



سنگ‌شناسی پریدوتیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی افیولیت ملانژ سورک (استان یزد)

ثمینه رجبی*، قدرت ترابی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان

(دریافت مقاله: ۸۹/۱۲/۱۴، نسخه نهایی: ۹۰/۴/۲۲)

چکیده: افیولیت ملانژ سورک در حاشیه‌ی جنوب‌غربی ایران مرکزی و در راستای گسل نائین - دهشیر - بافت قرار گرفته است. در دنباله‌ی سنگ‌شناسی، پریدوتیت‌ها پایین‌ترین واحد سنگی را به خود اختصاص داده‌اند، پس از آن‌ها گابروها و در نهایت سنگ‌های آتشفشانی قرار دارند. اغلب پریدوتیت‌های این منطقه از نوع هارزبورگیت هستند. لرزولیت که سنگ اولیه‌ی گوشته است، دارای کانی اصلی الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی کروم اسپینل و آمفیبول (پارگاسیت) است. ویژگی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های این پریدوتیت‌ها چگونگی سنگ‌شناسی از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و در نهایت دونیت را نشان می‌دهند. میانگین مقدار SiO_2 و Na_2O سنگ‌های آتشفشانی در این افیولیت ملانژ به ترتیب ۷۰ و ۵ درصد وزنی اندازه‌گیری شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و نیز رده‌بندی این آتشفشانی‌ها بر اساس عناصر اصلی، کمیاب و محاسبات نورماتو نشان می‌دهند که این سنگ‌ها داسیت هستند. نمودارهای REE بهنجار شده به کندریت در این آتشفشان‌ها الگویی مسطح تا روند صعودی نشان می‌دهند، LREEs نسبت به HREEs تهی‌شدگی دارند و نسبت La/Yb آن‌ها کمتر از ۱ است که نشان دهنده‌ی تولییتی بودن ماگمای مولد آن‌ها است. همچنین مقدار Hf/Zr ، U و Pb این سنگ‌ها نسبت به گوشته‌ی اولیه بیشتر و مقدار Sr ، Ti و Y آن‌ها کمتر است. این اختلاف‌ها به تأثیر شارهای آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده بر پریدوتیت‌های گوشته نسبت داده می‌شوند. واکنش‌های گدازه/سنگ سبب می‌شوند که پس از ذوب کلینوپیروکسن لرزولیت‌ها، ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن آغاز شود که منجر به تشکیل الیوین‌های واکنشی و افزایش SiO_2 گداخته شده است. همه‌ی این ویژگی‌ها باعث شده تا افیولیت ملانژ سورک به افیولیت‌های HOT (Harzburgite Ophiolitic Type) بالای زون فرورانس (حوضه‌ی پشت کمان) نسبت داده شود.

واژه‌های کلیدی: پریدوتیت گوشته؛ سنگ‌های آتشفشانی افیولیت ملانژ؛ واکنش‌های گدازه / لیتوسفر اقیانوسی فرورونده؛ عناصر کم تحرک؛ حوضه‌ی پشت کمان؛ سورک.

مقدمه

اقیانوسی قدیمی و یا گوشته‌ی بالایی، که در مرزهای واگرا ایجاد می‌شوند، شناخته شده بودند. از اوایل سال ۱۹۷۰ و میانه‌های ۱۹۸۰، در مفهوم افیولیت تغییراتی داده شد؛ این تغییرات به گونه‌ای بودند که ماگمای مولد سنگ‌های افیولیتی را به نواحی بالای زون فرورانس وابسته می‌دانستند [۲]. افیولیت‌های بالای زون فرورانس در اثر گسترش کف اقیانوس در یک محیط پشت کمان اولیه تشکیل می‌شوند [۳]. حضور آب در ذوب گوشته و خاستگاه ماگمای نواحی پشت کمان

خصوصیات ماگماتیسم حوضه‌های پشت کمان تحت تأثیر واکنش گوشته با گدازه‌های حاصل از ورق اقیانوسی فرورونده، ذوب گوشته در محیط آبدار و در نتیجه تبلور ماگمای آبدار حاصل واکنش‌های گدازه/سنگ هستند [۱]. ماگماتیسم حوضه‌های پشت کمان از زمانی اهمیت یافت که به تشکیل مجموعه‌های افیولیتی نواحی پشت کمان پی برده شد. تا اوایل سال ۱۹۷۰، افیولیت‌ها به عنوان قطعاتی از بقایای پوسته‌ی

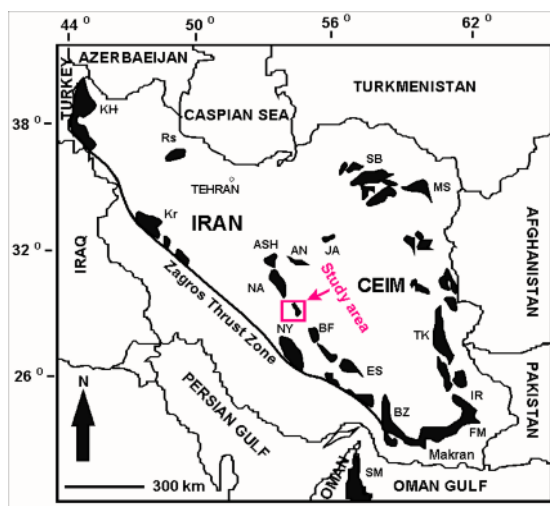
* نویسنده مسئول: تلفن: ۰۹۱۳۳۱۸۱۱۹۸، نامبر: ۷۹۳۲۱۵۲ (۰۳۱۱)، پست الکترونیکی: Rajabi1986@yahoo.com

سنگ خاستگاه آن‌ها شده است. به این ترتیب بین تهی‌شدگی از HFSEs، درجه‌ی ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه و تاثیر ورق اقیانوسی فرورونده‌ای رابطه مستقیم وجود دارد [۹].

افیولیت‌های بخش جنوب غربی بلوک ایران مرکزی که در راستای گسل نائین - دهشیر - بافت رخنمون دارند تحت عنوان نوار افیولیتی نائین - بافت شناخته شده‌اند [۱۰] و به افیولیت‌های کرتاسه فوقانی ایران وابسته‌اند [۱۱]. واحدهای سنگی این مجموعه‌های افیولیتی بیشتر پریدوتیت گوشته‌ای، گابروها، دایک‌های دیابازی و آتشفشان‌های پوسته‌ای هستند و ویژگی ملانژهای زمین‌ساختی را دارند [۱۲]. شفاهی مقدم و همکاران، ۲۰۰۹ با بررسی نمودارهای REE و عنکبوتی پیلولاواها، دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بازالتی و واحدهای بازالتی - آندزیتی و داسیتی مجموعه‌های افیولیتی نائین - بافت و نیز خصوصیات ژئوشیمیایی و پتروژنز آن‌ها، کمر بند افیولیتی نائین - بافت را مجموعه‌ای از افیولیت‌های پشت کمان می‌دانند که ماگمای مولد آن‌ها تحت تاثیر شاره‌های آزاد شده از ورق اقیانوسی فرورونده بوده است [۱۳]. بررسی‌های [۱۴] نشان داد که پریدوتیت‌های افیولیت ملانژ نائین به‌طور چشمگیری شامل هارزبورگیت‌های کلینوپروکسن‌دار، لرزولیت‌ها و عدسی‌هایی از دونیت و کرومیتیت‌اند که در بالای زون فرورانش (محیط پشت کمان) تشکیل شده‌اند. افیولیت ملانژ سورک از لحاظ زمین‌شناسی در موقعیتی بین حاشیه‌ی جنوب غربی ایران مرکزی و نوار ماگمایی ارومیه - دختر و در راستای گسل و نوار افیولیتی نائین - دهشیر - بافت قرار گرفته است (شکل ۱). پایین‌ترین واحد سنگی این ملانژ افیولیتی، پریدوتیت‌های گوشته با سربانتینیت‌ها و لیستونیت‌ها همراه‌اند.

نقش به سزایی داشته؛ آب آزاد شده از ورق اقیانوسی فرورونده منجر به کاهش دمای ذوب گوشته و در نتیجه ذوب گسترده‌ی آن می‌شود [۵]. بررسی‌ها نشان داده‌اند که ذوب پریدوتیت‌ها در شرایط خشک و بدون آب قادر به تشکیل هارزبورگیت و دونیت نیستند؛ بلکه تشکیل این سنگ‌ها در اثر ذوب پریدوتیت‌ها در محیط آبدار و با واکنش‌های مذاب / سنگ در مناطق بالای زون فرورانش (محیط پشت کمان) امکان پذیر است [۶،۴].

بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی وابسته به با فرورانش به طور چشمگیری بر پایه‌ی رفتار عناصر کم تحرک این سنگ‌ها استوار است. لاواهای نواحی پشت کمان نسبتاً غنی از H_2O ، قلیایی‌ها و LILEs دیگر هستند. در نمودار عنکبوتی این عناصر تهی‌شدگی از عناصر HFSEs (نظیر Nb و Ti و Tاحدی Y) و الگوی نسبتاً صاف REEs مشخص است و فراوانی کل آن‌ها در حدود ۵ تا ۲۰ برابر با کندریت تفاوت دارد [۷]. بررسی‌ها نشان داده است که تهی‌شدگی HFSEs نسبت به LILE و LREE در این سنگ‌ها حاصل انتقال این عناصر به وسیله‌ی شاره‌های آزاد شده از ورق اقیانوسی فرورونده به گوهی گوشته‌ای است [۸]. لازم به یاد آوری است که باقی ماندن HFSEs در فازهای دیرگدازی نظیر روتیل و تیتانیت نیز می‌تواند در زون‌های فرورانش تهی‌شدگی نشان دهد. با وجود اینکه بسیاری از ماگماهای پشت کمان، ترکیب ماگماهای پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) دارند، تفاوت اصلی ماگماتیسیم پشته‌های میان اقیانوسی و نواحی پشت کمان، آبدار بودن ماگمای مولد سنگ‌های اخیر است که منجر به پیدایش درجات بالای ذوب



شکل ۱ موقعیت افیولیت ملانژ سورک در میان افیولیت‌های اصلی ایران با تغییرات از [۱۵].

فشار، شکننده بوده و خرد می‌شود. کروم اسپینل موجود در لرزولیت‌ها به صورت بی‌شکل و ورمیکولار در زمینه‌ی سنگ دیده می‌شود، در هیچ جای دیگر این کانی به صورت ادخال در الیوین و یا پیروکسن‌ها مشاهده نشده است. در نور طبیعی رنگ قهوه‌ای روشن تا خرمایی داشته و از حاشیه و شکستگی‌های آن مگنتیتی شده است (شکل ۲ ت). آمفیبول کانی فرعی لرزولیت‌های گوشته‌ی افیولیت ملانژ سورک است. این کانی لوزی رخ بوده و در نور طبیعی به رنگ صورتی روشن دیده می‌شود (شکل ۲ ث).

هارزبورگیت: کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی شامل الیوین، ارتوپروکسن، کروم اسپینل و کانی فرعی کلینوپروکسن هستند. سرپانتین و بستیت بخش بزرگ این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند. در این سنگ‌ها الیوین از فراوانی بیشتری نسبت به لرزولیت‌ها برخوردار است و به شدت سرپانتینی شده است، به گونه‌ای که تشخیص الیوین‌های سالم، در آن‌هایی که به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند، به سختی امکان‌پذیر است (شکل ۲ ج). در بخش‌هایی که الیوین‌ها قابل تشخیص‌اند آثاری از خاموشی موجی و کینگ باند وجود ندارد. همانند لرزولیت‌ها، ارتوپروکسن بزرگ‌ترین کانی هارزبورگیت افیولیت سورک است. در برخی بخش‌ها بقایای تیغه‌های ناآمیزی کلینوپروکسن و کینگ‌باند در این کانی مشاهده می‌شود. اسپینل هارزبورگیت‌ها نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است، از حاشیه و شکستگی‌ها مگنتیتی شده که به رنگ سیاه دیده می‌شود و بخش‌های میانی آن که سالم مانده، در نور طبیعی قهوه‌ای تیره دیده می‌شود. این کانی در برخی بخش‌ها با کلریت پوشیده شده است. این کلریت‌ها در نور قطبیده سفید تا کرم دیده می‌شوند و در نور طبیعی بی‌رنگ و بدون برجستگی‌اند (شکل ۲ چ). بررسی‌های [۱۷] نشان داده است که تشکیل کلریت در اطراف اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها در اثر سرپانتینی شدن آن‌ها و واکنش بین الیوین، اسپینل و پیروکسن‌ها با آب است. بر خلاف لرزولیت‌ها، در هارزبورگیت‌ها، کلینوپروکسن فراوانی کمتر از ۵ درصد دارد، به گونه‌ای که در برخی هارزبورگیت‌ها این کانی اصلاً وجود ندارد. خصوصیات نوری این کانی همانند انواع موجود در لرزولیت‌هاست. سنگ‌نگاری لرزولیت‌ها و هارزبورگیت‌های گوشته‌ی افیولیت ملانژ سورک نشان می‌دهد که الیوین فراوان‌ترین و کلینوپروکسن مقاوم‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها است.

دونیت: از آن جا که کانی اصلی تشکیل دهنده دونیت‌ها الیوین است و این کانی به سهولت سرپانتینی می‌شود، این دسته از پریدوتیت‌ها در اثر دگرسانی به شدت سرپانتینی شده‌اند.

پس از آن‌ها گابرو و در نهایت سنگ‌های آتشفشانی قرار دارند. در بالاترین بخش آن‌ها، چرت و سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی مشاهده می‌شود [۱۶]. در این پژوهش با استفاده از ویژگی‌های پریدوتیت‌ها و ژئوشیمی آتشفشان‌های افیولیت ملانژ سورک به بررسی چگونگی و موقعیت تشکیل این مجموعه‌ی افیولیتی پرداخته خواهد شد.

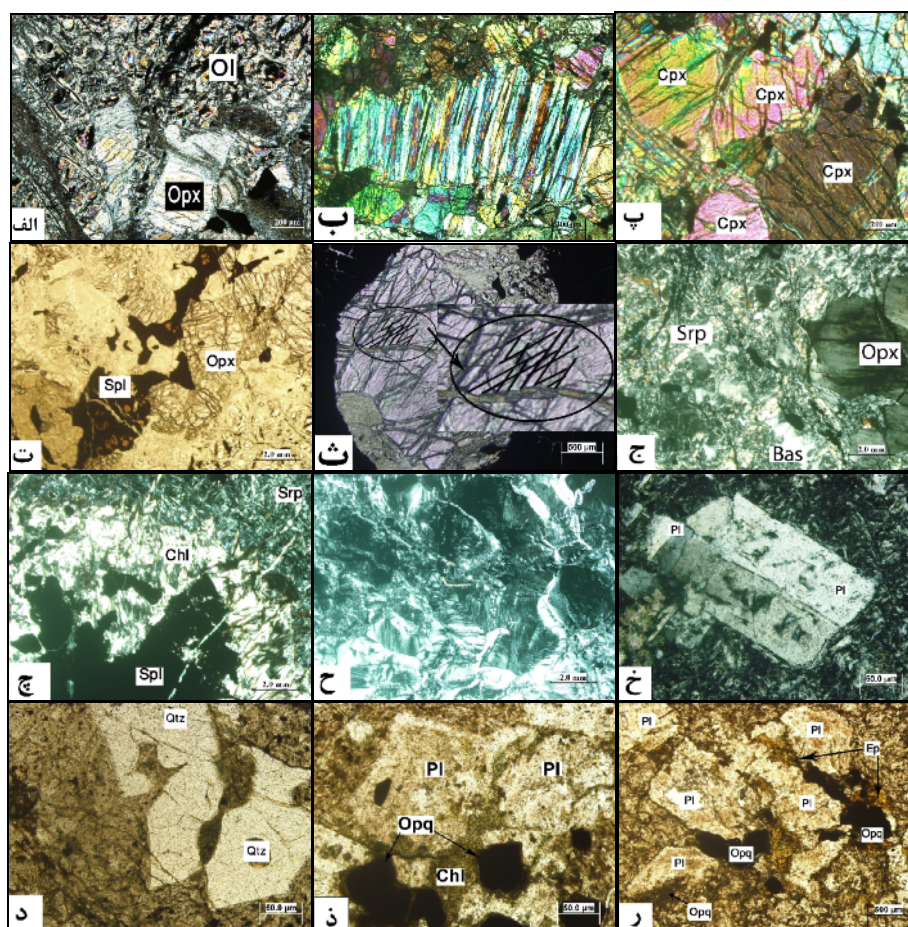
روش بررسی

به منظور دستیابی به هدف‌های مورد نظر، پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری انجام گرفت و پس از سنگ‌نگاری مقاطع نازک و مناسبی از نمونه‌های پریدوتیت و آتشفشانی‌های مورد بررسی، برای آنالیز ریزپردازشی کانی‌های آن‌ها مقاطع نازک صیقلی تهیه و با استفاده از یک ریزکاونده‌ی الکترونی Cameca SX - 100 دانشگاه لیبنیز آلمان و کانازاوا ژاپن، با ولتاژ شتاب دهنده‌ی ۲۰ KV و جریان ۱۵ nA آنالیز شدند. همچنین نمونه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی را که دگرسانی کمتری نسبت به سنگ‌های دیگر داشتند انتخاب کرده و برای آنالیز سنگ کل به روش ICP - MS، به آزمایشگاه Als chemex کانادا ارسال شدند.

بحث و بررسی

پتروگرافی پریدوتیت‌ها: پریدوتیت‌های افیولیت ملانژ سورک به ترتیب فراوانی شامل هارزبورگیت، لرزولیت و دونیت‌های سرپانتینی و لیستونیتی شده هستند، و بافت اصلی آن‌ها پورفیروکلاستیک است.

لرزولیت: کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی لرزولیت‌های گوشته‌ی افیولیت سورک به ترتیب فراوانی شامل الیوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و کانی‌های فرعی آن‌ها کروم اسپینل و آمفیبول (پارگاسیت) هستند. الیوین‌ها به وفور در زمینه و در حاشیه ارتوپروکسن‌ها وجود دارند (شکل ۲ الف) و در اثر دگرسانی به سرپانتین تبدیل شده‌اند. در این کانی آثاری از خاموشی موجی و کینگ باند مشاهده نشد. ارتوپروکسن بزرگ‌ترین کانی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌هاست که تحت تاثیر فشارهای وارد، خمیده شده و کینگ باند نشان می‌دهد. در برخی از بخش‌ها تیغه‌های ناآمیزی کلینوپروکسن به موازات رخ‌های آن قابل تشخیص است (شکل ۲ ب). این کانی در اثر دگرسانی به بستیت تبدیل شده است. کلینوپروکسن با فراوانی بیشتر از ۵ درصد در لرزولیت‌های گوشته‌ی افیولیت سورک وجود دارد. این کانی نسبت به الیوین‌ها درشت‌تر و از ارتوپروکسن‌ها ریزتر است و بر خلاف آن‌ها در مقابل دگرسانی کانی مقاومی است (شکل ۲ پ). همچنین بر خلاف ارتوپروکسن‌ها تحت تاثیر



شکل ۲ (الف-ث): تصاویر میکروسکوپی لرزولیت گوشته‌ی افیولیت سورک: (الف) الیوین‌های فراوان در حاشیه‌های فرورفته ارتوپیروکسن (XPL). (ب) ارتوپیروکسن دارای تیغه‌های ناآمیزشی کلینوپیروکسن که به موازات رخ‌های آن قرار دارند (XPL). (پ) تصویر کلینوپیروکسن‌های موجود در لرزولیت (XPL). (ت) تصویری از کروم اسپینل‌های قهوه‌ای روشن و بی‌شکل (PPL). (ث) آمفیبول پارگاسیت به صورت لوزی رخی (PPL). (ج) تصویری از هارزبورگیت افیولیت ملانژ سورک (XPL). (چ) کروم اسپینل محاط شده با کلریت در هارزبورگیت سرپانتینی شده (XPL). (ح) دونیت سرپانتینی شده (XPL). (خ-): تصاویر میکروسکوپی آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک: (خ) فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (XPL). (د) فنوکریست‌های کوارتز با حاشیه‌های خلیج خوردگی (PPL). (ذ) تصاویری از کلریت و کانی‌های اپاک (PPL). (ر) اپیدوت و کانی‌های کدر آتشفشانی افیولیت سورک (PPL).

ورمیکولار و با شکستگی‌های فراوان بوده و رنگ روشن‌تری نسبت به انواع موجود در هارزبورگیت و دونیت دارد. این ویژگی (تغییر رنگ) به خصوصیات شیمیایی این کانی در گذار از لرزولیت به هارزبورگیت و دونیت وابسته است.

سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی افیولیت ملانژ سورک: این سنگ‌ها از نوع داسیت و با بافت پورفیری و میکرولیتیک پورفیری هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها پلاژیوکلاز و کوارتز بوده که در زمینه‌ای ریزبلور از این کانی‌ها همراه با کانی‌های ثانویه شامل کلریت، کلسیت، اپیدوت و کانی‌های کدر پراکنده‌اند. پلاژیوکلاز که فراوان‌ترین کانی این سنگ آتشفشانی‌ها است بلورهای آن به دو صورت درشت بلور و ریزبلور مشاهده می‌شود.

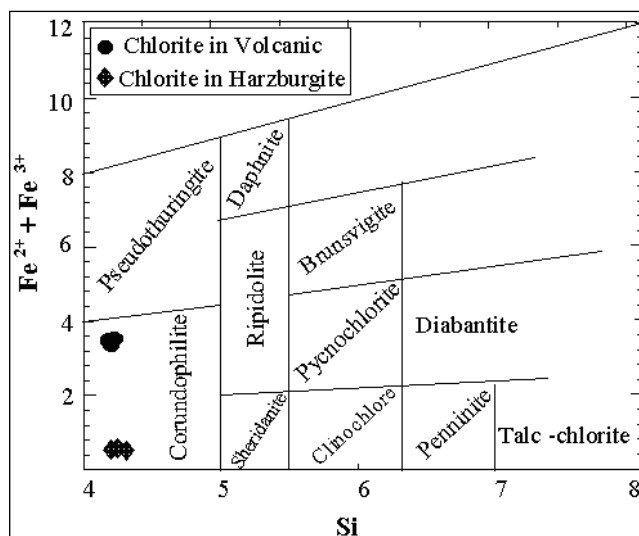
نمونه‌هایی که اثری از کانی‌های اولیه را نشان نمی‌دهند و تنها کانی قابل تشخیص در آنها سرپانتین است را سرپانتینیت می‌نامند (شکل ۲ ح) و در صورتی که بستیت قابل توجهی وجود داشته باشد، سنگ اولیه آن هارزبورگیت بوده است. لیستونیت-ها از دیگر سنگ‌های دگرسان شده‌ی افیولیت ملانژ سورک هستند که دارای کانی‌های کربناتی (کلسیت و دولومیت)، کوارتز، کروم اسپینل، مالاکیت، آزوریت و بقایایی از شبکه‌های سرپانتین با بافت گرانوبلاستیک‌اند. کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها شکل‌دار بوده و در نور طبیعی قهوه‌ای تیره تا سرخ دیده می‌شود. بررسی کروم اسپینل پریدوتیت‌های افیولیت سورک نشان می‌دهد که این کانی در لرزولیت‌ها به صورت

شیمی کانی‌ها

پریدوتیت‌ها: الیوین موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ی افیولیت سورک دارای $Mg\# (0.9)$ است. ارتوپروکسن این سنگ‌ها از نوع انستاتیت با میانگین $Mg\# 0.920$ و میانگین ترکیبی $Wo 86.90 - 89.37$ $En 9.97 - 11.05$ هستند. کلینوپروکسن-ها از نوع دیوپسید با $Mg\#$ متوسط 0.978 هستند. نتایج آنالیز ریزکاونده‌ی کروم اسپینل موجود در لرزولیت، هارزبورگیت و لیستونیت، رابطه بین تیره‌تر شدن رنگ، شکل‌دار شدن و افزایش $Cr\#$ آن را تأیید می‌کنند. کروم اسپینل موجود در لرزولیت‌ها دارای کمترین مقدار $Cr\# (0.1 \sim)$ نسبت به انواع موجود در دونیت‌های لیستونیتی شده (با $Cr\# \sim 0.7$) هستند و کروم اسپینل هارزبورگیت‌ها (با $Cr\# \sim 0.4$) حدواسط انواع موجود در لرزولیت و دونیت هستند (جدول ۱).

آمفیبول کانی فرعی موجود در لرزولیت‌های گوشته‌ی افیولیت سورک است که دارای $MgO \sim 18\%$ و $CaO \sim 12\%$ است و نیز با مقدار قابل توجهی $Al_2O_3 (\sim 15\%)$ با ترکیب پارگاسیت مشخص می‌شود. کلریت‌های منیزیم‌دار پیرامون کروم اسپینل موجود در هارزبورگیت‌ها را با توجه به مقدار SiO_2 ، Al_2O_3 و MgO ، که به ترتیب 32% ، 17% و 41% هستند می‌توان تشخیص داد (جدول ۱). مقدار $Mg\#$ این کلریت‌ها 0.93 محاسبه شده است. موقعیت ترکیبی این کانی در نمودار رده‌بندی کلریت‌ها [۱۹] (شکل ۳) بیانگر ترکیب کروندوفیلیت آن‌هاست. میانگین نتایج آنالیز نقطه‌ای و محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای و لیستونیت‌های افیولیت ملانژ سورک در جدول (۱) آورده شده است.

درشت بلورهای این کانی به صورت شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و در برخی بخش‌ها بافت غربالی دارند (شکل ۲ خ). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز پیش از فوران و در شرایطی که فرصت کافی برای رشد و شکل‌دار شدن داشته‌اند متبلور شده در حالی که ریز بلورهای آن در اثر تبلور و سرد شدن سریع ماگما تشکیل شده‌اند. همچنین وجود بافت غربالی ناشی از کاهش ناگهانی فشار طی صعود ماگما به سمت سطح زمین و در زمان آتشفشانی است [۱۸]. بلورهای کوارتز موجود در این سنگ‌ها به صورت فنوکریست‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و ریزبلور در متن سنگ دیده می‌شوند. در بسیاری بخش‌ها فنوکریست‌های این کانی دارای حاشیه‌های خلیج مانند و خوردگی هستند (شکل ۲ د)؛ کاهش فشار ناگهانی حاصل از فوران، موجب عدم تعادل کانی و در نتیجه ذوب آن می‌شود، ولی از آن جا که کاهش فشار حاصل از فوران بسیار سریع است فرصت برای ذوب کامل کانی وجود نخواهد داشت، به این ترتیب تنها بخش‌های حاشیه‌ای ذوب می‌شوند که اثر آن به صورت خلیج‌های خوردگی ظاهر می‌شود [۱۸]. کلریت یکی از کانی‌های ثانویه موجود در آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک می‌باشد. این کانی معمولاً به صورت پراکنده در متن سنگ وجود دارد (شکل ۲ ذ). رنگ سبز این کانی، که به ویژه در نور طبیعی قابل تشخیص است، به دلیل آهن سه ظرفیتی موجود در آن است. اپیدوت موجود در این سنگ‌ها با بی‌رفرنژانس بالا در کنار پلاژیوکلازها قابل تشخیص است (شکل ۲ ر). بلورهای کلسیت به صورت شکل‌دار، ریزبلور و با رنگ‌های قوس قزحی و رخ‌های لوز وجهی مشخص می‌باشند. کانی‌های اپاک درشت و شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه وجود دارند (شکل ۲ ذ).



شکل ۳ موقعیت ترکیبی کلریت‌های موجود در هارزبورگیت و آتشفشانی‌های افیولیت سورک در نمودار رده‌بندی کلریت‌ها [۱۹].

جدول ۱ میانگین نتایج آنالیز ریزکاوشی و محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته و لیستونیت افیولیت ملانژ سورک.

Point Number	Lherzolite					Harzburgite					Listvenite
	۸۳۹-۱	۸۳۹-۳	۸۳۹-۱	۸۳۹	۸۳۹-۶	۸۴۱-۲	۸۴۱-۲	۸۴۱-۲	۸۴۵-۱	۸۴۱-۱	۸۴۲-۱
	Ol	Opx	Cpx	Amp	Spl	Ol	Opx	Cpx	Spl	Chl	Spl
	۶۱-۱	۷۰-۱	۶۵-۱		۱۰۵-۱	۵۹-۱	۵۷-۱	۵۲-۱	۱-۱	۴۸-۱	۲۱-۱
SiO ₂	۴۰٫۶۵	۵۴٫۹۸	۵۲٫۲۳	۴۴٫۳۲	۰٫۰۰	۴۰٫۳۸	۵۴٫۲۷	۵۲٫۸۰	۰٫۰۰	۳۱٫۹۱	۰٫۰۰
TiO ₂	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۲۶	۱٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۲۳	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۰٫۰۰	۳٫۹۲	۴٫۰۲	۱۴٫۶۵	۵۶٫۵۷	۰٫۰۲	۴٫۵۸	۲٫۹۱	۳۱٫۰۷	۱۷٫۱۴	۲۷٫۸۸
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۲۸	۰٫۵۷	۰٫۹۵	۱۱٫۲۷	۰٫۰۴	۰٫۴۷	۰٫۴۷	۳۲٫۵۶	۰٫۴۴	۳۹٫۳۰
FeO	۱۰٫۴۷	۶٫۷۱	۲٫۵۴	۳٫۲۲	۱۲٫۷۵	۹٫۶۱	۶٫۶۰	۲٫۲۰	۱۸٫۱۲	۴٫۰۴	۱۶٫۸۱
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۱۴
MgO	۴۸٫۷۴	۳۳٫۲۰	۱۶٫۹۴	۱۸٫۳۵	۱۹٫۲۹	۴۹٫۴۰	۳۳٫۳۲	۱۶٫۶۱	۱۵٫۱۱	۴۱٫۳۲	۱۵٫۷۸
CaO	۰٫۰۱	۰٫۷۰	۲۲٫۹۱	۱۲٫۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۴۳	۲۴٫۳۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳
Na ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۴۵	۳٫۴۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۲۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
NiO	ND	ND	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۴۲	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۰۰	ND	۰٫۰۸
Total	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۹۷٫۳۱	۱۰۰٫۰۶	۱۰۰٫۰۴	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۹	۸۶٫۰۳	۱۰۰٫۰۰
Si	۰٫۹۹۸	۱٫۸۹۸	۱٫۸۹۱	۶٫۱۸۴	۰٫۰۰۰	۰٫۹۹۱	۱٫۸۷۲	۱٫۹۱۹	۰٫۰۰۰	۴٫۳۵۸	۰٫۰۰۰
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۷	۰٫۱۰۶	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰
Al	۰٫۰۰۰	۰٫۱۶۰	۰٫۱۷۲	۲٫۴۰۷	۱۳٫۷۵۶	۰٫۰۰۱	۰٫۱۸۶	۰٫۱۲۵	۸٫۵۷۷	۲٫۲۵۷	۷٫۷۶۷
Cr	ND	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۶	۱	۱٫۸۳۸	ND	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۳	۶٫۵۸۲	۰٫۰۴۷	۷٫۳۴۲
Fe ³⁺	۰٫۰۰۰	۰٫۰۳۳	۰٫۰۴۷	۰٫۳۰۴	۰٫۲۱۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۵۲	۰٫۰۲۶	۰٫۷۹۷	۰٫۰۰۰	۰٫۸۷۹
Fe ²⁺	۰٫۲۱۵	۰٫۱۶۱	۰٫۰۳۰	۰٫۰۷۱	۲٫۰۰۵	۰٫۱۹۷	۰٫۱۳۹	۰٫۰۴۱	۲٫۷۶۳	۰٫۴۶۱	۲٫۴۵۵
Mn	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰
Mg	۱٫۷۸۵	۱٫۷۰۹	۰٫۹۱۴	۳٫۸۱۷	۵٫۹۳۰	۱٫۸۰۷	۱٫۷۱۴	۰٫۹۰۰	۵٫۲۷۳	۶٫۵۹۸	۵٫۵۵۶
Ca	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۶	۰٫۸۸۹	۱٫۸۴۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۶	۰٫۹۴۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۳۲	۰٫۹۱۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۵	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	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰
Ni	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	ND	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۸	ND	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۶
Sum	۳٫۰۰۱	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۱۵٫۷۶۲	۲۳٫۷۷۱	۳٫۰۰۸	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۲۴٫۰۰۷	۱۴٫۲۳۱	۲۴٫۰۱۲

- فرمول ساختاری الیون بر اساس ۴ اکسیژن، پیروکسن ها ۶، اسپینل ۳۲، آمفیبول ۲۳ و کلریت ۲۸ اکسیژن محاسبه شده است.

ثانویه آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک است که مقدار فاکتور پیستاشیت (Ps) در آن ۲۶٪ است. فاکتور Ps نشان دهنده‌ی درصد مولکول‌های پیستاشیت است و به صورت $Ps\% = 100 * \frac{Fe^{3+}}{(Al^{3+} + Fe^{3+})}$ محاسبه می‌شود. میانگین نتایج آنالیز ریز کاوشی و محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌های موجود در آتشفشانی‌های افیولیت سورک در جدول ۲ آورده شده است.

آتشفشانی‌ها: نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازهای موجود در آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک نشان می‌دهند که این پلاژیوکلازها سدیک و از نوع آلبیت‌اند. مقدار Na₂O این کانی در حدود ۱۲ درصد و مقادیر K₂O و CaO آن‌ها به ترتیب ۰٫۳ و ۰٫۰۷ درصد است. کلریت موجود در این سنگ‌ها بنابر نمودار شکل ۳ از نوع Corundophilite با مقدار متوسط Mg# ۰٫۴۸۵ است که حاکی از تفاوت آن‌ها با کلریت اطراف اسپینل هارزبورگیت‌هاست. اپیدوت یکی دیگر از کانی‌های

جدول ۲ میانگین نتایج آنالیز ریزکاوشی و محاسبه‌ی فرمول ساختاری کلریت، اپیدوت و آلبیت موجود در آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک.

Mineral name	Dacite		
	Chlorite	Epidote	Albite
SiO ₂	۲۸,۴۰	۳۷,۳۷	۶۷,۴۱
TiO ₂	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۰
Al ₂ O ₃	۱۷,۷۱	۲۳,۴۹	۱۹,۷۴
Cr ₂ O ₃	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
FeO*	۲۷,۴۲	۱۱,۸۴	۰,۰۳
MnO	۰,۶۸	۰,۶۳	۰,۰۰
MgO	۱۴,۲۱	۰,۰۰	۰,۰۲
CaO	۰,۲۵	۸۴,۲۲	۰,۳۲
Na ₂ O	۰,۰۷	۰,۰۰	۱۲,۴۰
K ₂ O	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۹
NiO	ND	۰,۰۲	۰,۰۲
Total	۸۸,۸۰	۹۵,۵۴	۱۰۰,۰۲
Si	۴,۲۶۴	۳,۰۰۲	۲,۹۶۰
Ti	۰,۰۰۴	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰
Al	۳,۱۳۲	۲,۲۲۲	۱,۰۲۰
Cr	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰
Fe ²⁺	۳,۴۴۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱
Fe ³⁺	۰,۰۰۰	۰,۷۹۴	۰,۰۰۰
Mn	۰,۰۸۶	۰,۰۴۳	۰,۰۰۰
Mg	۳,۱۸۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱
Ca	۰,۰۴۱	۱,۹۶۶	۰,۰۱۵
Na	۰,۰۲۰	۰,۰۰۰	۱,۰۵۶
K	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۵
Ni	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰
Sum	۱۴,۱۷۴	۷,۹۸۴	۵,۰۰۰

- فرمول ساختاری کلریت بر اساس ۲۸ اکسیژن، اپیدوت ۱۲/۵ و آلبیت ۸ اکسیژن محاسبه شده است.

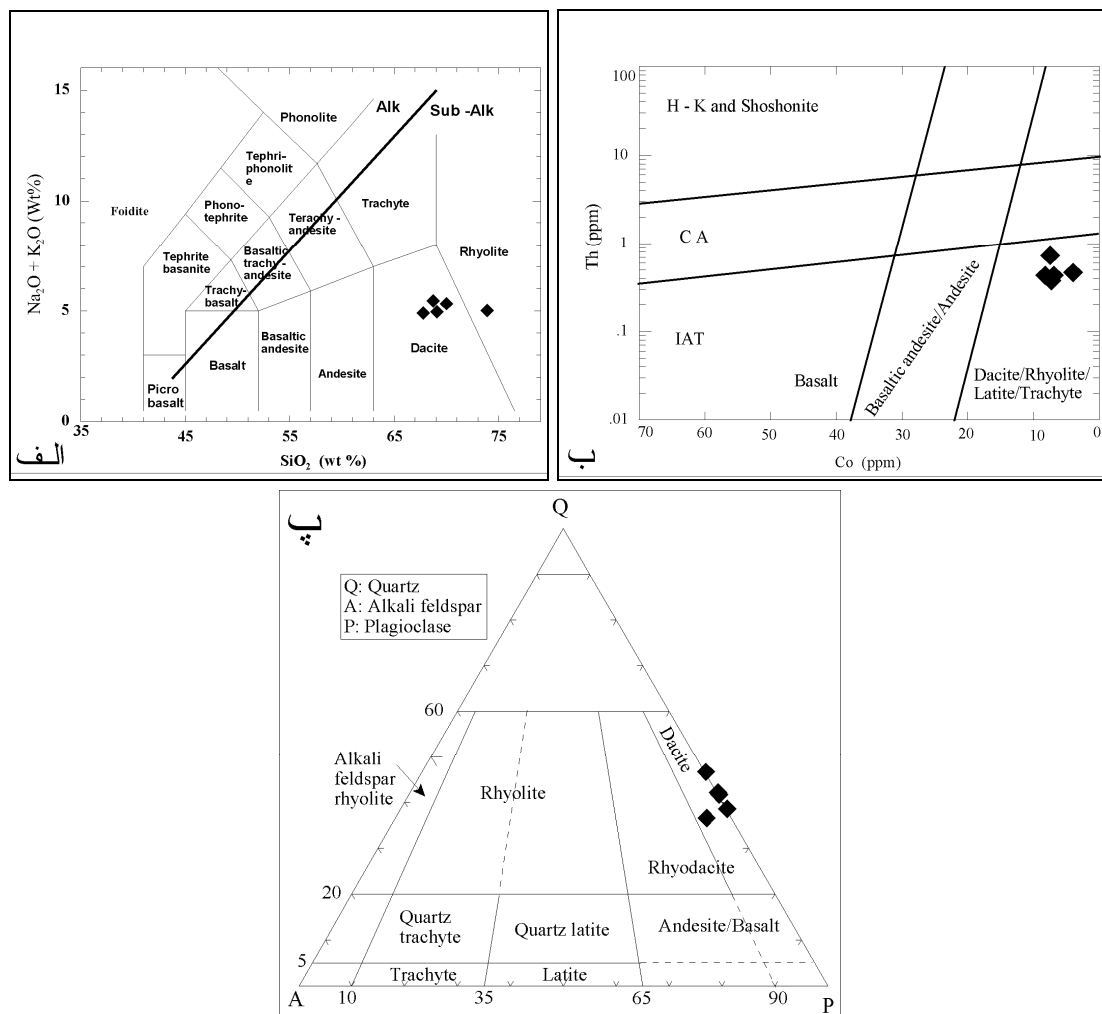
ژئوشیمی و لکانیک‌های افیولیت ملانژ سورک

نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب آتشفشانی-های افیولیت ملانژ سورک در جدول ۳ آورده شده‌اند. LOI این سنگ‌ها به‌طور متوسط (۰/۵ - ۳) درصد و مقدار SiO₂ آن‌ها در گستره‌ی (۶۸/۳ - ۷۳/۵) درصد اندازه‌گیری شد که نشان دهنده‌ی اسیدی بودن این سنگ‌هاست. مقدار Na₂O و K₂O آن‌ها به ترتیب در گستره‌ی (۴/۹۶ - ۵/۳) و (۰/۰۶ - ۰/۳) درصد است که نشان دهنده‌ی غنی بودن این سنگ‌ها از سدیم و فقیر بودن آن‌ها از پتاسیم است. با توجه به تاثیر دگرگونی کف دریا بر نمونه‌های مورد بررسی، بررسی سنگ‌زایی آن‌ها با تکیه بر رفتار عناصر کمیاب نام‌تحرک انجام خواهد گرفت.

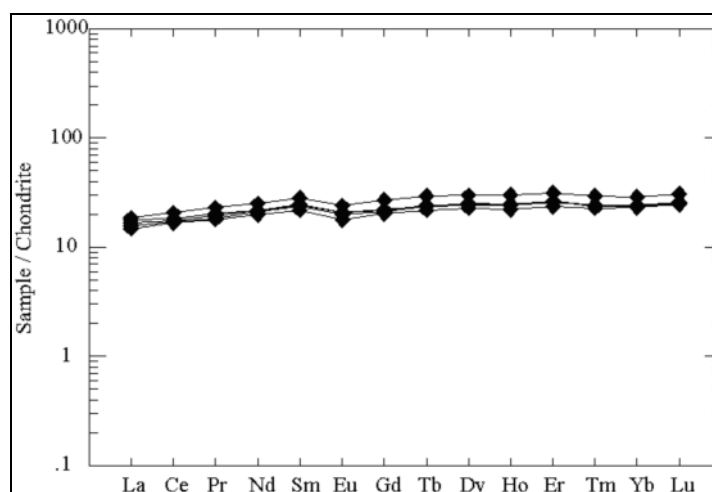
آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک در نمودار TAS (Total Alkalies - SiO₂) [۲۰] در گستره‌ی داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف) و در نمودار Th - Co [۲۱] ترکیب داسیت - ریولیت نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). از طرفی نتایج محاسبات نورم و موقعیت این سنگ‌ها در نمودار نرماتیو کوارتز - فلدسپار قلیایی - پلاژیوکلاز (Q - A - P) [۲۲] (شکل ۴ پ) و نتایج آنالیز سنگ کل آن‌ها، که حاکی از فقیر بودن‌شان از K₂O است نیز نشان می‌دهد که این آتشفشانی‌ها از نوع داسیت هستند. در نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت برای آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک (شکل ۵)، کلیه نمودارها دارای روند افقی تا کمی با شیب مثبت

جدول ۳ نتایج آنالیز سنگ کل و محاسبه‌های بهنجار شده تا آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک.

Sample	R20	R24	R26	R27	R28
SiO ₂	۶۹.۱۰	۷۳.۵۰	۷۰.۲۰	۶۸.۳۰	۶۹.۴۰
TiO ₂	۰.۶۰	۰.۵۲	۰.۵۸	۰.۵۶	۰.۵۵
Al ₂ O ₃	۱۲.۲۰	۱۱.۱۰	۱۲.۱۵	۱۱.۸۰	۱۱.۴۵
Fe ₂ O ₃ *	۵.۰۳	۴.۵۹	۴.۸۳	۵.۰۵	۵.۰۲
MnO	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۱۳	۰.۱۰	۰.۱۱
MgO	۰.۸۱	۰.۹۴	۱.۵۴	۱.۴۴	۱.۳۵
CaO	۲۰.۰۷	۱.۷۶	۱.۸۰	۳.۱۳	۲.۱۳
Na ₂ O	۵.۱۹	۴.۹۷	۵.۳۰	۴.۹۶	۴.۹۸
K ₂ O	۰.۳۰	۰.۱۵	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۸
P ₂ O ₅	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۰۸
Cr ₂ O ₃	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
LOI	۲.۶۰	۰.۴۹	۱.۳۶	۲.۵۶	۳.۰۵
Total	۹۸.۱۰	۹۸.۳۰	۹۸.۱۰	۹۸.۱۰	۹۸.۳۰
Cr	۴۰.۰۰	۶۰.۰۰	۴۰.۰۰	۷۰.۰۰	۵۰.۰۰
Ni	< ۵	< ۵	< ۵	۸.۰۰	< ۵
Co	۶.۰۰	۶.۱۰	۵.۶۰	۶.۳۰	۸.۰۰
V	۳۳.۰۰	۴۶.۰۰	۴۸.۰۰	۵۰.۰۰	۴۸.۰۰
Cu	۲۱.۰۰	۱۹.۰۰	۱۲.۰۰	۱۵.۰۰	۳۷.۰۰
Pb	۱۹.۰۰	۸.۰۰	۳۰.۰۰	۹.۰۰	۱۰.۱۰
Zn	۱۰۲.۰۰	۹۸.۰۰	۸۷.۰۰	۹۲.۰۰	۹۵.۰۰
Sn	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰
W	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۴.۰۰	۳.۰۰
Mo	< ۲	۴.۰۰	< ۲	۵.۰۰	< ۲
Ag	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱
Rb	۲.۷۰	۱.۸۰	۰.۷۰	۰.۸۰	۱.۳۰
Cs	۰.۱۱	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۱۶
Ba	۲۹.۸۰	۳۳.۶۰	۳۱.۰۰	۳۸.۷۰	۳۶.۵۰
Sr	۶۱.۹۰	۱۲۶.۰۰	۸۶.۷۰	۹۹.۱۰	۱۰۸.۰۰
Tl	< ۰.۵	< ۰.۵	< ۰.۵	< ۰.۵	< ۰.۵
Ga	۱۵.۱۰	۱۴.۰۰	۱۲.۸۰	۱۵.۰۰	۱۲.۷۰
Ta	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰
Nb	۱.۷۰	۰.۹۰	۰.۹۰	۱.۰۰	۱.۰۰
Hf	۳.۳۰	۲.۵۰	۲.۶۰	۲.۷۰	۲.۷۰
Zr	۱۰۱.۰۰	۷۵.۰۰	۷۸.۰۰	۸۰.۰۰	۷۷.۰۰
Y	۴۲.۲۰	۳۱.۱۰	۳۵.۶۰	۳۶.۰۰	۳۴.۴۰
Th	۰.۷۰	۰.۴۸	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۵۴
U	۰.۳۳	۰.۲۴	۰.۲۳	۰.۲۹	۰.۳۵
La	۴.۴۰	۳.۵۰	۴.۰۰	۴.۲۰	۳.۷۰
Ce	۱۲.۶۰	۱۰.۲۰	۱۰.۷۰	۱۱.۱۰	۱۰.۶۰
Pr	۲.۱۴	۱.۶۶	۱.۸۲	۱.۸۸	۱.۷۱
Nd	۱۱.۵۰	۹.۱۰	۱۰.۰۰	۹.۹۰	۹.۶۰
Sm	۴.۱۸	۳.۲۴	۳.۶۳	۳.۶۰	۳.۵۰
Eu	۱.۳۶	۱.۰۰	۱.۱۶	۱.۱۶	۱.۱۱
Gd	۵.۴۰	۴.۰۲	۴.۳۲	۴.۳۸	۴.۱۸
Tb	۱.۰۷	۰.۷۹	۰.۸۷	۰.۸۵	۰.۸۵
Dy	۷.۳۲	۵.۵۸	۶.۰۶	۶.۱۵	۵.۹۷
Ho	۱.۶۵	۱.۲۰	۱.۳۳	۱.۳۵	۱.۳۲
Er	۵.۰۵	۳.۷۸	۴.۲۰	۴.۲۰	۴.۱۱
Tm	۰.۷۳	۰.۵۶	۰.۶۰	۰.۵۹	۰.۶۰
Yb	۴.۶۵	۳.۷۰	۳.۸۷	۳.۸۰	۳.۸۸
Lu	۰.۷۶	۰.۶۰	۰.۶۴	۰.۶۲	۰.۶۲
Norm calculation					
Quartz	۳۲.۹۵	۳۹.۴۰	۳۳.۴۱	۳۲.۳۱	۳۴.۸۰
Plagioclase	۵۵.۶۹	۵۰.۸۷	۵۵.۰۱	۵۴.۳۳	۵۳.۵۶
Orthoclase	۱.۸۳	۰.۸۹	۰.۴۷	۰.۳۵	۰.۴۷
Nepheline	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Corundum	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۳۴	۰.۰۰	۰.۰۰
Diopside	۰.۲۹	۰.۲۵	۰.۰۰	۴.۲۶	۱.۱۹
Hypersthene	۴.۶۹	۴.۲۰	۶.۲۶	۳.۹۸	۵.۴۲
Wollastonite	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Olivine	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ilmenite	۱.۲۰	۱.۰۱	۱.۱۴	۱.۱۲	۱.۱۰
Magnetite	۳.۰۴	۳.۰۴	۳.۱۰	۳.۳۵	۳.۲۸
Hematite	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Apatite	۰.۳۰	۰.۳۲	۰.۲۵	۰.۳۰	۰.۱۹



شکل ۴ موقعیت ترکیبی آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک (الف) در نمودار TAS [۲۰]، (ب) در نمودار Th - Co [۲۱] و (پ) در نمودار نورماتیو سه تایی Q - A - P [۲۲].



شکل ۵ نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی افیولیت ملانژ سورک به کندریت (مقادیر استفاده شده برای بهنجار سازی برگرفته از [۲۳] است).

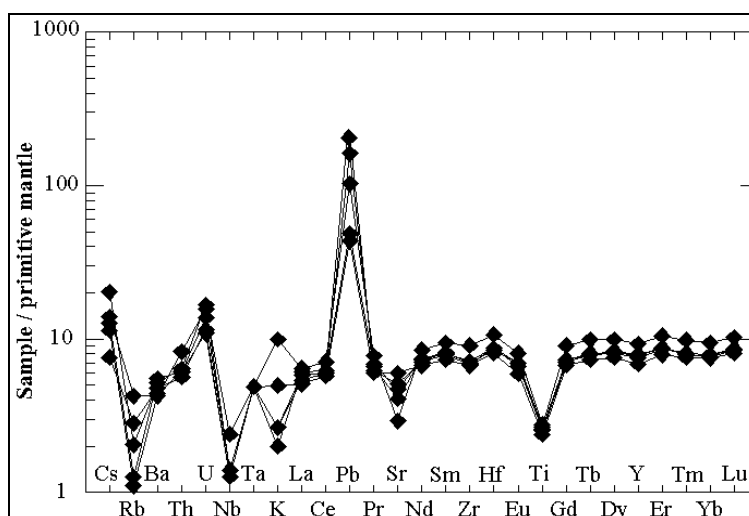
می‌شود. بررسی‌ها نشان داده‌اند که پریدوتیت‌های گوشته‌ی افیولیت سورک شبیه به پریدوتیت‌های گوشته‌ی زیر پوسته‌ی اقیانوسی هستند [۲۴].

درجه‌ی ذوب بخشی: با استفاده از رابطه‌ی $F\% = 100 L_n$ $([Cr\#] + 24)$ [۲۵]، که بر اساس محتوای Cr# اسپینل موجود در این سنگ‌ها استوار است، مقدار میانگین ذوب بخشی لرزولیت و هارزبورگیت گوشته‌ی افیولیت ملانژ سورک، به ترتیب ۳ و ۱۶ درصد محاسبه شده است (شکل ۷ الف). بر این اساس با قرار دادن این مقادیر در نمودار Cr# اسپینل‌ها نسبت به درجه‌ی ذوب بخشی [۲۵] (شکل ۷ ب)، مشخص می‌شود که لرزولیت‌های گوشته‌ی افیولیت سورک غنی‌ترین و دست نخورده‌ترین پریدوتیت‌های این افیولیت ملانژند. بررسی‌هایی که توسط پژوهشگران مختلف نظیر [۶،۴] انجام شده است نشان می‌دهند که تشکیل دونیت در مجموعه‌های افیولیتی با ذوب پیروکسن‌ها در شرایط خشک و بدون آب امکان‌پذیر نیست؛ در شرایط بدون آب برای ذوب کامل کلینوپروکسن و تبدیل لرزولیت به هارزبورگیت حدود ۲۲ تا ۱۶٪ ذوب بخشی و برای ذوب کامل ارتوپروکسن و تبدیل هارزبورگیت به دونیت حدود ۶۵٪ ذوب بخشی لازم است [۲۸] که مقدار اخیر به دمای بسیار بالایی احتیاج دارد که بسیار بیشتر از رژیم گرمایی گوشته بالایی است. این در حالی است که در مناطق بالای زون فروران‌ش شاره‌های آزاد شده از ورق اقیانوسی فرورونده، نقطه‌ی ذوب پریدوتیت‌های گوشته را کاهش داده و باعث می‌شوند که

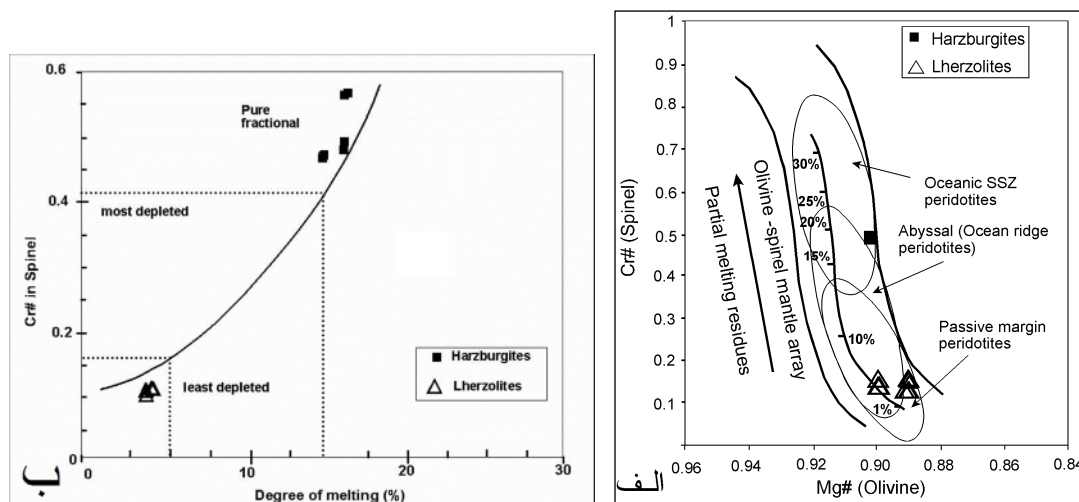
هستند که نشان دهنده‌ی روند تولییتی آن‌هاست؛ به عبارت دیگر عناصر نادر خاکی سبک (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Sm) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE: Er, Tm, Yb, Lu) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین درجه‌ی جدایش عناصر نادر خاکی سبک و سنگین از یکدیگر، که با نسبت La/Yb نشان داده می‌شود، در این نمودارها (۰/۶ - ۰/۸) محاسبه شده است. در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار، Eu نابهنجاری منفی ناچیزی داشته که نشان دهنده‌ی جدایش پلاژیوکلاز در این سنگ‌هاست. به این ترتیب بررسی رفتار عناصر نادر خاکی آتشفشانی‌های افیولیت سورک بیانگر تولییتی بودن آن‌هاست. نمودارهای بهنجار شده عناصر ناسازگار آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک، که نسبت به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند، در شکل (۶) نشان داده شد. در این نمودارها U, Pb و Cs نابهنجاری مثبت و Ti, Nb, Sr بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند.

بررسی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ سورک

به منظور بررسی ماهیت و ژئوشیمی پریدوتیت‌های مورد بررسی از شیمی کانی‌هایی نظیر اسپینل و کلینوپروکسن استفاده شد. با استفاده از ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها می‌توان شرایط تشکیل پریدوتیت‌های گوشته را تعیین کرد. به طور کلی کلینوپروکسن کانی‌ای است که در مقابل دگرسانی مقاوم است، و نیز این کانی طیف گسترده‌ای از عناصر را در بر دارد. از این رو از ترکیب آن در بررسی‌های سنگ‌زایی استفاده زیادی

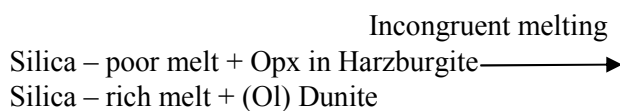


شکل ۶ نمودار بهنجار شده‌ی عناصر ناسازگار آتشفشانی‌های افیولیت ملانژ سورک به گوشته‌ی اولیه (داده‌های گوشته‌ی اولیه برگرفته از [۲۳] است).



شکل ۷ (الف) نمودار Cr# اسپینل نسبت به Mg# الیوین همزیست با آن [۲۶،۲۷]. موقعیت پریدوتیت‌های گوشته‌ی افیولیت سورک در این نمودار نشان دهنده آرایه گوشته‌ای و مقادیر ذوب‌بخشی است که این سنگ‌ها تحمل کرده‌اند. (ب) موقعیت پریدوتیت‌های گوشته افیولیت سورک در نمودار Cr# اسپینل در مقابل درجه ذوب بخشی [۲۵].

[۲۹] نشان داد که لرزولیت‌های دارای پارگاسیت مخصوص مناطق بالای زون فرورانشی هستند که پریدوتیت آن‌ها تحت تاثیر شاره‌های آزاد شده از ورق اقیانوسی فرورونده قرار داشته است. بنابر این افیولیت ملانژ سورک از نوع هارزبورگیتی (HOT) و تشکیل آن به زون فرورانش وابسته است. در این شرایط کلینوپیروکسن، اولین کانی ذوب شده است، بنابراین هارزبورگیت به بهای لرزولیت تشکیل می‌شود. به این ترتیب پس از ذوب کلینوپیروکسن‌ها، ارتوپیروکسن این سنگ‌ها نیز در اثر واکنش با گدازه به صورت نامتجانس شروع به گداخت می‌کند و الیوین‌های واکنشی تشکیل می‌شوند [۳۰]. این فرآیند، بنابر واکنش زیر رخ می‌دهد:



به این ترتیب این واکنش‌ها باعث می‌شوند که سنگ میزبان اولیه، که لرزولیت گوشته‌ی افیولیت سورک بوده است، نخست به هارزبورگیت و سپس به دونیت‌های واکنشی تبدیل شود. علاوه بر این واکنش‌های گدازه / سنگ سبب می‌شوند که ترکیب ماگمای اولیه حاصل از ذوب کلینوپیروکسن لرزولیت‌ها پس از گداخت نامتجانس ارتوپیروکسن، از سیلیس غنی شده [۳۱]، وارد میدان پایداری کرومیت شده و بدین ترتیب کروم اسپینل‌های با Cr# بالا را ایجاد کرده است [۳۲].

بی نیاز به درجات بالای ذوب بخشی، دونیت‌های واکنشی تشکیل شوند. به طور کلی دونیت‌های موجود در مجموعه، افیولیتی اولیه و آذرین نیستند، بلکه پریدوتیت‌های نوظهوری هستند که در اثر ذوب پریدوتیت‌های گوشته در یک محیط آبدار و شکل‌گیری لرزولیت به هارزبورگیت و در نهایت دونیت ایجاد شده‌اند. بر این اساس با توجه به مقدار ذوب‌بخشی که برای پریدوتیت‌های گوشته‌ی افیولیت سورک محاسبه شده، و نیز شواهد سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های آن‌ها، هارزبورگیت‌ها در اثر ذوب‌بخشی و واکنش‌های گدازه / سنگ تشکیل شده‌اند و در تشکیل دونیت‌های این افیولیت ملانژ واکنش‌های گدازه / سنگ تاثیر به سزایی داشته‌اند.

تفسیر محیط ژئوتکتونیک افیولیت ملانژ سورک بر اساس ویژگی‌های پریدوتیت‌ها و شیمی آتشفشانی‌های آن

(الف) چنانکه گفته شد پریدوتیت‌های افیولیت ملانژ سورک به ترتیب فراوانی شامل هارزبورگیت، لرزولیت‌های دارای پارگاسیت و دونیت‌های واکنشی با Cr# بالا هستند. فراوانی چشمگیر الیوین در حاشیه‌های ارتوپیروکسن‌ها، عدم وجود ادخال‌های الیوین و اسپینل در پیروکسن‌ها، عدم وجود آثار کینگ باند در دو کانی اخیر و تغییرات رنگ و شکل کروم اسپینل‌ها از شواهد سنگ‌نگاری هستند که نشان می‌دهند الیوین و اسپینل کانی‌های نوظهورند. همچنین بررسی‌های

بوده است، نخست به هارزبورگیت و سپس به دونیت‌های واکنشی تبدیل شود و از این رو به نام افیولیت‌های HOT خوانده می‌شود. واکنش‌های گدازه / سنگ همراه با افزایش نسبی میزان SiO_2 گدازه‌ی واکنش دهنده بوده‌اند. وجود روند تولییتی و نسبت پایین LREE/HREE در نمودار REE بهنجار شده به کندریت در سنگ‌های آتشفشانی، این افیولیت ملانژ نشان دهنده‌ی ماهیت تولییتی و در نتیجه رسیدن به درجه‌های بالای ذوب در سنگ خاستگاه ماگمای سازنده‌ی این آتشفشانی‌هاست که با ذوب گسترده‌ی پریدوتیت‌های گوشته‌ی این افیولیت ملانژ، در یک محیط آبدار سازگار است. نابهنجاری منفی Ti، Nb و Y، اختلاف در رفتار جفت عنصر Zr – Hf و روند افقی REEs در نمودارهای عنکبوتی این آتشفشانی‌ها حاکی از تشکیل آن‌ها در یک محیط بالای زون فروران (پشت کمان) است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌کنند.

مراجع

- [1] Pearce J.A., Stern R.J., "Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives", Geophysical Monograph 166 (2006) 63 – 86.
- [2] Dilek Y., Furnes H., "Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems", Lithos 113 (2009) 1–20.
- [3] Dilek Y., Thy P., "Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories", Lithos 113 (2009) 68–87.
- [4] Rampone E., Piccardo G.B., Hofmann A.W., "Multi - stage melt - rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence", Contributions to Mineralogy and Petrology 156 (2008) 453 – 475.
- [5] Niu Y., "Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of mesozoic-cenozoic basaltic volcanism in eastern china", Geological Journal of China University 11 (2005) 9 – 46.

ب) شیب افقی تا کمی مثبت نمودارهای REE بهنجار شده به کندریت ناشی از نسبت پایین LREE / HREE است؛ به‌طور کلی هرچه سنگ از درجه‌ی ذوب‌بخشی بیشتری به دست آمده باشد، مقدار LREE آن (نظیر La) کمتر خواهد بود و بر عکس سنگ‌های قلیایی و شوشونیتی، که از ذوب‌بخشی کمتری به دست می‌آیند، بسیار غنی از LREE هستند و نمودار آن‌ها شیب منفی دارد. بر این اساس شیب مثبت این نمودارها و نسبت LREE/HREE برای آتشفشانی‌های افیولیت سورک، که کمتر از ۱ است، نشان دهنده‌ی تولییتی بودن سری ماگمایی آن‌ها و درجه‌ی بالای گداخت در سنگ خاستگاه آن-هاست. علی‌رغم شباهت آتشفشانی‌های افیولیت سورک به N – MORB، رفتار عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد بررسی در نمودار عنکبوتی آن‌ها، حاکی از تاثیر شاره‌های آزاد شده از ورق اقیانوسی فرورونده بر ماگمای سازنده این سنگ‌ها و تشکیل آن‌ها در یک محیط بالای زون فرورانش است. جفت عنصر Hf – Zr عناصری با ضریب انتشار مشابه هستند که در جریان تبلور و یا ذوب بخشی تغییر نمی‌کنند و همانند یکدیگر رفتار می‌کنند؛ اختلاف در رفتار این جفت عناصر (غنی‌شدگی Hf نسبت به Zr)، و نیز بیهنجاری منفی Ti، Nb و تا حدی Y، و الگوی نسبتاً افقی REEs در نمودار عنکبوتی آتشفشانی‌های افیولیت سورک نشان دهنده‌ی اثر ورق اقیانوسی فرورونده بر ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست که هماهنگ با ویژگی‌های لاواهای نواحی پشت کمان (تهی‌شدگی Ti و Nb) [۸،۷] می‌باشد. حضور و تاثیر شاره‌های کربناتی و نیز تاثیر دگرسانی بر نمونه‌ها می‌تواند تفاوت در رفتار Sr را نسبت به بقیه‌ی عناصر باعث شود. نابهنجاری مثبت U و Pb نشان دهنده‌ی تاثیر ترکیب‌های پوسته‌ای بر این سنگ‌هاست که می‌تواند از رسوب-هایی که همراه ورق اقیانوسی فرورانده شده، ریشه گرفته باشند [۳۳]. کلیه‌ی این ویژگی‌ها مخصوص سنگ‌های مناطق بالای زون فرورانش (نواحی پشت کمان) است [۷].

برداشت

پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ سورک تحت تاثیر نفوذ شاره‌های آزاد شده از ورق اقیانوسی فرورونده قرار داشته‌اند. به این ترتیب در یک محیط آبدار ذوب شده‌اند. این شرایط باعث شده که سنگ اولیه‌ی گوشته این افیولیت ملانژ، که لرزولیت

- [17] Kelemen P. B., Eiichi K., *the Shipboard Scientific Party, 2003, Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N*. Proceedings ODP Preliminary Report, 209, p. 160.
- [18] Vernon R. H., *"A practical guide to rock microstructure"*. Department of Earth and Planetary Sciences (2004) 594 p.
- [19] Hey M. H., *"A new review of the chlorites"*. Mineralogical Magazine 30 (1954) 227 p.
- [20] Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M. J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A. R., *"Igneous rocks. A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks"*. Cambridge University Press, Cambridge (2002) 1-236.
- [21] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., *"Classification of altered volcanic island rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram"*. Journal of Petrology 48 (2007) 2341-2357.
- [22] Le Maitre R. W., (ed), *"A classification of igneous rocks and glossary of terms."* Blackwell, Oxford, (1989) 193 p.
- [23] McDonough W. F., Sun S. S., *"The composition of the Earth"*. Chemical Geology 120 (1995) 228 p.
- [۲۴] رجبی ث.، "پتروگرافی پریدوتیت‌های گوشته و سنگ های ولکانیک آمیزه افیولیتی سورک (استان یزد)، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی"، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان (۱۳۸۹) ۱۷۵ صفحه.
- [25] Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. B., Hoffmann A. W., *"Coupled major and trace elements as indicators of extent of melting in mid-ocean ridge peridotites"*. Nature 410 (2001) 677 - 681.
- [26] Dick H. J. B., Bullen T., *"Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas"*. Contributions to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54-76.
- [27] Arai S., *"Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships, Review and Interpretation"*. Chemical Geology 113 (1994) 191-204.
- [6] Aldanmaz E., Schmidt M.W., Gourgaud A., Meisel T., *"Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes"*, Lithos 113 (2009) 691-708.
- [7] Sintonm J.M., Ford L., Chappell B., McCulloch M.T., *"Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea"*, Journal of Petrology 44 (2003) 159-195.
- [8] Green N.L., *"Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system"*, Lithos 87 (2006) 23-49.
- [9] Taylor B. F., Martinez F., *"Back-arc basin basalt systematics"*, Earth and Planetary Science Letters 210 (2003) 481-497.
- [10] Berberian M., King G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 1763-1764.
- [11] Torabi Gh., *"Chromitite potential in mantle peridotites of the Jandaq ophiolite (central Iran)"*, Comptes Rendus - Geoscience 341 (2009) 982 - 992.
- [12] Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., *"Significance of Nain - Baft ophiolitic belt (Iran): Short - lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone"*, Comptes Rendus-Geoscience 341 (2009) 1016 - 1028.
- [13] Shafaii Moghadam H., Rahgoshay M., Banitaba A., *"Geochemistry and petrogenesis of basaltic flows in the Nain-Dehshir ophiolites"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 16 (2008), 600 - 611.
- [14] Mehdi-pour Ghazi J., Moazzen M., Rahgoshay M., Shafaii Moghadam H., *"Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, central Iran"*, Journal of Geodynamics 49 (2010) 261-270.
- [15] Pessagno E.A., Ghazi A.M., Kariminia M., Duncan R.A., Hassanipak A.A., *"Tectonostratigraphy of the Khoy Complex, northwestern Iran"*: Stratigraphy, 2 (1), (2005) 49 - 63.
- [16] Amidi S. M., *"Etude Geologique de Le Region de Natanz - Surk (Central IRAN): Geological Survey of Iran"*. Report Number 42 (1977) 316 P.

- [31] Kubo K, "Dunite formation processes in highly depleted peridotite: case study of the Iwandake peridotite, Hokkaido, Japan". *Journal of Petrology*, 43 (2002) 423-448.
- [32] Zhou M. F., Robinson P. T., Malpas J., Zijin L., "Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): implications for melt– rock interaction and chromite segregation in the upper mantle". *Journal of Petrology* 37 (1996) 3–21.
- [33] Rollinson H. R., "Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation Addison". Wesley Longman, Harlow (2002) 557 p.
- [28] Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N., "Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites". *Journal of Geophysical Research* 95 (1990) 2661–2678.
- [29] Jackson I., "The Earth's mantle: composition, structure, and evolution". Cambridge University Press (2000) 592 p.
- [30] Kelemen P. B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H. J. B., "A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical transactions*". Mathematical Physical and Engineering Sciences 355 (1997) 283-318.