

بررسی کانی‌شناسی، روابط بافتی و ترکیب شیمیایی کانی‌ها در متاپریدوتیت‌های منطقه‌ی نقده، استان آذربایجان غربی

رباب حاجی علی اوغلی*

دانشگاه تبریز، گروه زمین‌شناسی، کد پستی ۵۱۶۶۴

(دریافت مقاله: ۸۹/۲/۲۳، نسخه نهایی: ۸۹/۵/۱۸)

چکیده: سنگ‌های دگرگون نقده در استان آذربایجان غربی، در انتهایی‌ترین بخش شمال غربی زون سنندج سیرجان واقع شده‌اند. انواع اصلی سنگ‌های دگرگون در این منطقه شامل آمفیبولیت‌ها، شیست‌های سبز، مرمرها و متاپریدوتیت‌هاست. سنگ‌های متاپریدوتیت بر اساس درجه‌ی سرپانتینیزاسیون [سرپانتینی شدن] در دو گروه متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌ها رده‌بندی می‌شوند. ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، الیوین و اسپینل بقایای کانی‌های آذرین در متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده‌اند. ترکیب ارتوپیروکسن به صورت $(Ca_{0.03-0.06} Mg_{1.68-1.69} Fe^{2+}_{0.17-0.18} Cr_{0.02} Al_{0.07-0.09})M (Al_{0.02-0.05} Si_{1.95-1.98})TO_6$ است. فرمول شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن تجزیه شده به صورت $Di_{96-98} Hd_{1.0-3.0} Ae_{0.0-1.0}$ است. ترکیب شیمیایی الیوین در نمونه‌های تجزیه شده به‌طور قابل ملاحظه‌ای یکنواخت است ($Fo_{86.50} Fa_{13.50}$). بر اساس شواهد کانی‌شناسی و بافتی، پروتولیت متاپریدوتیت‌های نقده از نوع لرزولیت و کمتر هارزبورژیت و دونیت ارزیابی می‌شود. چند ریختی‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌ها با استفاده از ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی شناسایی شدند. بر این اساس چندریختی‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های با دمای پائین‌تر از نوع کریزوتیل و لیزاردیت‌اند که به صورت پاراژنز با کانی‌های تالک و کلسیت/مگنیزیت یافت می‌شوند. طی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده، چند ریختی‌های کریزوتیل و لیزاردیت ناپایدار شده و آنتی گوریت به صورت همزیست با ترمولیت/آکتینولیت و کلینوکلر در متاپریدوتیت‌های با دمای بالاتر ظاهر شده‌اند. شکل‌گیری دگرگونی در متاپریدوتیت‌های نقده را می‌توان در دو مرحله بررسی کرد (۱) مرحله‌ی دگر نهادی در حضور شاره‌های آبدار در درجه‌ی دگرگونی پائین ($T < 280^\circ C$) و (۲) دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده در ابتدای رخساره آمفیبولیت ($P \sim 7 \text{ kbar}$) و $500^\circ C$. با در نظر گرفتن برونزد سنگ‌های دگرگون نقده در راستای شمال غربی زون سنندج-سیرجان شاید بتوان دگرگونی پیشرونده در سنگ‌های پریدوتیت نقده را مشابه دگرگونی‌های زون سنندج سیرجان وابسته به بسته شدن و برخورد نهایی قاره‌ای نئوتتیس در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: متاپریدوتیت؛ سرپانتین؛ نقده؛ زون سنندج-سیرجان؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

ترکیه، یونان و شرق اروپا) وابسته می‌سازند. این کمربند دارای چند رشته است و هر رشته ویژگی‌های متفاوتی دارد. با توجه به قدمت رسوب‌های اقیانوسی همراه، و زمان دگرریختی و دگرشکلی آن‌ها، این افیولیت‌ها در دو گروه افیولیت‌های پالئوتتیس و افیولیت‌های نئوتتیس رده‌بندی می‌شوند.

افیولیت‌های ایران، بخشی از کمربند افیولیتی تتیسی خاورمیانه‌اند که به علت موقعیت جغرافیایی خاص خود، افیولیت‌های خاورمیانه (Hellenides-Dinarides) و آسیا (پاکستان و تبت) را به مدیترانه و Troodos Carpathian،

* نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۹۲۶۲۳ (۰۴۱۱)، نمابر: ۳۳۵۶۰۲۹ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: r_hajialioghli@yahoo.co.uk

آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

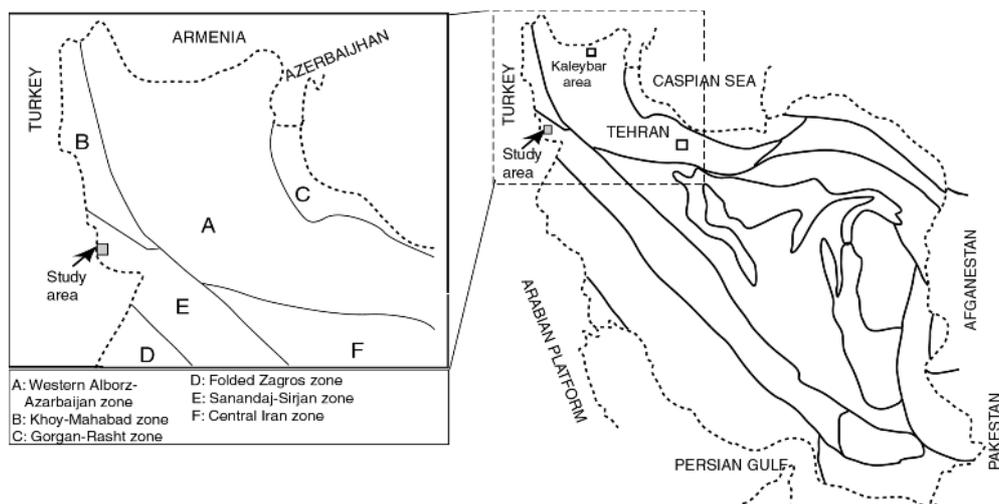
زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در طول‌های جغرافیایی 45° - $45^{\circ}10'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}43'$ - $36^{\circ}55'$ شمالی، در شمال‌غرب ایران در استان آذربایجان غربی واقع شده است. این منطقه از دیدگاه ساختاری و رسوبی ایران [۸]، بخشی از زون دگرگون سنندج-سیرجان در نظر گرفته شده است (شکل ۱). افتخارنژاد [۹] با در نظر گرفتن این منطقه در بخش غربی شکستگی مهم زرينه رود-ارومیه، آن را بخشی از زون همدان-ارومیه معرفی می‌کند. در این منطقه انواع سنگ‌های دگرگون و رسوبی در گستره‌ای بسیار گسترده رخمون دارند و نفوذ توده‌های آذرین باعث دگرگون مجاورتی سنگ‌های دربرگیرنده شده است. سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای با ترکیب آمفیبولیت و به مقدار کمتری شیست و مرمر در منطقه رخمون دارند. رخمون‌های پراکنده مشابه این سنگ‌های دگرگون در شمال منطقه نیز دیده می‌شوند که ادامه‌ی این دگرگونی‌ها به سمت شمال تا اشنویه ادامه دارد. سن این دگرگونی‌ها مشخص نیست و از نظر ترکیب سنگ‌شناسی شامل واحدهای زیرند:

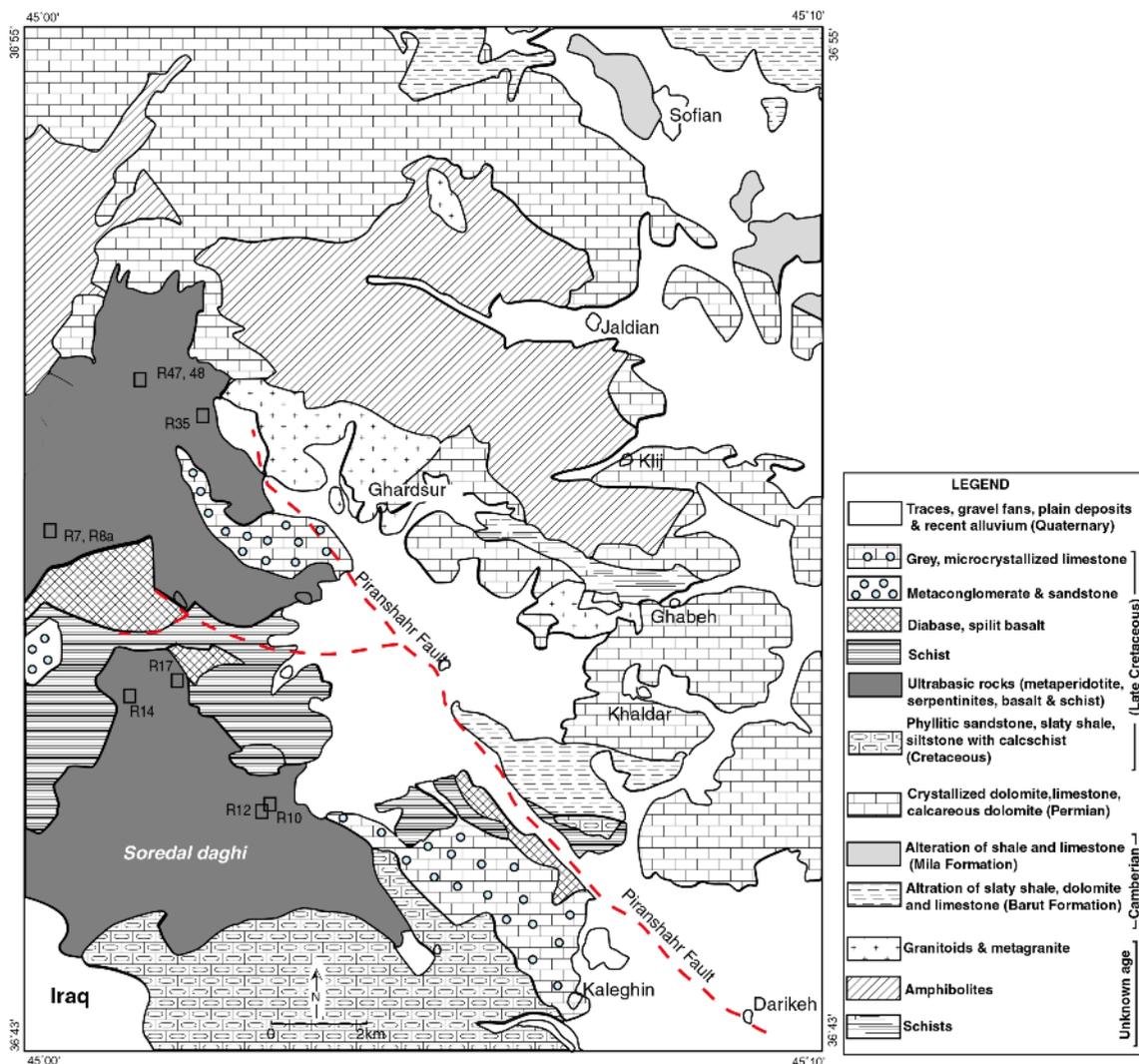
الف) آمفیبولیت: این واحد در برگیرنده‌ی آمفیبولیت همراه با مقادیر کم شیست سبز است که در غرب روستای جلدیان (شکل ۲) در سطحی گسترده به رنگ سبز تیره تا سیاه رخمون دارد. این واحد با توده‌ی نفوذی و نیز رگه‌های سیلیسی فراوان قطع شده است. به استثنای لایه‌بندی ضعیف در شیست‌ها، لایه بندی خاصی در آمفیبولیت‌ها دیده نمی‌شود. خدابنده [۱۰]، این آمفیبولیت‌ها را با گدازه‌های بازی دنباله‌ی افیولیتی با خاستگاه دیابازی در نظر گرفته است.

بررسی‌های انجام شده در شمال و شمال‌شرق ایران در دامنه‌ی رشته کوه‌های البرز (جنوب رشت و مشهد) [۱] بقایای اقیانوسی پالئوتتیس را تایید می‌کنند. افیولیت‌های پالئوتتیس از نظر فراوانی کمتر از آثار باقیمانده از اقیانوس نئوتتیس هستند [۳،۲]. از آثار باقیمانده از افیولیت‌های نئوتتیس در ایران، می‌توان به افیولیت‌های زاگرس (کرمانشاه در شمال‌غرب ایران تا عمان در جنوب‌شرق ایران)، شرق ایران و ایران مرکزی (بلوچستان، سبزواری، نایین) و غرب دریاچه‌ی ارومیه (افیولیت-های خوی-ماکو) اشاره کرد. افیولیت‌های شمال ایران در جنوب دریای خزر نیز باقی مانده‌هایی از نئوتتیس هستند [۴]. افیولیت‌های نوار داخلی ایران، افیولیت‌های خوی و ملائزهای منطقه‌ی شبلی تبریز در شمال‌غرب ایران، حوضه‌های کششی پشت قوسی وابسته به بافرورانش نئوتتیس و یا حوضه‌های کششی وابسته به گسله‌ی درون قاره‌ای در نظر گرفته شده‌اند [۵]. بر اساس بررسی‌های [۷،۶]، در طول نئوتتیس در زاگرس دو زون فرورانشی یکی نزدیک به ساحل عربستان (سیستم جزایر قوسی) و دیگری نزدیک به ساحل ایران (سیستم حاشیه-ی قاره) در حال فعالیت بوده‌اند. بنابراین نظریه، کمربندهای افیولیتی زاگرس (محدود به گسل رانده‌ی زاگرس) و سنندج-سیرجان (در راستای مرز شمال‌شرقی زون سنندج-سیرجان) به ترتیب به این دو زون فرورانشی از اقیانوس نئوتتیس وابسته‌اند.

سنگ‌های متاپریدوتیتی نرده در انتهای‌ترین بخش شاخه-ی شمال‌غربی زون سنندج-سیرجان واقع شده است. در این پژوهش، کانی‌شناسی، روابط بافتی و ترکیب شیمیایی کانی‌ها در متاپریدوتیت‌ها، بررسی شده و شکل‌گیری‌های دگرگونی



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی بر اساس تقسیم‌بندی [۸].



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی نقده (اقتباس از [۱۰]).

و سرپانتینیت‌ها، اصلی‌ترین انواع سنگ‌های اولترامافیک و دگرگون در منطقه‌ی مورد بررسی را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های سرپانتینیت در منطقه‌ی مورد بررسی دارای تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا قهوه‌ای کم رنگ و سبز تیره تا سبز کم رنگ هستند. ساختار سرپانتینیت‌ها به‌طور چشم‌گیری از نوع توده‌ای و دارای ساختار برگ واره‌ای است. کانی‌های تیره به‌صورت شکل‌دار و در اندازه‌ی چند میلی‌متر در نمونه‌های دستی سرپانتینیت‌ها قابل شناسایی‌اند.

سنگ‌های اکتینولیتیت به‌صورت توده‌های کوچک همراه با متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌ها مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها کاملاً تیره رنگ‌اند و اکتینولیت‌های سوزنی بیشتر از ۹۵٪ حجمی آن‌ها را تشکیل داده‌اند. این سنگ‌ها احتمالاً از دگرگونی سنگ‌های پیروکسنیت تشکیل شده‌اند.

(ب) شیست: این واحد متشکل از تناوبی از سنگ‌های شیست سبز و آمفیبولیت است.

(ج) مرمر: این سنگ‌ها درشت بلور به‌رنگ سفید و کمتر خاکستری بوده و عموماً درون سنگ‌های آمفیبولیتی دگرگون دیده می‌شوند.

مجموعه‌ی درهم افیولیتی-رسوبی به‌صورت نسبتاً گسترده-ای در منطقه‌ی مورد بررسی رخمون دارند. جای‌گیری سنگ‌های متااولترامافیک به‌صورت زمین‌ساختی و در راستای گسل‌ها انجام شده است. سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی این مجموعه‌ی درهم، شامل سنگ‌های متااولترابازی، متادیاباز، متابازالت، شیست‌های سبز و بیوتیت شیست همراه با سنگ‌های رسوبی نواحی دریایی ژرف (چرت‌های رادیولاریتی و آهک‌های لایه‌ای پلاژیک) است. متاپریدوتیت‌های سرپانتینیزه [سرپانتینیده] شده

[۱۱] محاسبه شد. داده‌های حاصل از ریز پردازش کانی‌ها را در جدول ۱ نشان داده‌ایم. علائم اختصاری کانی‌ها از [۱۲] است.

بحث و بررسی

سنگ‌شناسی

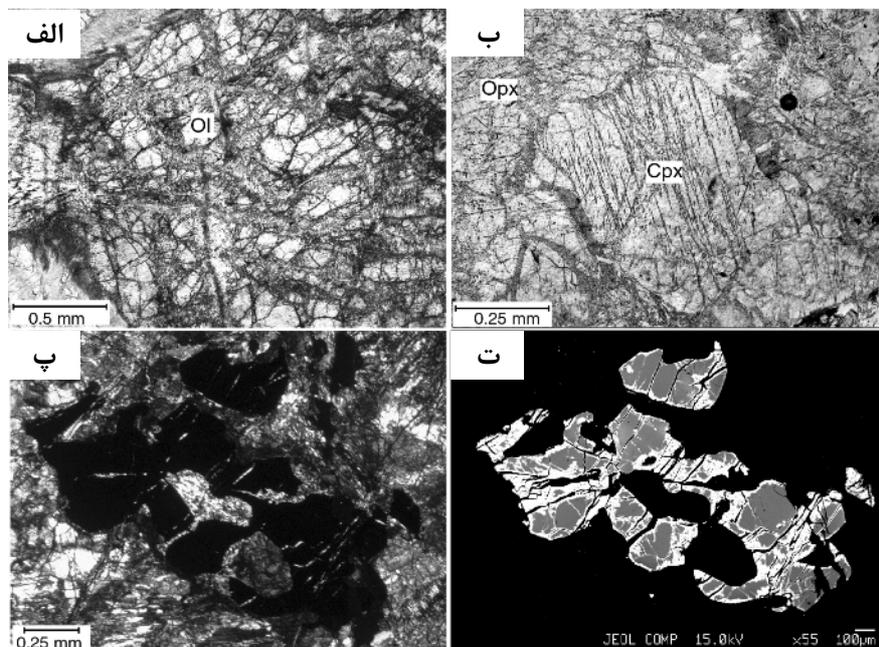
چند ریختی‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های نرده

چند ریختی‌های سرپانتینی (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی گوریت) با فازهای فرعی بروسیت، مگنتیت و سیلیکات‌های Mg و Ca-Al دار (مثل ترمولیت) از کانی‌های دگرگون مهم در متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌ها هستند. کریزوتیل و لیزاردیت به‌عنوان اولین کانی‌ها طی تبدیل کانی-های آهن و منیزومدار سنگ‌های اولترامافیک به سرپانتین، احتمالاً در شرایط دگرسانی تشکیل شده‌اند. آنتی گوریت در ریخت با دمای بالا بوده و با افزایش دما در شرایط دگرگونی شیست سبز ظاهر می‌شود (شکل ۷). آنتی گوریت در سرپانتینیت‌ها می‌تواند تا رخساره‌ی آمفیبولیت پایدار بماند. کریزوتیل به‌صورت رشته‌ای با رنگ تداخلی زرد مشخص می‌شود. لیزاردیت با قدرت دو شکستی ضعیف، و آنتی گوریت از بلورهای صفحه‌ای شکل آن تشخیص داده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۴).

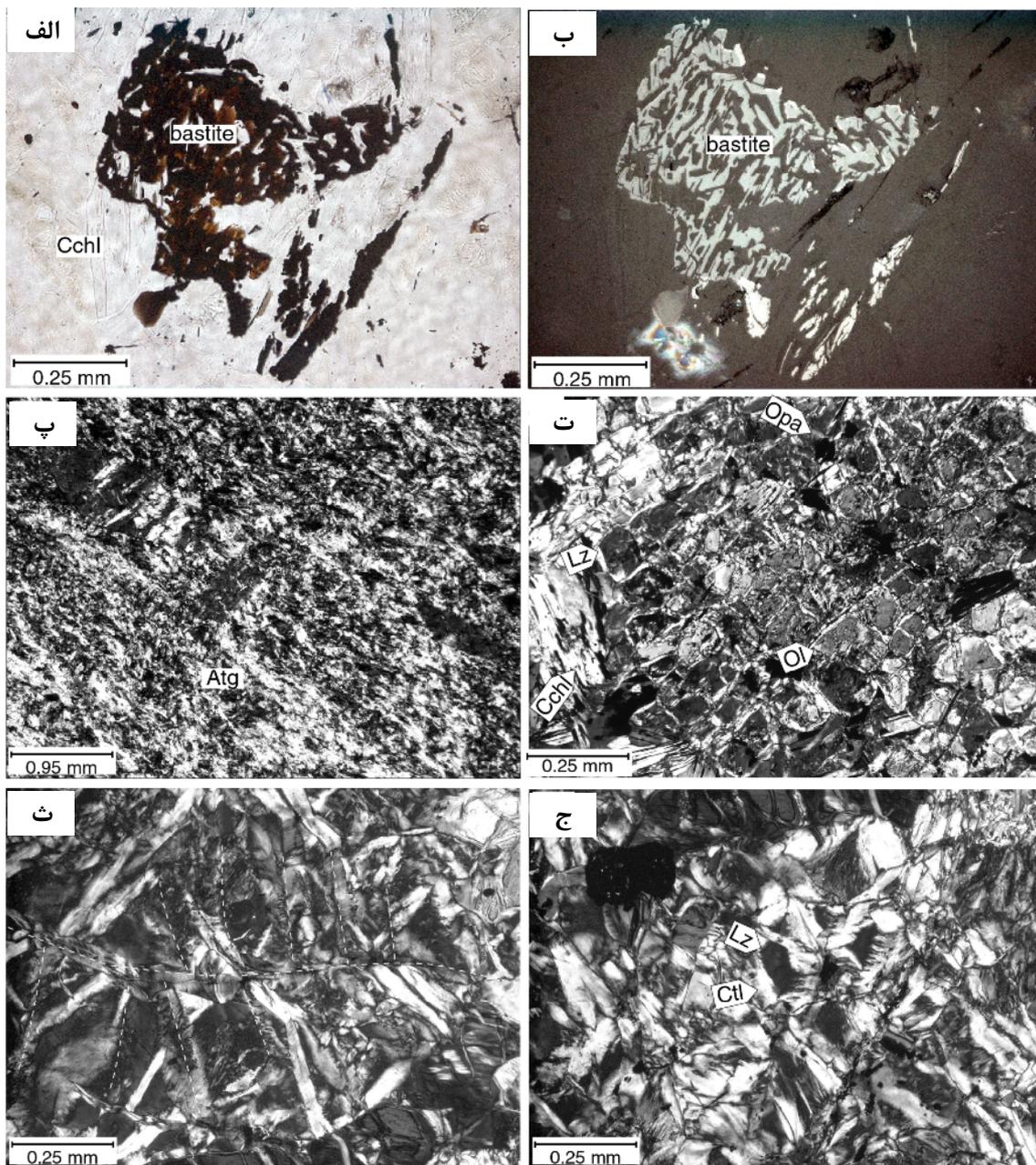
بقایای بافتی سنگ آذرین اولیه به‌صورت درشت دانه با کانی-های تشکیل دهنده تا اندازه‌ی ۱ سانتی‌متر در آن‌ها مشاهده می‌شود. سنگ‌های متادابازی، در برگرنده‌ی مجموعه‌ای در هم از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازی تا متوسط است که با تشکیل اپیدوت به رنگ سبز درآمده‌اند و در حد رخساره‌ی شیست سبز دگرگون شده‌اند. [۱۰] ترکیب این سنگ‌ها در گستره‌ی اسپیلیت، پیروکسن بازالت و بازالت پورفیری دگرسان شده در نظر گرفته است.

روش بررسی

روابط بافتی و سنگ‌شناسی در انواع سنگ‌های متاولترامافیک شامل سرپانتینیت و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مورد بررسی قرار گرفتند. ترکیب شیمیایی کانی‌ها در نمونه‌های معرف سنگ‌های متاپریدوتیت که روابط بافتی و کانی‌شناسی آن قبلاً با بررسی‌های سنگ‌شناسی مشخص شده بود با ریز پردازنده‌ی مدل GEOL-JXA-8200 دانشگاه برلین آلمان با ولتاژ ۱۵ kV، شدت جریان ۲۰-۱۰ nA بررسی شدند. از استانداردهای طبیعی و ترکیبی برای درجه‌بندی استفاده شد. کانی‌های تجزیه شده شامل ارتوپروکسن، کلینوپروکسن، اسپینل و الیوین بوده‌اند. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در کانی‌های فرومنیزین با استفاده از موازنه‌ی کاتیون‌ها در ساختار کانی‌ها



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از متاپریدوتیت‌های سرپانتینیده نرده، الف) الیوین که در شکستگی‌ها و حاشیه به‌شدت به سرپانتین تجزیه شده است؛ ب) کلینوپروکسن و ارتوپروکسن تجزیه شده در راستای رخ‌ها و حاشیه‌ی کانی؛ PPL، پ) اسپینل در حالت XPL؛ ت) تصویر BS اسپینل که در حاشیه و شکستگی‌های بلور به رنگ روشن است.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از سرپانتینیت‌های نغده، (الف) بستایت؛ PPL، (ب) بستایت در نور بازتابی، (پ) آنتی گوریت با تیغه‌های کشیده، (ت) کریزوتیل در دیواره و بقایای الیوین و کانی‌های تیره در مرکز شبکه. در سمت چپ تصویر کلینوکلر با بلورهای صفحه‌ای دیده می‌شوند، (ث) بافت به هم پیوسته در سرپانتینیت‌ها، در حالت XPL؛ (ج) لیزاردیت با قدرت دو شکستی ضعیف در هسته شبکه متفاوت از کریزوتیل با قدرت دو شکستی شدید روشن در حاشیه است، در حالت XPL.

ریختی‌های کریزوتیل در دیواره و بقایای الیوین در مرکز شبکه تشکیل شده است (شکل ۳ الف) (۱۳، ۱۴). فیبرهای موازی سرپانتین به صورت عمود بر محل تماس با دیواره و هسته‌ی شبکه تشکیل شده است. حاشیه‌ی بیرونی دیواره‌ی شبکه در واقع حاشیه‌ی بلور و یا مرکز شکستگی در درون بلور است [۱۴]. مگنتیت کانی فرعی مهم در متاولترامافیک‌هاست و حاصل

بافت‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های نغده

بافت‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های سرپانتینیزه و سرپانتینی شده نغده در انواع زیر مشخص شده‌اند:

(۱) بافت مشبک [توری] (mesh texture): در این بافت سرپانتین حاصل سرپانتینی شدن پریدوتیت است که به‌عنوان بافت شبه ریختی پس از اولیوین تلقی می‌شود و معمولاً از چند

بافت به هم پیوسته در برخی از سرپانتینیت‌های مورد بررسی منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۴ ث).

بررسی‌های سنگ‌شناسی انواع سنگ‌های متاولترامافیک نرده
ترکیب پروتولیت سنگ‌های متاولترامافیک نرده بر اساس نسبت‌های تقریبی کانی‌های باقیمانده از خاستگاه آذرین شامل الیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن و نیز بافت‌های شبه ریختی (بافت مشبک پس از الیوین و بستایت پس از پیروکسن) و سرپانتین ناشبه ریخت (بافت‌های نفوذی و به هم پیوسته) تعیین شده است. از سیستم کانی‌های شکافدار پیروکسن و شکستگی‌های الیوین در برخی از شبه ریختی‌های سرپانتینی برای شناسایی کانی‌های اولیه ماگمایی در پروتولیت استفاده شد. فراوانی بقایای کانی‌های آذرین شامل کلینوپروکسن (۱۷٪)، الیوین (۱۵٪) و ارتوپروکسن (۱۰٪) و فراوانی سرپانتین‌های شبه ریختی با بافت‌های مشبک [توری] و بستایت و حضور کانی‌های دگرگون ترمولیت/آکتینولیت در مقادیر قابل ملاحظه، ترکیب لرزولیت و کمتر هارزبورژیت و دونیت را به‌عنوان ترکیب پروتولیت سنگ‌های متاولترامافیک منطقه مورد بررسی پیشنهاد می‌کند. سنگ‌های متاولترامافیک نرده بر اساس درجه‌ی سرپانتینی شدن (سرپانتینی شدن بخشی تا کامل) در دو گروه شامل متاپریدوتیت‌های سرپانتینیزه و سرپانتینیت رده‌بندی شده است.

الف- متاپریدوتیت‌های سرپانتینیزه: این سنگ‌ها حاصل سرپانتینی شدن بخشی پریدوتیت‌ها هستند (درجه‌ی سرپانتینی شدن در حدود کمتر از ۸۰٪). کانی‌های باقیمانده از خاستگاه آذرین در این سنگ‌ها عبارتند از کلینوپروکسن، اسپینل، الیوین و ارتوپروکسن (شکل ۳). کلینوپروکسن در جهت رخ و حاشیه به کلسیت و ارتوپروکسن به سرپانتین تجزیه شده‌اند. اسپینل به رنگ قهوه‌ای قرمز بوده و در حاشیه و شکستگی‌های بلور به رنگ تیره مشاهده می‌شود (شکل ۳ پ). شکل ۳ تصویر BS اسپینل را نشان می‌دهد که در آن، اسپینل در حاشیه و شکستگی‌های بلور به رنگ روشن است. اندازه‌ی اسپینل در برخی از نمونه‌ها تا ۱ میلی متر می‌رسد. بافت شبه ریختی مشبک، بافت اصلی این سنگ‌ها است الیوین به‌صورت کانی‌های باقیمانده در هسته‌ی بافت مشبک مشخص است. الیوین در راستای شکستگی‌ها به سرپانتین تجزیه شده است. شکل ۳ الف تجزیه‌ی الیوین به کریزوتیل رشته‌ای را در راستای شکستگی‌های آن نشان می‌دهد. مجموعه‌ی کانی‌های

اکسایش آهن فرو موجود در کانی‌های فرومنیزین است. کانی‌های کدر ثانویه، احتمالاً همراه با بروسیت در مرز بین دیواره‌های شبکه و گاهی به‌صورت شکل‌دار در هسته‌ی شبکه تشکیل شده است (شکل ۴ ت). بافت مشبک [توری] از بافت‌های اصلی پریدوتیت‌ها بوده و در اغلب سنگ‌های متاپریدوتیتی مورد بررسی مشاهده می‌شود.

۲) بافت ساعت شنی: این بافت از انواع بافت‌های [توری] مشبک بوده و به‌عنوان بافت شبه ریختی پس از الیوین در نظر گرفته می‌شود. بافت ساعت شنی از چند ریختی‌های سرپانتین با ویژگی‌های نوری مشخص تشکیل شده است. کریزوتیل در دیواره و لیزاردیت با بی‌قدرت دو شکستی خاموش، مرکز شبکه را تشکیل می‌دهد (شکل ۴ ج). بافت ساعت شنی به‌شدت به تبلور دوباره‌ی سرپانتین در گستره‌ی پایداری کریزوتیل وابسته است [۱۳]. در حالت تاخیری، دیواره‌ی شبکه‌ها بزرگتر از هسته‌ها هستند. شکستگی‌های گسترده در کانی‌های الیوین از دلایل تشکیل این بافت در نظر گرفته می‌شود [۱۴].

۳) بافت بستایت (bastite): به بافت شبه ریختی حاصل از سرپانتینی شدن پیروکسن، بستایت گفته می‌شود [۱۳، ۱۴]. معمولاً جانیشینی ارتوپروکسن به‌وسیله‌ی سرپانتین در فرایند سرپانتینی شدن با مقدار کمی تالک و کلریت همراه است، البته در شرایطی که جریان شاری در سیستم به‌صورت محدود بوده و فرآیند انتشار کنترل شده باشد. در صورتی که در محیط‌های با جریان بالای شاری، سرپانتین ریز بلور و اجزای بی‌شکل جایگزین ارتوپروکسن می‌شود [۱۵، ۱۶]. شکل ۴ الف و ب بافت بستایت در متاپریدوتیت‌های نرده را نشان می‌دهد.

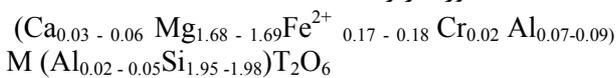
۴) بافت نفوذی یا تداخلی (interpenetrating): این یکی از بافت‌های ناشبه ریختی سرپانتین است که در آن آثاری از بافت پروتولیت اولیه باقی نمانده و این بافت تنها در نور قطبیده قابل تشخیص است [۱۳، ۱۴]. در بافت نفوذی سرپانتین آنتی‌گوریت با بلورهای صفحه‌ای کشیده و قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ، چند ریخت اصلی سرپانتین است [۱۳] (شکل ۴ پ).

۵) بافت به هم پیوسته (interlocking): این بافت نیز از بافت‌های سرپانتین ناشبه ریختی بوده و کم و بیش از دانه‌های هم اندازه سرپانتین تشکیل شده است. همچنین سرپانتین به صورت رگه‌هایی جانشین سرپانتین شبه ریختی شده است.

تاخیری ریز دانه، کلسیت و کانی‌های کدر جانشین شده است. فرایندهای دگرسانی تاخیری نیز باعث تشکیل کانی‌های ریز دانه تیره و پراکنده در زمینه‌ی برخی از سرپانتینیت‌ها شده است. در برخی از سنگ‌ها کانی‌های تیره ثانویه، هسته‌ی بافت مشبک [توری] را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ ت).

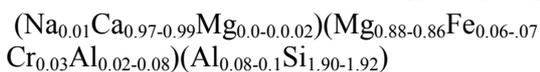
ترکیب شیمی بقایای کانی‌های ماگمایی در متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده

- ارتوپرووکسن: فرمول ساختاری ارتوپرووکسن بر اساس ۴ کاتیون و ۶ اکسیژن به‌دست آمده است (جدول ۱). فرمول به-دست آمده به‌صورت زیر است



تغییرات قابل ملاحظه‌ای در ترکیب کانی‌های ارتوپرووکسن تجزیه شده مشاهده نمی‌شود. نسبت $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ در حدود ۰٫۰۹ (a.p.f.u.) است. مقدار Mg به‌طور متوسط (a.p.f.u.) ۱٫۶۹، معادل با ترکیب En_{84} است.

- کلینوپرووکسن: ترکیب شیمیایی معرف کانی‌های کلینوپرووکسن تجزیه شده در جدول ۱ نشان داده شده است. فرمول کانی بر اساس ۴ کاتیون و ۶ اکسیژن محاسبه شده است $[M1M2T(2)]$. Al^{IV} در مقادیر (a.p.f.u.) ۰٫۰۸-۰٫۱ تشکیل دهنده‌ی منطقه چار وجهی (T) است. فرمول به‌دست آمده کلینوپرووکسن به‌صورت



است. تمامی نمونه‌های تجزیه شده در نمودار مثلثی Jd-Ae-Quad و نمودار $J = 2 * Na$ (a.p.f.u.) نسبت به $Q = Mg + Ca + Fe^{2+}$ (a.p.f.u.) در گستره‌ی Quad قرار گرفته‌اند (شکل ۵ الف). ترکیب اعضای نهایی به صورت $(Di_{96-98} Hd_{1.0-3.0} Ae_{0.0-1.0})$ است. مقدار Al_2O_3 در ترکیب کانی‌های کلینوپرووکسن تجزیه شده نسبتاً بالاست (۳٫۶۳ wt%). در نمودار نسبت به Al [۲۰]، نمونه‌های تجزیه شده در گستره‌ی دیوپسید آلومینیوم دار قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب).

۳-۵-۴-یونین: ترکیب شیمیایی یونین در نمونه‌های تجزیه شده به‌طور قابل ملاحظه‌ای یکنواخت است $(Fo_{86.50} Fa_{13.50})$. مقدار MnO در حدود ۰٫۳۲ است.

دگرگون در سنگ‌های متاپریدوتیت سرپانتینی شده شامل کریزوتیل، لیزاردیت، آنتی گوریت، ترمولیت/آکتینولیت، کلسیت/مگنزیت و در مقادیر کمتر تالک و زوئیزیت است.

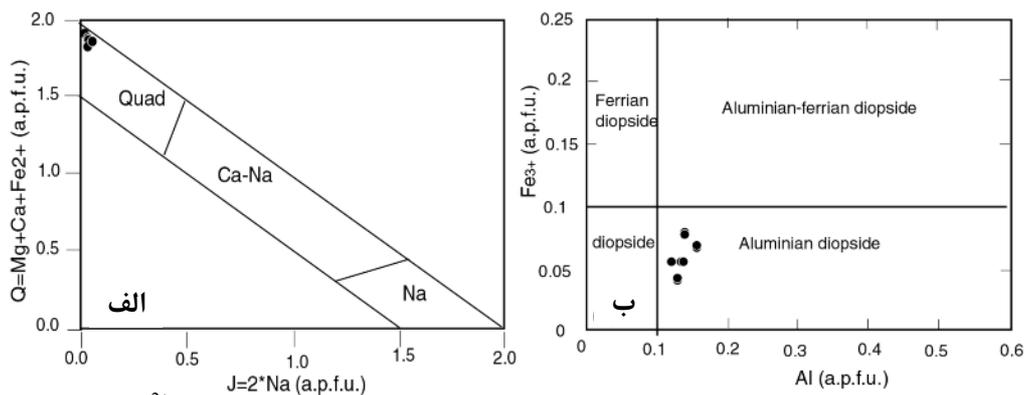
ب- سرپانتینیت: سرپانتینیت‌ها حاصل سرپانتینی شدن کامل سنگ‌های پریدوتیتی در منطقه را تشکیل می‌دهند. آنتی گوریت بیشتر از ۹۰٪ حجمی سنگ‌های سرپانتینیت را تشکیل می‌دهد. کانی‌های آنتی گوریت به‌شکل صفحه‌ای و بی‌رنگ بوده و متفاوت از بلورهای ریز دانه و قهوه‌ای کم رنگ لیزاردیت هستند (شکل ۴ پ).

شاید به‌توان گفت کریزوتیل با دو شکستگی چشم‌گیر و بافت الیافی، از تجزیه‌ی پرووکسن حاصل شده و یا به‌صورت ثانویه شکستگی‌های سنگ را پر کرده است (شکل ۴ ث و ج). بافت ساعت شنی و بافت‌های ناشبه ریختی نفوذی و به هم پیوسته از بافت‌های شاخص در این سنگ‌ها هستند. شکل ۴ الف و ب بستایت شبه ریخت در سرپانتینیت‌های نقره را نشان می‌دهد. لیزاردیت با قدرت دو شکستی ضعیف در هسته‌ی بافت مشبک، از کریزوتیل با قدرت دو شکستی چشم‌گیر در حاشیه-ی شبکه قابل تشخیص است (شکل ۴ ج). سیستم نامنظم شکستگی‌های الیوین قبلی در شبه ریخت‌های سرپانتین مشخص است. ترمولیت/آکتینولیت و کلینوکلر (شکل ۴ ت) در مقادیر فرعی در زمینه‌ی سنگ حضور دارند. اندازه‌ی ترمولیت/آکتینولیت در برخی از نمونه‌ها تا ۱ میلی‌متر می‌رسد. آنتی گوریت و ترمولیت/آکتینولیت در نتیجه‌ی مصرف لیزاردیت، کریزوتیل، تالک و کلسیت/مگنزیت طی فرایندهای دگرگونی پیشرونده تشکیل شده است. بافت‌های ناشبه ریخت سرپانتین نفوذی (شکل ۴ پ) و به هم پیوسته (شکل ۴ ث) در برخی از سرپانتینیت‌ها، حاصل جانیشینی کانی‌های آنتی گوریت صفحه‌ای از سوی انبوهی از ریز دانه‌ها از چند ریختی‌های با دمای نسبتاً دمای پایین سرپانتین است [۱۷، ۱۸، ۱۹]. تشکیل بافت نفوذی در سرپانتینیت‌ها را به تاثیر شاره‌های تاخیری در این سنگ‌ها نسبت داده‌اند. خاستگاه احتمالی این شاره‌ها عبارتند از (۱) آب دریا در مراحل نهایی برخورد، (۲) آب‌های شهاب‌سنگی و (۳) شاره‌های حاصل از فعالیت‌های ماگمایی در منطقه. برای تایید این نتایج نیاز به بررسی‌های ایزوتوپی دقیق است.

ترمولیت/آکتینولیت در برخی از نمونه‌ها در نتیجه‌ی فرایندهای دگرسانی با دمای پایین به‌طور کامل با انبوهه‌هایی از لیزاردیت

جدول ۱ ترکیب شیمیایی کانی‌های آذرین معرف پروتولیت سنگ‌های متاپریدوتیت نقره.

کانیها/ درصد اکسید عناصر	Opx	Opx	Opx	OI	OI	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	۵۶.۱۷	۵۵.۸۵	۵۵.۳۸	۴۰.۴۰	۴۱.۰۰	۵۲.۳۱	۵۳.۰۱	۵۱.۸۰
TiO ₂	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۴
Al ₂ O ₃	۲.۶۰	۲.۷۴	۲.۷۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۲.۹۹	۲.۶۳	۲.۶۴
FeO(t)	۵.۷۵	۵.۹۴	۵.۵۹	۱۲.۴۰	۱۱.۹۸	۲.۰۰	۲.۰۲	۲.۲۳
MnO	۰.۱۹	۰.۱۲	۰.۱۶	۰.۳۲	۰.۵۰	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۱۰
MgO	۳۲.۱۵	۳۲.۰۴	۳۱.۹۹	۴۵.۰۰	۴۵.۱۸	۱۵.۶۶	۱۵.۷۱	۱۵.۷۰
CaO	۰.۸۸	۰.۷۸	۱.۴۸	۰.۰۱	۰.۰۲	۲۵.۲۴	۲۴.۹۸	۲۴.۸۵
Na ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۱۳	۰.۱۰	۰.۱۸
K ₂ O	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
ZnO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۵
Cr ₂ O ₃	۰.۶۰	۰.۶۲	۰.۶۳	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۸	۰.۸۸	۱.۲۲
Total	۹۸.۴۰	۹۸.۱۱	۹۸.۱۵	۹۸.۱۵	۹۸.۷۰	۹۹.۴۶	۹۹.۴۴	۹۹.۸۱
(O)	۶	۶	۶	۴	۴	۶	۶	۶
Si	۱.۹۸	۱.۹۷	۱.۹۵	۱.۰۳	۱.۰۴	۱.۹۲	۱.۹۹	۱.۹۰
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۶
Fe ^{T+}	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۷
Fe ^{T-}	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۲۷	۰.۲۶	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰
Mn	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۱.۶۹	۱.۶۹	۱.۶۸	۱.۶۹	۱.۷۰	۰.۸۶	۰.۸۶	۰.۸۶
Ca	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۹۹	۰.۹۸	۰.۹۷
Na	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Zn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Cr	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۳
total	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۱	۳.۰۰	۳.۰۱	۴.۰۰	۴.۰۳	۴.۰۰
Al(iv)	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۵	-	-	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۱۲
Al(vi)	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۷	-	-	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۵
Mg#(=Mg/(Mg+Fe ²⁺))	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۱	-	-	-	-	-
Wo%	۱.۷۶	۱.۵۶	۱.۹۴	-	-	-	-	-
En%	۸۹.۲۸	۸۹.۱۷	۸۸.۳۹	-	-	-	-	-
Fs%	۸.۹۶	۹.۲۷	۸.۶۷	-	-	-	-	-
Wo%	-	-	-	۸۶.۳۱	۸۶.۳۷	-	-	-
Fa%	-	-	-	۱۳.۳۴	۱۳.۲۹	-	-	-
TP%	-	-	-	۰.۳۵	۰.۳۴	-	-	-
Quad%	-	-	-	-	-	۹۹.۰۶	۹۹.۱۴	۹۸.۶۵
Jd%	-	-	-	-	-	۰.۵۳	۰.۴۹	۰.۵۹
Ae%	-	-	-	-	-	۰.۴۱	۰.۳۷	۰.۷۶

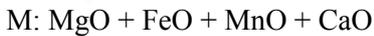


شکل ۵ الف) ترکیب کلینوپیروکسن‌های تجزیه شده در نمودار $J = 2 * Na(a.p.f.u.)$ نسبت به $Q = Mg + Ca + Fe^{2+}(a.p.f.u.)$ در [۲۰] در گستره Quad قرار می‌گیرد. ب) موقعیت نمونه‌های تجزیه شده در نمودار Fe^{3+} نسبت به Al [۲۰].

بررسی‌های نمودار فاز سیستم دگرگون به صورت یک سیستم بسته فرض شده است. ترسیم نمودارها سازگاری موارد زیر را برای سنگ‌های بررسی شده نشان خواهد کرد. (۱) تغییرات کانی‌شناسی نسبت به تغییرات دما و فشار و ترکیب شیمیایی سنگ‌ها

بررسی واکنش‌های سرپانتینی شدن متاپریدوتیت‌ها نمایش کانی‌های دگرگون در نمودارهای سازگاری هدف اصلی از نمایش ترکیب کانی‌های دگرگون در نمودارهای سازگاری، بررسی روابط فاز و واکنش‌های دگرگونی در متاپریدوتیت‌های سرپانتینی و سرپانتینیت‌های نقره است. در

شدن سیستم، می‌توان ترکیب شیمیایی سنگ‌های متاپریدوتیت نغده را در سیستم SAM-[H₂O, CO₂] نمایش داد (شکل ۶).

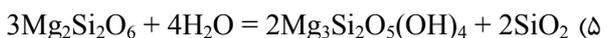
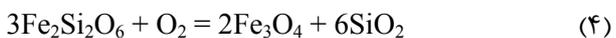


بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی تعیین شرایط P-T تشکیل سنگ‌های متاپریدوتیتی نغده در دو مرحله بررسی شده‌اند:

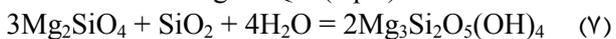
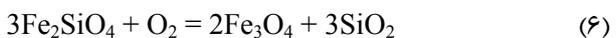
(۱) مرحله‌ی دگرنهادی: سنگ‌های پریدوتیت در منطقه‌ی مورد بررسی تحت تاثیر فرایندهای دگرنهادی با درجه پائین به دلیل نفوذ شاره‌های غنی از H₂O و CO₂ دگرسان شده، و سنگ‌های متاپریدوتیت سرپانتینیده و سرپانتینیت با مجموعه کانی‌های لیزاردیت/کریزوتیل، کلسیت/مگنیزیت، زونیزیت و (±) تالک تشکیل شده است. در حالت کلی واکنش‌های تشکیل لیزاردیت/کریزوتیل، چندریختی‌های با دمای پائین سرپانتین در سنگ‌های اولترامافیک به صورت زیر است



لیزاردیت/کریزوتیل و مگنیزیت در واکنش (۳) حاصل آبدار شدن کانی‌های ارتوپروکسن و الیوین و اکسایش تشکیل دهنده‌های غنی از Fe هستند [۱۹].



تشکیل دهنده‌ی فورستریت در الیوین با SiO₂ فاز شاری واکنش داده و لیزاردیت حاصل شده است:



جان‌شینی مستقیم فازهای بسیار دمای بالا توسط فازهای دمای پائین حالت غیر تعادلی واکنش‌های فوق را نشان می‌دهد. علیرغم اینکه احتمالاً هر دو این واکنش‌ها تحت شرایط غیر تعادلی اتفاق افتاده است، منحنی واکنش (A) در شکل ۷ [۲۲] محدوده بالائی پایداری سرپانتین را نشان می‌دهد.

بر اساس مطالعات [۲۳] کریزوتیل در مقایسه با آنتی گوریت تنها در دماهای پائین تر از ۲۵۰-۲۸۰°C پایدار است (شکل ۷، منحنی واکنش B).

(۲) امکان واکنش‌های دگرگونی

(۳) فشار و دمای تشکیل سنگ‌های دگرگون برای سری‌های رخساره‌ای مشخص شده

سیستم شیمیایی و واکنش‌های دگرگونی در متاپریدوتیت‌های نغده

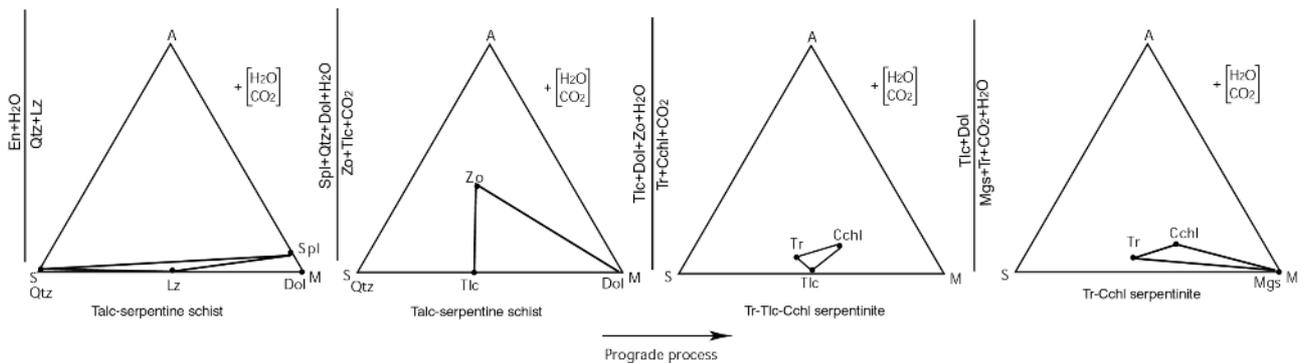
مجموعه کانی‌های سنگ‌های متاپریدوتیت متشکل از بقایای کانی‌های آذرین شامل الیوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و اسپینل همراه با کانی‌هایی با درجه‌ی دگرگونی خیلی پایین شامل لیزاردیت، تالک، زونیزیت و کلسیت/مگنیزیت و کانی‌هایی با درجه‌ی دگرگونی پایین تا شروع دگرگونی در دما متوسط شامل آنتی گوریت، ترمولیت/کتینولیت و کلینوکلر است.

سنگ‌های متاولترامافیک نغده دارای کانی‌های کربناتی است، بنابراین به منظور نشان دادن این پارائزها ضروری است تشکیل دهنده‌ی CaO را در سیستم شیمیایی در نظر بگیریم. کلسیت در مجموعه کانی‌های با دمای پایین حضور دارد، و با افزایش دما کلسیت در واکنش‌های تشکیل ترمولیت مصرف می‌شود.

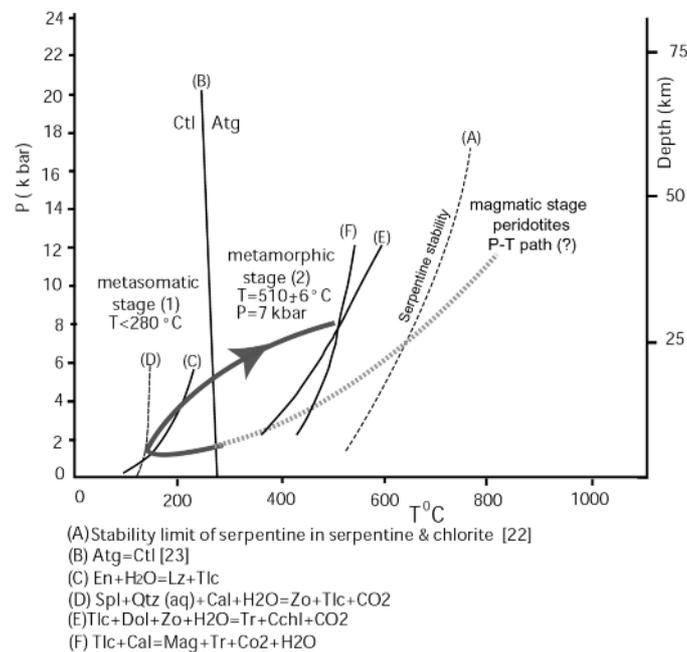


MgO اصلی‌ترین تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های متاپریدوتیت است، بنابراین می‌توان تشکیل دهنده‌های دو ظرفیتی CaO، FeO و MnO را همراه با MgO در نمودار سازگاری با نماد (M) نشان داد. ترمولیت در مجموعه کانی‌های با دمای متوسط سنگ‌های متاپریدوتیت ظاهر شده است. تشکیل آنتی گوریت چندریخت را می‌توان حاصل تبدیل لیزاردیت و کریزوتیل چندریخت با دمای پائین در اثر واکنش $\text{Ctl} = \text{Atg}$ در نظر گرفت. گستره‌ی پایداری آنتی گوریت به ۵۰۰-۶۰۰°C می‌رسد [۲۱]. Cr₂O₃ در مقادیر کم در کانی‌های کلینوپروکسن و ارتوپروکسن و Fe₂O₃ به طور اصلی در کانی آمفیبول حضور دارند. بنابراین تشکیل دهنده‌های سه ظرفیتی Cr₂O₃، Fe₂O₃ و Al₂O₃ را می‌توان در نمودار سازگاری به طور کلی با نماد (A) نشان داد. کوارتز در مجموعه کانی‌های دگرگونی متاپریدوتیت‌ها حضور ندارد، بنابراین سیستم نسبت به تشکیل دهنده‌ی SiO₂ غیر اشباع بوده و در نمودار سازگاری با نماد (S) نشان داده می‌شود.

سرپانتینی شدن سنگ‌های پریدوتیت باعث اضافه شدن H₂O و CO₂ به سیستم شیمیایی (به دلیل حضور کانی‌های آبدار و کربناتی) در مقادیر قابل ملاحظه شده است. با ساده



شکل ۶ نمایش روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی متاپریدوتیت‌های نغده در نمودار سازگاری (SAM) (H_2O, CO_2) .



شکل ۷ تعیین دما و فشار دگرگونی در متاپریدوتیت‌های نغده.

مگنزیت رسم شده است. ظهور ترمولیت نشان دهنده آغاز شرایط دگرگونی دما متوسط است. پایداری آنتی گوریت در دماهای بالاتر نسبت به کریزوتیل و لیزاردیت بر اساس بسیاری از مطالعات تجربی تایید شده است. پایداری آنتی گوریت در دماهای بالاتر حاصل جانشینی چرماک کاتیون‌های سه ظرفیتی Al^{3+} (حتی در مقادیر کم) و Fe^{3+} و Cr^{3+} است [۲۵-۲۸].

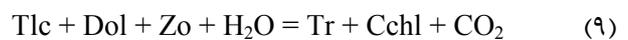
تحولات P-T سنگ‌های متاولترامافیک نغده

بر اساس روابط بافتی و ترکیب کانی‌های همزیست در مجموعه کانی‌های مشخص شده، تحولات P-T سنگ‌های متاپریدوتیت نغده به این صورت تفسیر می‌شود:

مرحله متاسوماتیک با رخداد وسیع تالک، کریزوتیل و لیزاردیت حاصل هیدراسیون کانی‌های ارتوپیروکسن و الیون در دماهای

(۲) مرحله دگرگونی پیش‌رونده: سنگ‌های سرپانتینیت به‌طور پیش‌رونده دگرگون شده و مجموعه کانی‌های ترمولیت/آکتینولیت + آنتی گوریت (پلی‌مورف دمای بالاتر سرپانتین) و (\pm) کلینوکلر در آن‌ها تشکیل شده است. واکنش تبدیل لیزاردیت و کریزوتیل (پلی‌مورف‌های دمای پائین‌تر سرپانتین) به آنتی گوریت بر اساس [۲۳] به صورت $Ctl = Atg$ است (شکل ۷).

ترمولیت/آکتینولیت و کلینوکلر با مصرف تالک و زوئیزیت توسط واکنش‌های احتمالی زیر تشکیل شده است



واکنش‌های تعادلی (۸-۹) با استفاده از [۲۴] THERMOCALC با فرض اکتیویته واحد برای کلسیت و اعضای نهایی کانی‌های Mg دار شامل تالک، ترمولیت، و

پیشرونده زون سنندج سیرجان به تصادم نهایی نئوتتیس نسبت داد.

قدردانی

از دکتر Ralf Milke از دانشکده علوم زمین دانشگاه برلین به خاطر کمک در تجزیه میکروپروب کانی‌ها سپاسگزاری می‌شود. همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله‌ی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران تشکر و قدردانی می‌شود.

مراجع

- [1] Stöcklin J., "Possible ancient continental margins in Iran", In Burk, C.A. and Drake, C.L. (ed.): The geology of continental margins", Springer. New York. (1974) 873-877.
- [2] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society Of America Bulletin, 103 (1991) 983-992.
- [3] Arvin M., Robinson P.T., "The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic melange, southwest of Kerman, Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 31 (1994) 824-834.
- [4] Salavati M., Kananian A., Noghreian M., Darvishzadeh A., Samadi Soofi A., "Discovery of a Neo-Tethyan ophiolite in Northern Iran: Evidence for its formation at a slow-spreading center. In: (Eds.) Gideon Rosenbaum, Declan De Paor, Daniel Köhn, Guiting Hou, and Talat Ahmad, General Contributions", Journal of the Virtual Explorer, 28 (2008) 2 pp.
- [۵] مؤید م، "بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیاری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین"، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی ۱۳۸۰، ص ۳۲۸.
- [6] Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G., Lepichon X., Knipper A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.-C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B., "Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias", Tectonophysics, 123 (1986) 241-315.
- [7] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210-265.
- [۸] نبوی م. ح، "مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران"، (۱۳۵۵) ۱۰۹ ص.

پائین‌تر از 280°C مشخص می‌شود. تشکیل کریزوتیل و لیزاردیت حاصل از دگرسانی الیوین با بافت غربالی [۲۹] و دگرگونی در دماهای تعادلی پائین [۳۰]، از مشخصه‌های دگرگونی مرتبط با پشته‌های اقیانوسی ۱ است. دومین قسمت از مسیر P-T نشان دهنده گرم شدگی دوباره سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده تا شرایط اوج دگرگونی در حدود 500°C در فشار حدود ۷ kbar است. محل تقاطع واکنش‌های تعادلی محاسبه شده با THERMOCALC (شکل ۷)، مقادیر دما و فشار دگرگونی پیشرونده را نشان می‌دهد.

تبلور کانی‌های دگرگونی پیشرونده آنتی گوریت، کلینوکلر و ترمولیت/آکتینولیت در این مرحله صورت گرفته است. با در نظر گرفتن موقعیت زمین‌شناسی منطقه نقده در انتهای‌ترین بخش شمال‌غربی زون سنندج-سیرجان احتمالاً به‌توان دگرگونی‌های پیشرونده سنگ‌های متااولترامافیک را مشابه با دگرگونی‌های پیشرونده زون سنندج سیرجان مرتبط با بسته شدن و تصادم نهایی قاره‌ای نئوتتیس [۳۱، ۳۲] در نظر گرفت.

برداشت

متاپریدوتیت‌های نقده بر اساس درجه سرپانتینی شدن در دو گروه متاپریدوتیت‌های سرپانتینیده و سرپانتینیت طبقه‌بندی می‌شوند. پلی‌مورف‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه با استفاده از مطالعات بافتی و کانی‌شناسی شناسایی شد. بر این اساس پلی‌مورف‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های دمای پائین از نوع کریزوتیل و لیزاردیت است که به‌صورت پاراژنز با کانی‌های تالک و کلسیت/مگنیزیت تشکیل شده‌اند. در طی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده پلی‌مورف‌های کریزوتیل و لیزاردیت ناپایدار شده و آنتی گوریت به‌صورت همزیست با ترمولیت/آکتینولیت و کلینوکلر در متاپریدوتیت‌های دمای بالاتر ظاهر شده است. سنگ‌های متاپریدوتیت مورد مطالعه در اثر فرایندهای متاسوماتیسم در حضور سیالات آبدار تحت شرایط درجه دگرگونی پائین ($T < 280^{\circ}\text{C}$) و سپس دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده در ابتدای رخساره آمفیبولیت (P ~ ۷ kbar و $T \sim 500^{\circ}\text{C}$) دگرگون شده‌اند. با در نظر گرفتن موقعیت پریدوتیت‌های نقده در بخش شمال‌غربی زون ساختاری سنندج-سیرجان احتمالاً به‌توان دگرگونی‌های پیشرونده سنگ‌های متااولترامافیک نقده را مشابه با دگرگونی‌های

Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation (Y. Fei et al., editors): A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd", Geochemical Society Special Publication, 6 (1999) 259–281.

[23] Auzende A.L., Guillot G., Devouard B., Baronnet A., "Behavior of serpentinites in convergent context: Microstructural evidence", *European Journal of Mineralogy*, 18 (2006) 21-33.

[24] Powell R., Holland T.J.B., "An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program", *Journal of Metamorphic Geology*, 6 (1988) 173-204.

[25] Evans B.W., Johannes W., Oterdoom H., Trommsdorff V., "Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem", *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56 (1976) 79–93.

[26] Wunder B., Schreyer W., "Antigorite: Highpressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH)", *Lithos*, 41 (1997) 213-227.

[27] Mysen B.O., Ulmer P., Konzett J., Schmidt M.W., "The upper mantle near convergent plate boundaries. In R.J. Hemley, *Ultrahigh-Pressure Mineralogy: Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior*", Mineralogical Society of America, 37 (1998) 97–138.

[28] Bromiley G. D., Pawley A. R., "The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability", *American Mineralogist*, 88 (2003) 99-108.

[29] Hoogerduijn Strating E.H., Rampone E., Piccardo G.B., Drury M.R., Vissers R.L.M., "Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW Italy)", *Journal of Petrology*, 34 (1993) 901–927.

[30] Coleman R., "Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?", (1977), Springer-Verlag, (New York).

[۳۱] حاجی علی اوغلی ر، "بررسی پترولوژی سنگ‌های

دگرگونی کالک-سیلیکات و متابازیک مجموعه تخت سلیمان در شمال شرق تکاب (غرب ایران)"، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، ۱۳۸۶، ۱۹۰ ص.

[32] Hajialioghli R., Moazzen M., Droop G.T.R., Oberhansli R., Bousquet R., Jahangiri A., Ziemann M., "Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran", *Mineralogical Magazine*, 71 (2007) 155–174

[۹] افتخارنژاد ج، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، ۸۲ (۱۳۵۹) ۱۹–۲۸.

[۱۰] خدابنده ع.ا، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ مقده"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳.

[11] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine*, 51 (1987) 431–435.

[12] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", *American Mineralogist*, 68 (1983) 277-279.

[13] Wicks F.J., Whittaker E.J.W., "Serpentine textures and serpentinitization", *Canadian Mineralogist*, 15 (1977) 459-488.

[14] O'Hanley D.S., "Serpentinites: Records of tectonic and petrologic history", Oxford University Press, U.K. (1996) 277 pp.

[15] Viti C., Mellini M., Rumori C., "Exsolution and hydration of pyroxenes from partially serpentinitized harzburgites", *Mineralogical Magazine*, 69 (2005) 491-507.

[16] Le Gleuher M., Livi K.J.T., Veblen D.R., Noack Y., Amouric M., "Serpentinization of enstatite from Pernes, France: Reaction microstructures and the role of system openness", *American Mineralogist*, 75 (1990) 813–824.

[17] Wicks F.J., O'Hanley D.S., "Serpentine minerals: structure and petrology. In *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*, (S.W. Bailey, editor)", *Reviews in Mineralogy*, 19 (1988) 91–167.

[18] O'Hanley D.S., Wicks F.J., "Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia", *Canadian Mineralogist*, 33 (1955) 753–73.

[19] Li X.P., Rahn M., Bucher K., "Metamorphic processes in rodingites of the Zermatt-Saas ophiolites", *International Geological Review*, 46 (2004) 28-51.

[20] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi D., "Nomenclature of pyroxenes", *American Mineralogist*, 62 (1988) 53-62.

[21] Spear F.S., "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite", *American Journal of Science*, 281 (1981) 697-734.

[22] Ulmer P., Trommsdorff V., "Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km. In *Mantle*