iran, Tehran, (2008) 586 p.
- [20] Engalenc M., "Contribution a la Geologie, Geomorphologie, Hydrologie de la Region de Tehran (Iran)", (1968), C.E.R.H., 365p.
- [21] Qorashi M., Arian M., "Tectonics of Iran", Geologic Survey of Iran, Tehran, (2011) 336 p.
- [22] Baharfiruzi K. h., Shafeii R., "Geological Map of the Javaherdeh (1:100000)", (2003), Geological survey and Mineral Exploration of Iran.
- [23] Vallipour M., Ghodsi J., "Petrography and Atlas of Igneous Rocks. Islamic Azad University of Mashhad Publications", (In Persian), Book (2009) 978-964-477-878-0, 262 P.
- [24] Ahadnejad, V., "Petrology of Igneous Rocks (1)", (In Persian), Payam Noor University Press (2014), 264 pages.
- [25] Middlemost E. A. K., "A simple classification of volcanic rocks", Bulletin of Volcanology (1972), Vol. 36, No. 2, 1972, pp. 382-397, <https://doi.org/10.1007/BF02596878>.
- [26] Kaula W. M., Head III J. W., Merrill R. B., Pepin R. O., Solomon S. C., Walker D., Wood C. A., "Basaltic volcanism on the terrestrial planets, Basaltic volcanism on the terrestrial planets", (1981), W M.
- [27] Nelson S. T., Montana A., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks, produced by rapid decompression", American mineralogist (1992), 77:1242-1249.
- [28] Shelly D., "Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscop", Chapman and Hall, London, (1993) 445 p.
- [29] Morse S. A., "Basalt and phase Diagrams: An introduction to the quantative use of phase diagrams in igneous petrology", Springer-Verlag (1980) New York USA, <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6081-3>.
- [30] Haghnazar S. H., "Petrology, Geochemistry and Tectonic setting of JavaherDasht Cretaceous gabbro in the north part of Alborz Mountains, east of Gilan, north of Iran: A part of ophiolite sequence or intracontinental rift", (in Persian) (2012), Iranian Journal of Petrology 10: 79-94.
- [31] Krimpour M. H., Saadat S., "Applied Economic Geology", (In Persian), Mashhad University Press (2004), Mashhad.
- [32] Whitney D., Evans B., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, (2010) 95: 185-187, <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.

equilibrium: new experimental data and thermo-oxybarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks", Journal of Petrology (2008), 49 (6), 1161-1185,

<https://doi.org/10.1093/petrology/egn021>.

[51] Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine, (1987) 51, 431-435, <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>.

[52] Mogensen F., "A ferro-ortho-titanate ore from Södra Ulvön", Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, (1964) 68 (4): 578-587, <https://doi.org/10.1080/11035894609446484>.

[53] Buddington A. F., Lindsley D.H., "Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents", Journal of Petrology, (1964) 5, 310-357, <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>.

[54] Stormer J. C., "The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides, Am", Mineral, (1983) 68, 586-594.

[45] Philpotts A. R., Ague J. J., "Principles of igneous and metamorphic petrology", (2nd Ed.) Cambridge UK: Cambridge University Press, (2009) pp. 261-265, ISBN 9780521880060.

[46] Ballhaus C., "Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle", Contributions to Mineralogy and Petrology (1993) 114, 341-348, <https://doi.org/10.1007/BF01046536>.

[47] Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D., "A geochemical classification for granitic rocks", Journal of petrology, (2001) 42(11), 2033-2048, <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

[48] Andersen D. J., Lindsley D.H., "New and final model for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer, Abstract AGU", Spring meeting Eos, Transaction American Geophysical Union, (1985), 66 (18), 416, 1985.

[49] Powell R., Powell M., "Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal", Mineralogical Magazine, (1977) 41(318), 257-263.

[50] Sauerzapf U., Lattard D., Burchard M., Engelmann R., "The titanomagnetite-ilmenite