

مطالعه پریدوتیت‌های تکتونیتی افیولیت خوی

خدیجه خلیلی*^۱ و رضا پهلوانی نژاد^۲

^۱* دانشگاه پیام‌نور مرکز بروجن، چهارم‌حال و بختیاری، ایران
^۲ سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

منطقه افیولیتی خوی در شمال‌باختری ایران واقع شده است. این پهنه دارای پی‌سنگ پرکامبرین است. پریدوتیت‌های تکتونیتی خوی به‌طور عمده از هارزبورژیت‌های کلینوپیروکسن‌دار تشکیل شده‌اند. این هارزبورژیت‌ها دارای بافت‌های پروتوگرانولار، پورفیروکلاستیک و انتقالی بوده، از الیوین (دارای Kink band)، ارتوپیروکسن (دارای خاموشی موجی و اکسولوشن کلینوپیروکسن)، اسپینل (به‌صورت Holly-Leaf و شکل‌دار) و کمتر از ۱۰ درصد کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. در این هارزبورژیت‌ها دو مرحله دگرسانی قابل مشاهده است. یک مرحله دگرسانی استاتیک و مرحله دیگر دگرسانی دینامیک است. این پریدوتیت‌ها باقی‌مانده ذوب‌بخشی لرزولیت‌های اسپینل‌دار هستند. پریدوتیت‌های تکتونیتی خوی در عناصر REE الگوهای U شکل را نشان می‌دهند. وجود این الگوها به احتمال زیاد مربوط به مراحل ذوب‌بخشی و مراحل بعد از ذوب‌بخشی از قبیل نفوذ ماگماهای فلسیک بعد از جاگیری افیولیت‌هاست.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، پریدوتیت‌های تکتونیک، خوی، عناصر نادر خاکی

مقدمه

منطقه افیولیتی خوی در شمال‌باختری ایران و در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی واقع شده است. این منطقه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی با عناوین مختلف معرفی شده، به‌طوری که نبوی (۱۳۵۵) آن را با عنوان پهنه البرز- آذربایجان معرفی نموده است. این پهنه دارای پی‌سنگ پرکامبرین است. مطالعات قبلی صورت گرفته بیانگر حضور تنها یک مجموعه افیولیتی

اعم از کالرد ملانژهای تکتونیک (Kamineneni and Mortimer, 1975) با مجموعه افیولیت‌های کرتاسه فوقانی است که تکتونیزه و دگرگونی (Hassanipak and Ghazi, 2000) هستند. مطالعات صورت‌گرفته توسط Khalatbari و همکاران (۲۰۰۳) نشان می‌دهد که دو مجموعه افیولیتی مجزا در منطقه خوی دیده می‌شود: (۱) مجموعه افیولیتی قدیمی دگرسانی با سن کرتاسه تحتانی که از قطعات تکتونیک بزرگ از

مجموعه افیولیتی خوی از بالا به پایین شامل سنگ آهک پلاژیک، چرت و رسوبات ولکانوسدیمنت (لایه ۱)، گدازه‌های بالشی (لایه ۲)، اپی‌دیوریت‌ها و گابروهای لایه‌ای (لایه ۳) و سنگ‌های الترامافیک کومولیت و تکتونیتی (لایه ۴) است. در این مجموعه افیولیتی دایک‌های صفحه‌ای مشاهده نمی‌شود.

سنگ‌های پریدوتیتی در نقشه خوی با روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور به‌صورت دو توده مجزا دیده می‌شوند. توده اول از روستای چوچوک شروع شده و به سمت شمال‌باختر توسعه یافته است و اغلب در ارتباط با گابروهای کومولیت است. توده دوم از باختر روستای خانقاه شروع شده و به سمت شمال‌باختر توسعه یافته و با مرز گسله در مجاورت سنگ‌های دگرگونی قرار گرفته است. به‌طور عمده، توده اول دارای بافت‌های کومولیتی و توده دوم دارای بافت‌های تکتونیتی است. این پژوهش به پتروگرافی و ژئوشیمی پریدوتیت‌های تکتونیتی مجموعه می‌پردازد.

روش انجام پژوهش

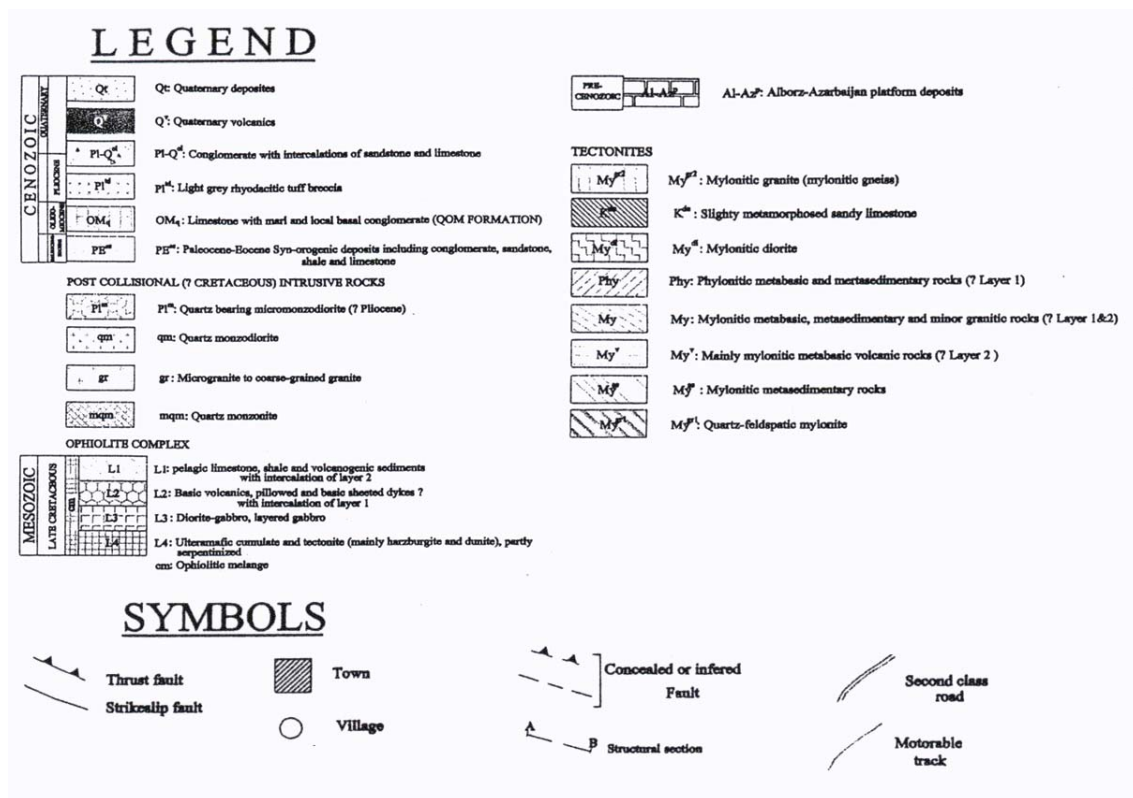
ابتدا با بررسی‌های صحرایی در مناطق خوی و دیزج، توالی و مرزهای سنگی افیولیت خوی بررسی شد. سپس با تمرکز بر روی پریدوتیت‌های مجموعه، از آنها نمونه‌برداری و مقاطع نازک تهیه شد.

بعد از بررسی‌های مقدماتی میکروسکوپی بر اساس شواهد بافتی محل دقیق رخنمون پریدوتیت‌های تکتونیتی مشخص شد و نمونه‌برداری‌های تکمیلی از آنها به عمل آمد. سپس ضمن مطالعات دقیق پتروگرافی، نمونه‌هایی برای آنالیز شیمیایی انتخاب شدند، تا به روش ICP-MS در دانشگاه جورجیای آمریکا تجزیه شوند.

تکتونیت‌های گوشته به‌همراه لنزها و دایک‌هایی از متاگابروها، آمفیبولیت‌ها و متادیاها تشکیل شده است. سنگ‌های مافیک این مجموعه در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده، تعیین سن کانی‌های دگرگونی به روش $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ، سنی معادل ژوراسیک تحتانی تا کرتاسه فوقانی را نشان می‌دهد. این قطعات افیولیتی تحول یافته به‌مقدار کمی همراه زون دگرگونی شرقی هستند.

(۲) کمپلکس غیردگرگونی جوان با سن کرتاسه فوقانی: این افیولیت نشان‌دهنده آخرین فعالیت پشته‌اقیانوسی در حوضه خوی است که بر روی سکوی قاره عربی و یا بخشی از آن فرورانده شده است. این مجموعه، سنی مشابه سایر افیولیت‌های معروف غرب ایران، ترکیه و عمان دارد که متعلق به هلال افیولیت به دور عربستان (Pre-Arabic ophiolitic crescent) است (Ricou, 1971). بنابراین، تمامی این افیولیت‌ها که فاقد دگرگونی ناحیه‌ای هستند، بعد از بازشدن اقیانوس نئوتتیس در پرمین فوقانی، با گسترش بستر این اقیانوس توسعه یافته و در طی کرتاسه فوقانی بر روی حاشیه جنوبی اقیانوس نئوتتیس (پلاتفرم عربی - آفریقایی) و یا بر روی خرده قاره‌های گندوانا که در طی زمان پرمین - تریاس از بلوک گندوانا جدا شده‌اند، رانده شده‌اند (Khalatbari et al., 2004).

افیولیت‌های مورد بحث ما متعلق به گروه دوم هستند که با سن کرتاسه فوقانی دارای ویژگی‌هایی است که مختص رشته‌های میان‌اقیانوسی با گسترش کم است. واحدهای سنگی موجود در منطقه خوی شامل نهشته‌های پلاتفرمی البرز - آذربایجان، مجموعه افیولیتی، سنگ‌های دگرگون شده (میلونیت)، نهشته‌های سنوزوئیک و سنگ‌های نفوذی است (شکل ۱).



شکل ۱- ادامه.

زمین شناسی منطقه

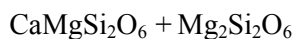
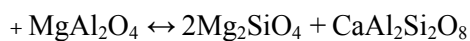
همکاران (۱۹۹۷) این نوارشدگی‌ها عموماً مربوط به گوشته اولیه ناهمگن هستند. پریدوتیت‌های تکتونیتی دارای بافت‌های میکروسکوپی متعددی هستند. این بافت‌ها توسط Mercier و همکاران (۱۹۷۵) طبقه‌بندی شده‌اند. بر این اساس، بافت‌های موجود در تکتونیت‌های منطقه خوی شامل بافت‌های پروتوگرانولار (Protogranular)، پورفیروکلاستیک (Transitional) (حدواسط) و انتقالی (Porphyroclastic) و انتقالی (Transitional) (حدواسط) بین بافت‌های پورفیروکلاستیک و هم‌بعد (Equigranular) هستند.

بافت پروتوگرانولار قدیمی‌ترین بافت پریدوتیت‌های تکتونیتی محسوب می‌شود. هارزبورژیت‌هایی که در منطقه مورد مطالعه دارای این بافت هستند، به‌طور عمده، شامل الیوین، انستاتیت و کمتر از ۱۰ درصد دیوپسید هستند. الیوین‌ها و انستاتیت‌ها درشت‌دانه

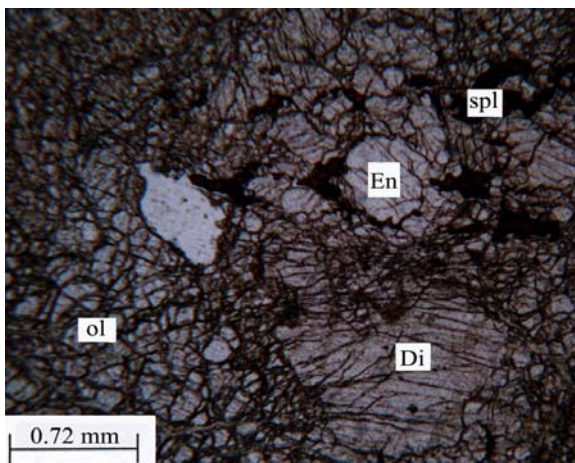
پریدوتیت‌های تکتونیتی مجموعه افیولیتی خوی به‌طور عمده از نوع هارزبورژیت هستند و به‌صورت گسله بر روی الترامیلونیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۲- الف). عملکرد درزه‌های هم‌بوغ (Conjugate joint) و ایجاد فرسایش کروی (Spherical weathering) به‌همراه هوازگی باعث ایجاد ساخت‌های قلوهای در این هارزبورژیت‌ها شده است. این سنگ‌ها در نمونه‌دستی، دانه‌ای و دارای کانی‌های نسبتاً درشت الیوین و ارتوپروکسن هستند (پهلوانی‌نژاد، ۱۳۸۰). در بخش‌هایی از ردیف پریدوتیت‌های تکتونیتی خوی (شمال‌باختر روستای خانقاه) نوارهای ترکیبی از هارزبورژیت، دونیت و پیروکسنیت مشاهده می‌شود (شکل ۲- ب). این‌گونه ساخت‌های نوری در تکتونیت‌های افیولیت عمان نیز قابل رؤیت است که به‌عقیده Idefonse و

دانه‌های ریز موزائیکی تبدیل شده‌اند. اسپینل عموماً به صورت کرمی شکل درون یا اطراف انستاتیت‌ها یا به صورت میان‌روزنه‌ای (Interstitial) بین دانه‌های پیروکسن باقی مانده است (شکل ۳). آنورتیت موجود در ماگمای بازیک هنگام عبور از گوشته با الیون آنها واکنش داده و رشد توأم مجموعه کانی‌های انستاتیت، دیوپسید و کرم اسپینل را موجب شده است (واکنش ۱). شایان ذکر است که بافت پروتوگرانولار فقط در پدیدوتیت‌های آلیپی تشکیل شده (Nicolas *et al*, 1971) و در مجموعه‌های افیولیتی زیادی گزارش شده است.

واکنش ۱:



اسپینل + دیوپسید + انستاتیت → الیون + آنورتیت



شکل ۳- هارزبورژیت‌های پروتوگرانولار که نشان‌دهنده تعادل اسپینل کرم‌دار، انستاتیت و دیوپسید است (PPL) (الیون=Ol، انستاتیت=En، اسپینل=Spl).

بافت پورفیروکلاستیک بر اثر افزایش جریان پلاستیک بر روی بافت پروتوگرانولار تشکیل می‌شود. هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه که دارای این بافت

بوده، در طول آنها یک ماکل ضعیف مکانیکی (Kink bands) ایجاد شده است. در بخش‌های پیرامونی انستاتیت‌ها، دیوپسید به صورت لکه‌ای مشاهده می‌شود.

(الف)



(ب)

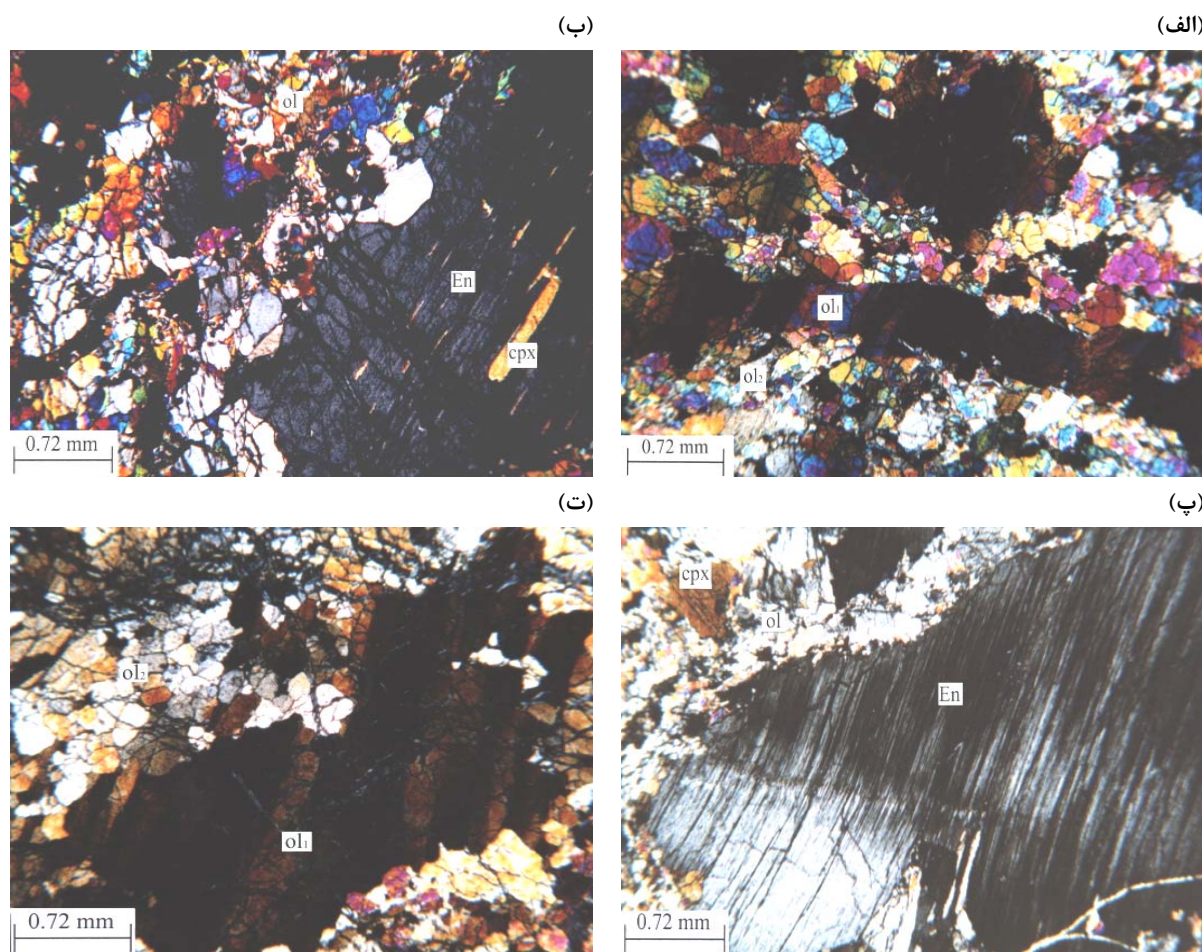


شکل ۲- الف) واحد هارزبورژیتی (لایه ۴ از مجموعه افیولیتی) که به صورت گسله بر روی الترامیلونیت‌های منطقه قرار گرفته است (شمال روستای روند)، ب) نوارهای ترکیبی از هارزبورژیت، پیروکسنیت و دونیت در واحد پدیدوتیت‌های تکتونیکی (شمال‌باختر روستای خانقاه).

اسپینل‌ها عموماً به صورت کرمی شکل اطراف انستاتیت‌ها یا بین انستاتیت‌ها و لکه‌های دیوپسید به وجود آمده‌اند. بر اثر تبلور مجدد، پیروکسن‌ها به صورت هم‌رشدی گرافیک (Graphic intergrowth) به

بزرگ و کشیده (پورفیروکلاست‌ها)، حاوی لغزش‌های درون بلوری و ماکل مکانیکی (Kink bands) است. بلورهایی که دارای لغزش‌های درون بلوری هستند بیشتر مربوط به تبلور همزمان یا بعد از تکتونیک بوده و بر اثر تغییر شکل‌های حرارت بالا به وجود آمده‌اند.

هستند، به‌طور عمده شامل الیوین، ارتوپیروکسن (انستاتیت) با اکسولوشن کلینوپیروکسن و اسپینل‌های قهوه‌ای (پیکوتیت) بی‌شکل (برگ راجی یا Holly Leaf) هستند (شکل ۴-الف). بافت پورفیروکلاستیک دارای دو گونه بلور الیوین و انستاتیت است. یک گونه از بلورها،



شکل ۴- (الف) هارزبورژیت تکتونیتی دارای انستاتیت با اکسولوشن کلینوپیروکسن، نئوبلاست‌های الیوین و اسپینل‌های بی‌شکل، (ب) و (پ) دو نسل الیوین (Ol₁) دارای ماکل مکانیکی و خاموشی موجی که حالت جریان‌یافتگی (Flow) و Ol₂، نئوبلاست‌های الیوین که برخی زوایای ۱۲۰ درجه نشان می‌دهند، (ت) هارزبورژیت پورفیروکلاستیک با انستاتیت‌های دارای ماکل مکانیکی و خاموشی موجی (XPL).

دگرشکل‌نشده، تبلور مجدد و تشکیل نئوبلاست‌های فاقد دگرشکلی می‌شود. تشکیل مجموعه ارتوپیروکسن+کلینوپیروکسن+اسپینل که در بالا شرح داده شد نیز خود گویای این حقیقت است که مذاب از

گونه دیگر، بلورهای پلی‌گونال و کوچک (نئوبلاست‌ها) هستند که لغزش‌های درون بلوری و ماکل مکانیکی ندارند. عبور مذاب‌های بازالتی از درون سنگ‌های گوشته موجب بازپخت بلورهای

در بافت انتقالی بقایای برخی از پورفیروکلاست‌ها وجود دارد که ممکن است موجب شوند این بافت با بافت پورفیروکلاستیک اشتباه شود. برای تشخیص این دو بافت از دو فاکتور زیر استفاده شد:

(۱) در پورفیروکلاست‌های باقی‌مانده در تیپ انتقالی، میان‌بارهای اسپینل خودشکل و کروی وجود داشت (شکل ۵-الف)، در صورتی که پورفیروکلاست‌های بافت پورفیروکلاستیک فاقد هر گونه میان‌بار اسپینل هستند (شکل ۵-ب). تفسیر این مطلب به این گونه است که در بافت انتقالی به‌علت افزایش تغییرشکل، بلورهای اطراف اسپینل‌ها رشد نموده و آن‌ها را به‌دام انداخته‌اند.

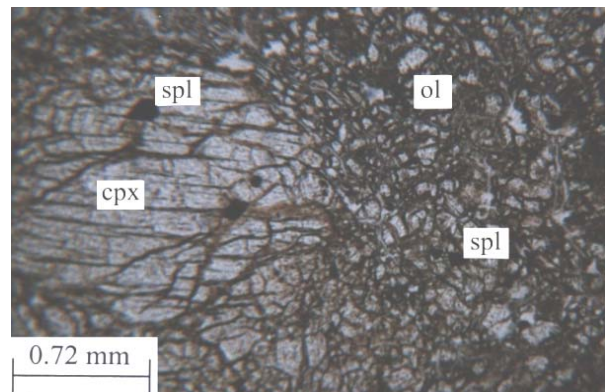
(۲) اسپینل‌ها در بافت انتقالی شکل‌دار و پراکنده بوده (شکل ۵-الف)، در صورتی که در بافت پورفیروکلاستیک اسپینل‌ها به‌صورت برگ راجی (Holly Leaf) هستند (شکل ۵-ب).

پریدوتیت‌های نوع هارزبورژیتی منطقه عمدتاً سالم بوده و فقط به میزان کمی سرپانتینیتی شده‌اند. در مناطق برشی سرپانتینیت‌ها توسعه زیادتری پیدا نموده‌اند (واکنش‌های آب‌گیری ساب‌سولیدوس بین آب، الیوین و پیروکسن ماگمایی باعث ایجاد سرپانتینیت‌ها می‌شوند). بلورهای گروه سرپانتین شامل آنتیگوریت، لیزاردیت و کریزوتیل هستند. عموماً آنتیگوریت‌ها در درجه حرارت‌های بالا (500°C - 250°C) پایداری بیشتری داشته، در صورتی که لیزاردیت و کریزوتیل در حرارت‌های پایین‌تر (250°C) دارای پایداری بیشتری هستند (Coulton, 1997). همچنین آنتیگوریت به‌طور مستقیم از دگرسانی الیوین ایجاد نمی‌شود، بلکه بر اثر قرار گرفتن سرپانتین‌های گروه لیزاردیت در زون‌های میلونیته شده بلور آنتیگوریت به‌وجود می‌آید.

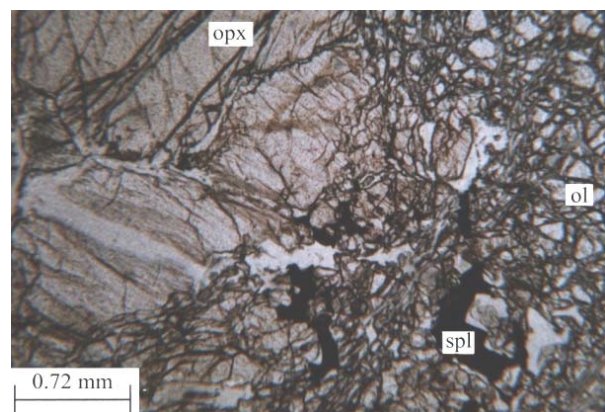
درون این سنگ‌ها عبور کرده و اثر دیگر آن تشکیل نئوبلاست است (شکل‌های ۴-ب، ۴-پ و ۴-ت). بافت هم‌بعد به‌وسیله تبلور مجدد بافت پورفیروکلاستیک توسعه پیدا می‌کند.

در هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی بافت هم‌بعد تیپیک مشاهده نشده است. با وجود این، بافتی در این تکتونیت‌ها قابل مشاهده است که حدواسط بافت پورفیروکلاستیک و هم‌بعد بوده، در اصطلاح بافت انتقالی نامیده می‌شود.

(الف)

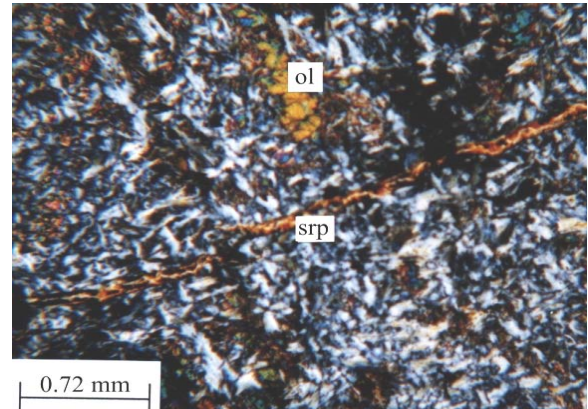


(ب)



شکل ۵-الف) هارزبورژیت دارای بافت انتقالی که در آن اسپینل‌ها خودشکل بوده و پورفیروکلاست‌های کلینوپیکروکسن واجد میان‌بار اسپینل هستند، (ب) هارزبورژیت پورفیروکلاستیک حاوی اسپینل‌های فاقد شکل (برگ راجی یا Holly Leaf) و پورفیروکلاست‌های ارتوپیکروکسن که فاقد میان‌بار اسپینل هستند (PPL) (اسپینل = Spl، ارتوپیکروکسن = Opx، الیوین = Ol).

(الف)



(ب)



شکل ۶- الف) سرپانتینیت که حاوی بلورهای آنتیگوریت، رگه کریزوتیل، بقایای الیوین و اکسید آهن است (XPL) (Ol = الیوین، Srp = سرپانتین)، ب) دایک رودنگیتی شده درون سرپانتینیت‌ها (مکان بین روستاهای زورآباد و آق‌باش).

دایک‌های دیابازی تکتونیزه و رودنگیتی شده به دایک‌های لیستونیتی که محتوی دولومیت، کوارتز، سرپانتین و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن هستند اشاره نموده‌اند. رودنگیتی شدن یک واکنش شیمیایی متاسوماتیک بین مجموعه بلورهای ماگماتیک سنگ‌های بازیگ و سیالات حاوی یون Ca^{+2} بوده که در مراحل سرپانتینی شدن به وجود آمده‌اند. بر اثر پدیده سرپانتینی شدن پتانسیل بالای از یون Ca^{+2} در سیالاتی که در حال تعادل با سرپانتینیت‌ها هستند، ایجاد می‌شود. واکنش متاسوماتیک یون H_2O و Ca^{+2} با دایک‌های بازیگ که به صورت بین‌لایه‌ای با سرپانتینیت‌ها قرار گرفته است، باعث ایجاد مجموعه‌های مختلف پاراژنزی کالک‌سیلیکات به خرج بلورهای ماگماتیک می‌شود و نهایتاً رودنگیت‌ها به وجود می‌آیند (Sabzehei, 2002). به طور عمده رودنگیت‌های منطقه دارای دو گروه پاراژنزی هستند: (۱) رودنگیت‌های گرانوبلاستی دارای پاراژنز گراسولار + اپیدوت + پرنهیت (شکل ۷-الف)؛ (۲) رودنگیت‌های گرانوبلاستی دارای پاراژنز هیدروگراسولار + اپیدوت + کلریت Mg دار (شکل ۷-ب). در هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی، دو پدیده سرپانتینی شدن و رودنگیتی شدن در ارتباط با یکدیگر بوده، به صورت دو مرحله متفاوت قابل تشخیص هستند: (۱) مرحله اول: سرپانتینی شدن حرارت پایین و ایجاد لیزاردیت و کریزوتیل همراه رودنگیت‌های گرانوبلاستی است. سرپانتینی شدن استاتیک مربوط به متامورفیسم کف اقیانوسی است و رودنگیتی شدن استاتیک که به صورت بافت‌های گرانوبلاستی ایجاد می‌شوند، در ارتباط با این گونه سرپانتین‌هاست (دگرسانی استاتیک) (Sabzehei, 2002) (شکل ۷-الف و ۷-ب)؛ (۲) مرحله دوم: تبدیل سرپانتین‌های حرارت پایین لیزاردیتی به سرپانتین‌های حرارت بالای آنتیگوریتی و ایجاد رگه‌های

آنتیگوریت‌های میلونیتی شده به وسیله تبلور مجدد و تغییر شکل سرپانتین‌های حرارت پایین (عموماً لیزاردیت) ایجاد می‌شوند و نمی‌توانند از سرپانتینی شدن درجه حرارت بالای یک پریدوتیت میلونیتی به وجود آیند (Coulton, 1997). سرپانتینیت‌های منطقه به طور عمده از نوع آنتیگوریت و رگه‌های کریزوتیل هستند (شکل ۶-الف). همچنین درون ردیف پریدوتیت‌های هارزبورژیتی منطقه یک سری دایک‌های بازیگ وجود دارند که به رودنگیت تبدیل شده‌اند (شکل ۶-ب). Khalathbari و همکاران (۲۰۰۴) علاوه بر وجود چنین

پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن هستند. وجود پدیده‌های ذکر شده در هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستیک خوی می‌تواند دلیلی بر توسعه این پریدوتیت‌ها در شرایط لیتوسفری باشد. در نمونه‌های بدون تجزیه، همبری‌های بین اسپینل‌های قهوه‌ای و الیون یا پیروکسن به صورت قاطع و بدون هیچ محصول واکنشی است (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). این مطلب نشان‌دهنده تعادل حرارت بالا در میدان Al زیاد است (O'Hara, 1968; Anastasiou *et al.*, 1972). همچنین وجود این‌گونه همبری‌ها نشان می‌دهد که این تکتونیت‌ها (هارزبورژیت‌های اسپینل‌دار) در میدان پایداری لرزولیت‌های اسپینل‌دار توسعه پیدا نموده‌اند. به عبارت دیگر، هارزبورژیت‌های تکتونیتی مجموعه افیولیتی خوی باقی‌مانده‌های ذوب لرزولیت‌های اسپینل‌دار هستند. بر اساس نمودار P-T لرزولیت‌ها (شکل ۸)، به احتمال زیاد هارزبورژیت‌های اسپینل‌دار تکتونیتی خوی به علت عدم حضور فازهای Al دار دیگر، از قبیل گارنت و پلاژیوکلاز، در شرایط مشابه نقطه B این نمودار (شکل ۸) ایجاد شده‌اند.

ژئوشیمی

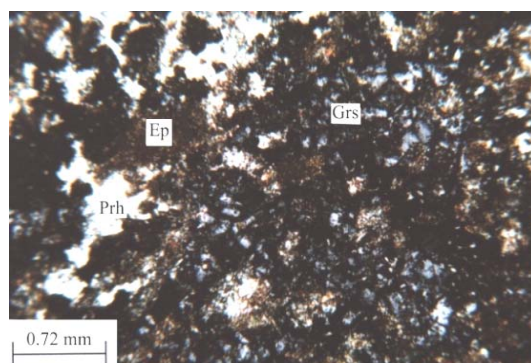
بر اساس نمودارهای عنکبوتی، هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی نسبت به گوشته اولیه، بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و کندریت‌ها عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۹).

جدول ۱- داده‌های REE مربوط به هارزبورژیت‌های تکتونیتی

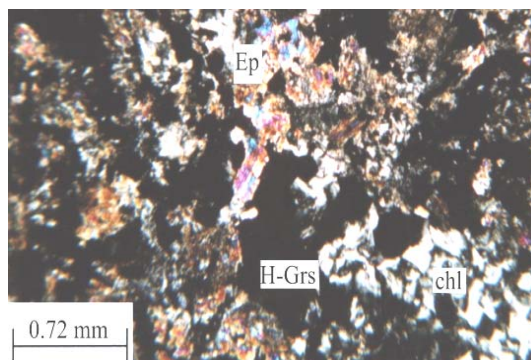
Sample	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
Kh-20	0.24	0.93	0.72	0.02	-	0.02	0.31	0.08	0.24	0.05
Kh-21	0.29	0.79	0.63	0.02	-	0.04	0.34	0.08	0.32	-
Kh-22	0.23	0.65	0.63	0.03	-	0.01	0.21	0.1	0.45	0.04

رودینگیتی است. سرپانتینی شدن دینامیکی که به صورت چند فازی است، مربوط به جایگیری افیولیت‌هاست و در زون‌های برشی در زمان جایگیری افیولیت‌ها ایجاد شده است و با این نوع رودینگیت‌ها در ارتباط است (دگرسانی دینامیک) (Sabzehei, 2002).

(الف)



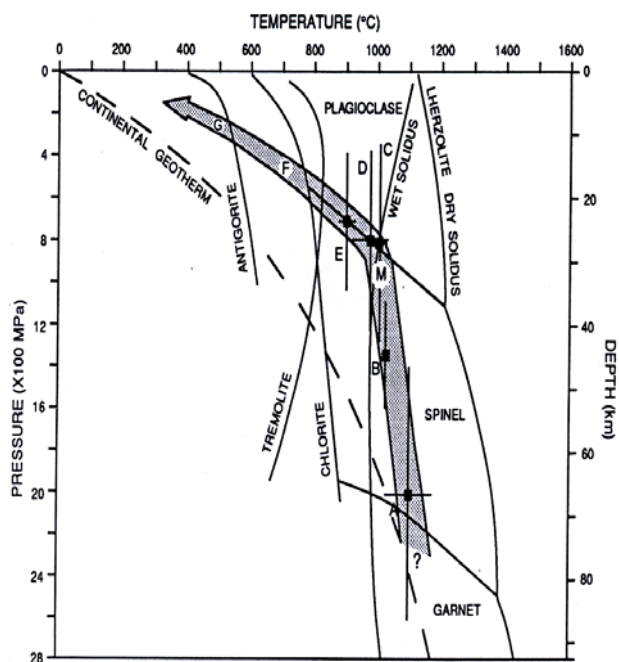
(ب)



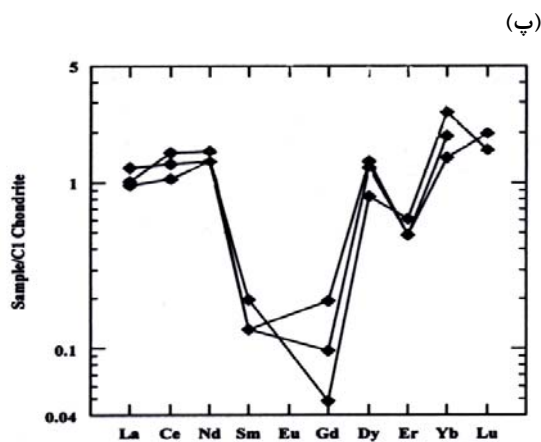
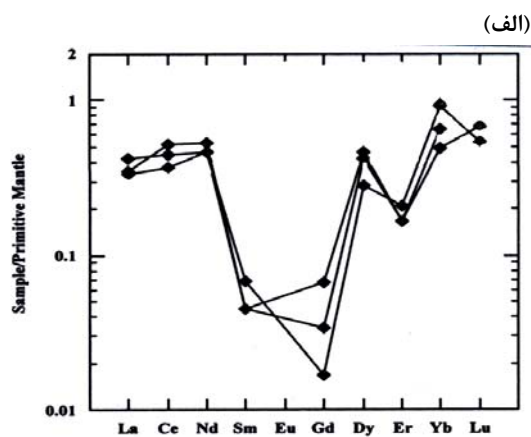
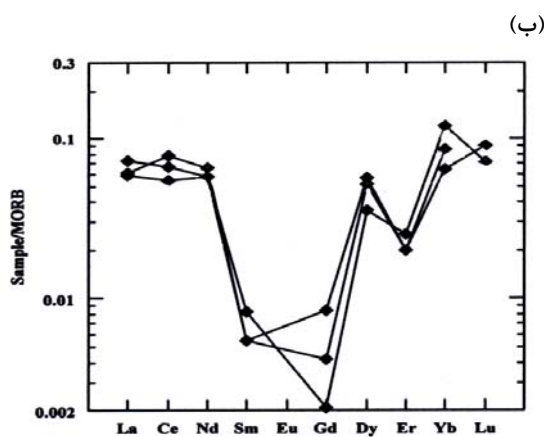
شکل ۷- الف) رودنگیت گرانوبلاستی حاوی گراسولار + اپیدوت + پرهنیت، ب) رودنگیت گرانوبلاستی حاوی هیدروگراسولار + اپیدوت + کلریت Mg دار (Ep = اپیدوت، Chl = کلریت، H-Grs = هیدروگراسولار، Prh = پرهنیت، Grs = گراسولار) (XPL).

شرایط T-P پریدوتیت‌های تکتونیتی

به عقیده Ildefonse و همکاران (۱۹۹۷) بافت‌های پورفیروکلاستیک در پریدوتیت‌های تکتونیتی شرایط لیتوسفری (۸۰۰-۱۰۰۰°C) را نشان می‌دهند. در شرایط لیتوسفری دانه‌های الیون دارای کشیدگی، مرزهای ساب‌گرین فراوان (وجود ماکل مکانیکی) و تیغه‌های اکسولوشن کلینوپروکسن درون



شکل ۸- نمودار P-T لرزولیت‌ها. اساس این نمودار، داده‌های ترمومترهای Seck و Sachtleben (۱۹۸۱) و داده‌های بارومتری Nicolaset و Mercier (۱۹۷۵) است. (A) تبلور مجدد لرزولیت‌های گرانولار، (B) پریدوتیت‌های اسپینل‌دار تکتونیتی، (C) پریدوتیت‌های پلاژیوکلزدار، (D) تکتونیت‌های میلونیتی پلاژیوکلزدار، (E) پریدوتیت‌های میلونیتی هورنبلنددار، (F) پریدوتیت‌های میلونیتی کلریت‌دار، (G) سرپانتینیت‌های میلونیتی. نقطه M مربوط به ذوب‌بخشی فشار پایین است (Hoogerduijn Strating et al., 1993).



شکل ۹- نمودارهای عنکبوتی هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی که نسبت به (الف) گوشته اولیه، (ب) بازالت‌های میان‌اقیانوسی، و (پ) کندریت‌ها، عادی‌سازی شده‌اند.

LREEها شده است. به عبارت دیگر، عملکرد فازهای ماگمایی و متاسوماتیسم ترشیری در شمال غرب ایران به صورت جایگزینی توده‌های نفوذی یا ساب‌ولکانیکی فلسیک-حدواسط در زون آمیزه رنگی یا مجموعه افیولیتی باعث افزایش عناصر LILE و گاه LREEها شده است؛ به‌ویژه آن که شواهد متاسوماتیسم در منطقه سرو - خوی به صورت توده‌های نفوذی گرانیتی (کرتاسه پسین - پالئوسن)، میکروگرانودیوریت‌ها و گنبد‌های داسیتی (پلیوسن) مشاهده می‌شود.

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات صورت گرفته می‌توان اثبات کرد که پریدوتیت‌های هارزبورژیتی خوی دارای فابریک‌های تکتونیتی و الگوهای U شکل در عناصر REE هستند. نتایج به دست آمده دلیلی بر گوشته‌ای بودن این پریدوتیت هاست.

همچنین با توجه به دلایل بحث شده در متن، شرایط T-P این هارزبورژیت‌ها به گونه‌ای است که نشان می‌دهد آنها در میدان پایداری لرزولیت‌های اسپینل دار توسعه پیدا کرده‌اند.

با استناد به مطالب ذکر شده می‌توان گفت افیولیت خوی دارای مقطع گوشته‌ای با ترکیب هارزبورژیت بوده که به وسیله درجه بالای ذوب بخشی لزولیت‌های اسپینل دار تهی شده است.

سپاسگزاری

با تشکر از آقایان دکتر محمدهاشم امامی، دکتر سبزه‌یی، دکتر حسنی‌پاک، دکتر قاضی و دکتر بابایی، به دلیل راهنمایی‌های مفیدشان و ارسال نتایج ژئوشیمیایی که به روش ICP-MS در دانشگاه جورجیای آمریکا انجام داده‌اند.

در این پریدوتیت‌ها عناصر (Sm-Eu-Gd) MREE نسبت به HREEها و LREEها تهی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. این مطلب باعث پیدایش الگوهای U شکل در عناصر REE این پریدوتیت‌ها شده است. وجود الگوهای U شکل که در پریدوتیت‌های تکتونیتی مختلف گزارش شده، توسط محققان تفسیر شده که به ذکر سه مورد از آنها پرداخته می‌شود:

(۱) آنومالی منفی MREEها در هارزبورژیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بازمانده‌های ذوب بخشی هستند (Prinzhofer *et al.*, 1985).

(۲) عناصر LREE در گوشته نسبت به HREE بسیار ناسازگارتر بوده، بر اثر ذوب بخشی میزان LREEها در بازمانده‌های ذوب (هارزبورژیت‌ها) تهی می‌شوند. این پدیده شیب مثبت در الگوی REEهای بازمانده‌ها ایجاد می‌نماید (Downes, 2001).

(۳) ایجاد الگوهای U شکل در بازمانده‌های ذوب در ارتباط با نوع ذوب بخشی و یا مراحل بعد از آن از قبیل دگرسانی، متاسوماتیسم و یا ورود یک ماگمای سیلیکاته (Prinzhofer *et al.*, 1985).

در حقیقت، ابتدا بر اثر ذوب بخشی، الگوهای REE با شیب مثبت ایجاد شده، سپس تأثیر مراحل ثانویه از قبیل دگرسانی، متاسوماتیسم یا تله مذاب باعث غنی‌شدگی در LREE می‌شود. با توجه به مطالب گفته شده وجود الگوهای U شکل در تکتونیت‌های خوی را طی دو مرحله می‌توان توجیه نمود:

(۱) به علت ناسازگاری بیشتر عناصر LREE نسبت به HREEها، در مراحل ذوب بخشی گوشته بالایی، بازمانده ذوب از عناصر LREE تهی شده، در این مرحله الگوی REEها در بازمانده‌ها دارای شیب مثبت می‌شود.

(۲) در مرحله بعد رورانس لیتوسفر اقیانوسی مزوزوئیک بر روی لیتوسفر قاره‌ای باعث افزایش میزان

منابع

- امینی، ب. و رادفر، ج. (۱۳۷۶) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- پهلوان‌نژاد، ر. (۱۳۸۰) بررسی پتروولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های منطقه خوی. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، پژوهشکده علوم‌زمین، تهران، ایران.
- نبوی، م. (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران.
- نوروزی، م. (۱۳۷۹) بررسی ویژگی‌های ساختاری پهنه‌های برش نرم و ترد در گستره خوی. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، پژوهشکده علوم‌زمین، تهران، ایران.
- Anastasiou, P. and Seifert, F. (1972) Solid solubility of Al_2O_3 in enstatite at high temperature and 1-5 kb water pressure. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 34: 272-287.
- Boudier, F. and Nicolas, A. (1985) Harzburgite and Iherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and planetary science letters* 76: 84-92
- Coulton, A. J. (1997) Serpentinite mylonites from an ophiolite (Fault – Related Rocks): A photographic atlas. *Snoke, Tullis and Todd* 408-411.
- Downes, H. (2001) Formation and modification of the shallow sub – continental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and Central Europe. *Journal of petrology* 42: 233-250.
- Hassanipak, A. A. and Mohamad Ghazi, A. (2000) Petrology, geochemistry and tectonite setting of the Khoy ophiolite, North west Iran: implication for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Science Elsevier* 18: 109-121.
- Hoogerduijn strating, E. H., Rampone, E., and Piccardo, G. B., Drury, M. R. and Vissers, R. L. M (1993) Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri massif, NW Italy). *Journal of petrology* 34: 901-927.
- Ildefonse, B., Boudier, F. and Nicolas, A. (1997) Asthenospheric deformation in ophiolitic peridotite (Fault – Related Rocks): A photographic atlas. *Snoke, Tullis and Todd* 588-589.
- Ildefonse, B., Boudier, F. and Nicolas, A. (1997) Lithospheric deformation in ophiolitic peridotite (Fault – Related Rocks): A photographic atlas. *Snoke, Tullis and Todd* 590-593.
- Kamineni, D. C. and Mortimer, C. (1975) The structural environment of Khoy region, NW Iran. *International Journal Earth Science* 64: 831-835.
- Khalatbari, M., Juteau, T., Bellon, H., whitechurch, H., Cotton, J. and Emami, H. (2003) Discovery of two ophiolitic complex of different ages in the Khoy area (NW Iran). *Geodynamics* 335: 917-929.
- Khalatbari, M., Juteau, T., Bellon, H., whitechurch, H., Cotton, J. and Emami, H. (2004) New geological and geochemical investigation on thee Khoy ophiolites and related formation NW Iran. *Journal of Asian Earth Science* 23: 507-533.
- Mercier, C. J. and Nicolas, A. (1975) Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of petrology* 16: 454-487.
- Nicolas, A., Bouchez, L., Boudier, F. and Mercier, C. J. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid-state flow in some European Iherzolites. *Tectonophysics* 12: 55-86.
- O'Hara, M. J. (1968) The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Journal of Asian Earth Science* 4: 69-133.
- Prinzhofer, A. and Allegre, C. J. (1985) Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. *Earth and planetary science letters* 74: 251-265.
- Ricou, L. E. (1971) Lacroissant ophiolitique pri-arabe: un ceinture de nappes au Cretace superieur. *Rev. Giogr. Phys. Geol. Dyn* 13: 327-50.
- Sabzehei, M. (2003) Rodengitization of Iran basic rocks: A new interpretation. *Jour of sciences Islamic Republic of Iran* 13:155-160.
- Sachtleben, T. and Seek, H. A. (1981) Chemical control of Al solubility in orthopyroxene and its implications. on pyroxene geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78:157-165.
- Schandle, E. S., O'Hanley, D. S. and Wicks, F. J. (1990) Fluid inclusions in rodingites: A geothermometer for serpentinization. *Economic Geology* 85: 1273-1276.

Tectonite peridotites studies of Khoy ophiolite

Khadijeh Khalili*¹ and Reza Pahlevaninjad²

¹Department of Geology, Payam-e-Nour University of Borojen, Chaharmahal and Bakhtiari, Iran

²Regional Water Organization, Isfahan, Iran

Abstract

The Khoy ophiolite with Precambrian basement rock is located in north western of Iran. The tectonite peridotites are most formed by clinopyroxene harzburgites. These harzburgites characterized by protogranular, porphyroclastic and transformation textures, and composed of olivine (with kink band), orthopyroxene (with wavy extinction and exsolution clinopyroxene), spinel (like Holly – Leaf and shaped) and less than 10% of clinopyroxene. Two stages of alteration occur in these rocks, including static and dynamic. These peridotites are partial melting residual of spinel lherzolites. The Khoy tectonite peridotites show the U-form pattern in the REEs. These patterns are probably related to the partial melting procedures and the process following the partial melting such as influence of felsic magmas after emplacement of ophiolites.

Key words: Ophiolite, Tectonic peridotites, Khoy, REE