

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 انتهای ترین بخش شمال غربی زون سنندج سیرجان واقع شده‌اند. انواع اصلی سنگ‌های دگرگون در این منطقه شامل آمفیبولیت‌ها، شیت‌های 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 $(\text{Ca}_{0.03-0.06} \text{Mg}_{1.68-1.69} \text{Fe}^{2+}_{0.17-0.18} \text{Cr}_{0.02} \text{Al}_{0.07-0.09})\text{M} (\text{Al}_{0.02-0.05} \text{Si}_{1.95-1.98})\text{TO}_6$ است. فرمول شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن تجزیه شده به صورت $\text{Di}_{96-98} \text{Hd}_{1.0-3.0} \text{Ae}_{0.0-1.0}$ است. ترکیب شیمیایی الیوین در نمونه‌های تجزیه شده به‌طور قابل ملاحظه‌ای یکنواخت است $(\text{Fo}_{86.50} \text{Fa}_{13.50})$. 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 پارائنز 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 دگرزه‌ادی در حضور شاره‌های آبدار در درجه‌ی دگرگونی پائین $(T < 280^\circ\text{C})$ و (۲) دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده در ابتدای رخساره آمفیبولیت $(P \sim 7 \text{ kbar})$ و 500°C . با در نظر گرفتن بروزند 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.

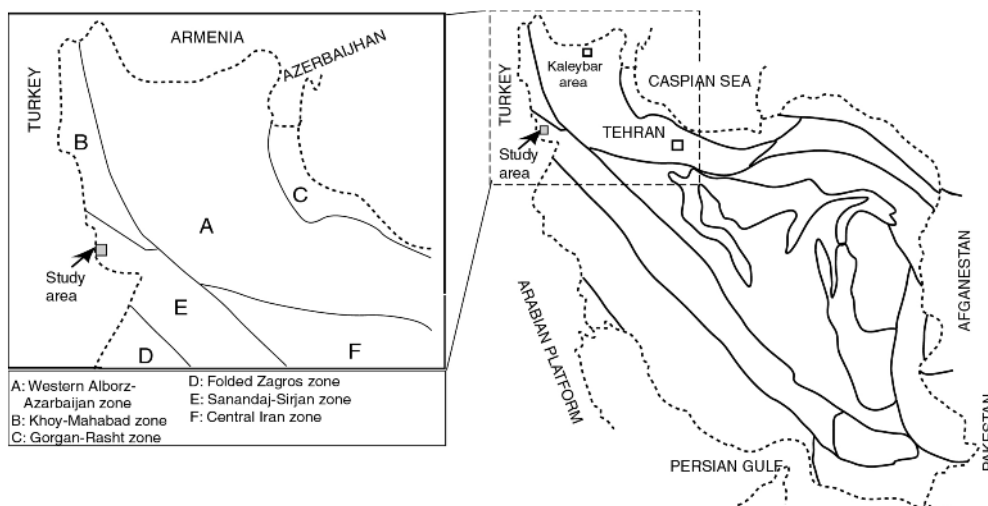
زمین‌شناسی منطقه

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:

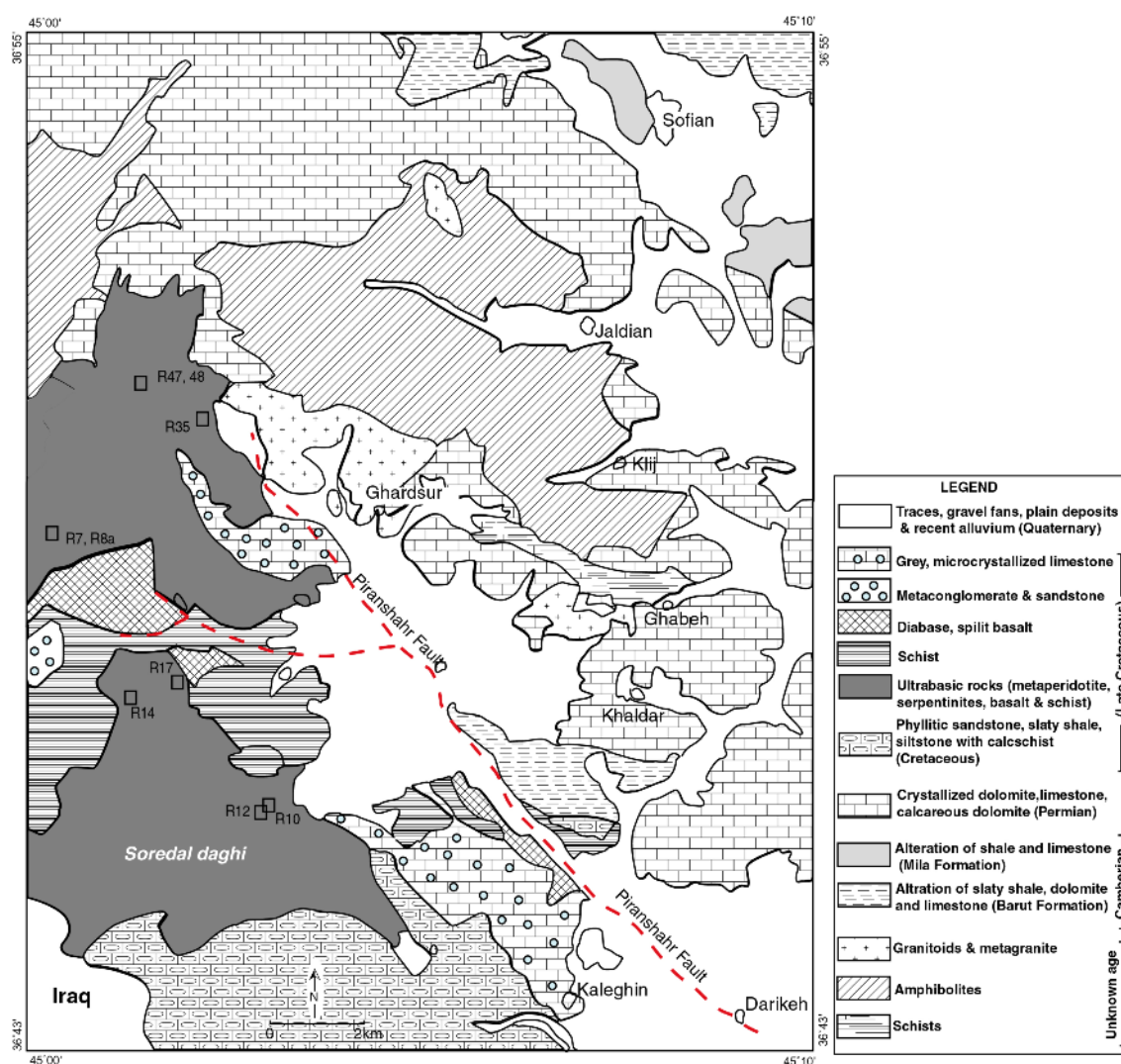
الف) آمفیبولیت: این واحد در برگیرنده‌ی آمفیبولیت همراه با مقادیر کم شیست سبز است که در غرب روستای جلدیان (شکل ۲) در سطحی گسترده به رنگ سبز تیره تا سیاه رخمون دارد. این واحد با توده‌ی نفوذی و نیز رگه‌های سیلیسی فراوان قطع شده است. به استثنای لایه‌بندی ضعیف در شیست‌ها، لایه بندی خاصی در آمفیبولیت‌ها دیده 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 ملازهای 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 فروورانشی یکی نزدیک به ساحل عربستان (سیستم جزایر قوسی) و دیگری نزدیک به ساحل ایران (سیستم حاشیه-ی قاره) در حال فعالیت بوده‌اند. بنابراین نظریه، کمرنده‌های افیولیتی زاگرس (محدود به گسل رانده‌ی زاگرس) و سنندج-سیرجان (در راستای مرز شمال‌شرقی زون سنندج-سیرجان) به ترتیب به این دو زون فروورانشی 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]).

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

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

مجموعه‌ی درهم افیولیتی-رسوبی به صورت نسبتاً گسترده-ای در منطقه‌ی مورد بررسی رخمون دارند. جای‌گیری سنگ-های متاولترامافیک به صورت زمین‌ساختی و در راستای گسل‌ها انجام شده است. سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی این مجموعه‌ی درهم، شامل سنگ‌های متاولترابازی، 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

و سرپانتینیت‌ها، اصلی‌ترین انواع سنگ‌های اولترامافیک دگرگون در منطقه‌ی مورد بررسی را تشکیل می‌دهند. سنگ-های 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 به طور چشم‌گیری از نوع توده‌ای و دارای ساختار برگ واره‌ای است. کانی‌های تیره به صورت شکل‌دار و در اندازه‌ی چند میلی‌متر در نمونه‌های دستی سرپانتینیت‌ها قابل شناسایی‌اند.

سنگ‌های اکتینولیتیت به صورت 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.

[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

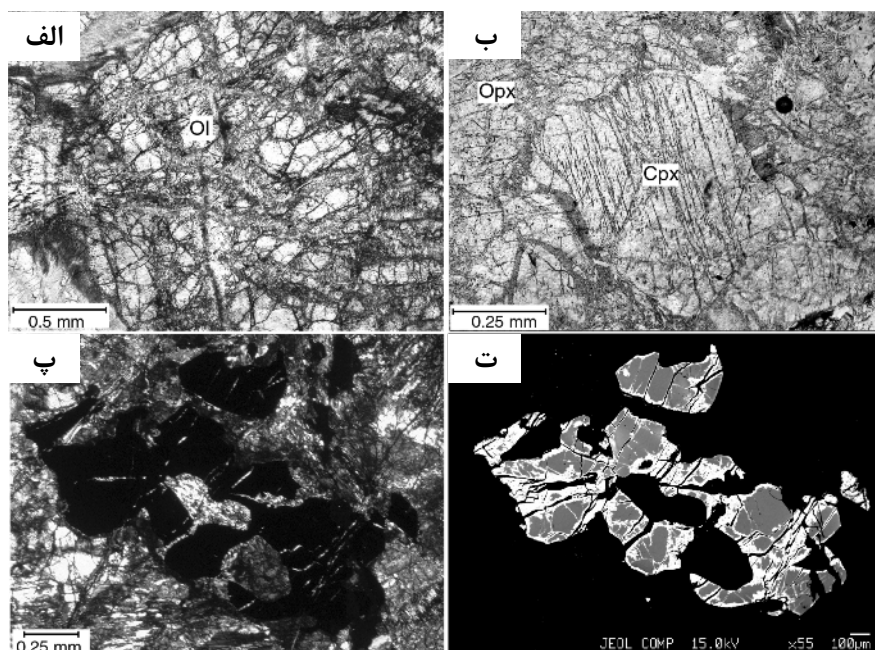
چند ریختی‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های نقره

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 منیزیم‌دار سنگ‌های اولترامافیک به سرپانتین، احتمالاً در شرایط دگرسانی تشکیل شده‌اند. آنتی گوریت چند 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).

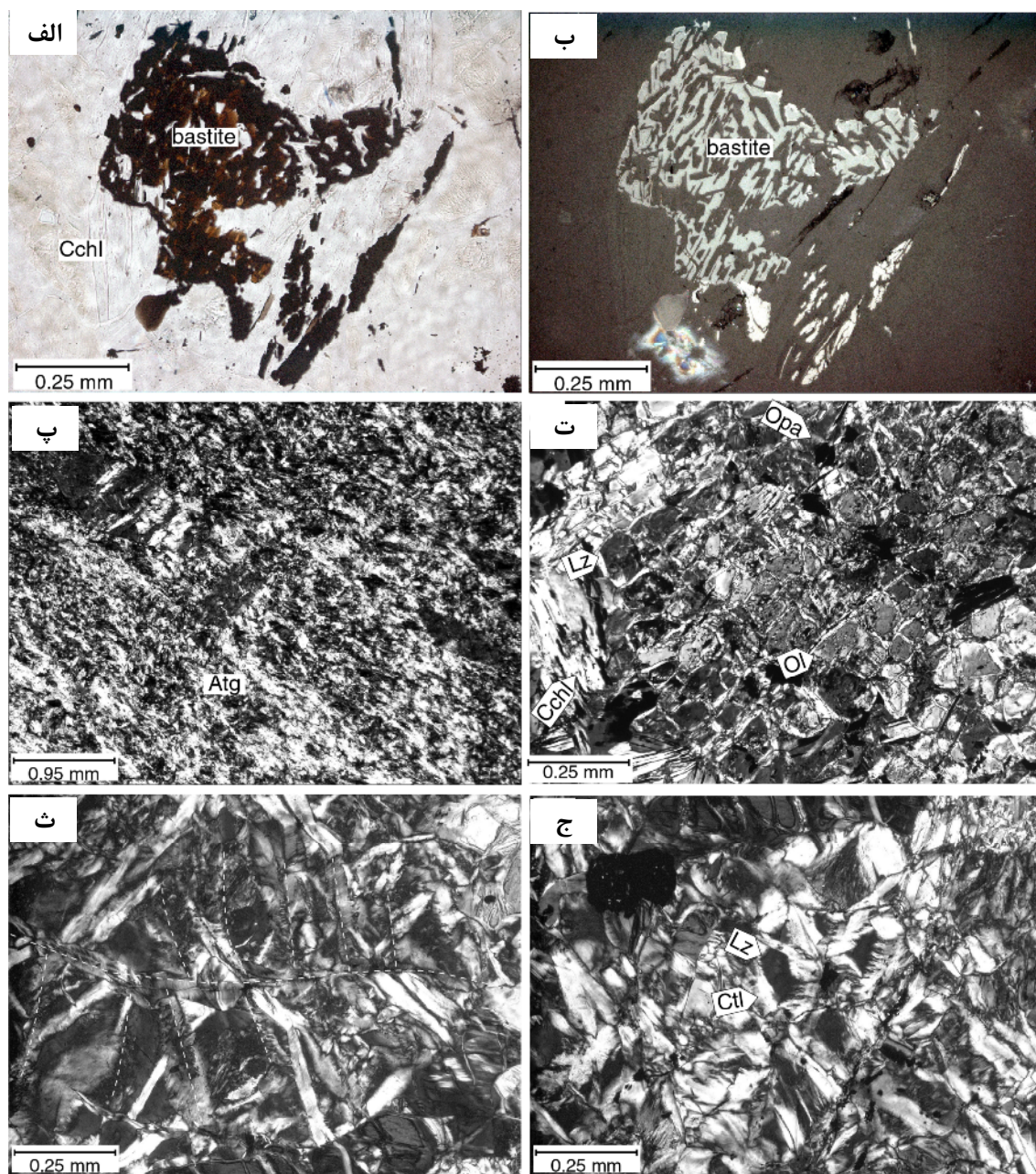
بقایای بافتی سنگ آذرین اولیه به‌صورت درشت دانه با کانی-های تشکیل دهنده تا اندازه‌ی ۱ سانتی‌متر در آن‌ها مشاهده می‌شود. سنگ‌های متادیابازی، در برگرفته‌ی مجموعه‌ای در هم از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازی تا متوسط است که با تشکیل اپیدوت به رنگ سبز درآمده‌اند و در حد رخساره‌ی شیست سبز دگرگون شده‌اند. [۱۰] 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 ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، 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 نقره، (الف) الیوین که در شکستگی‌ها و حاشیه به‌شدت به سرپانتین تجزیه شده است؛ (ب) PPL، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن تجزیه شده در راستای رخ‌ها و حاشیه‌ی کانی؛ (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 نقده، (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.

بافت‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های نقده

بافت‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های سرپانتینیزه و سرپانتینی شده نقده 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

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

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

بررسی‌های سنگ‌شناسی انواع سنگ‌های متاولترامافیک نقده
ترکیب پروتولیت سنگ‌های متاولترامافیک نقده 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 نقده 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 ت 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 جانشینی 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 فرایند 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 نقده را نشان می‌دهد.

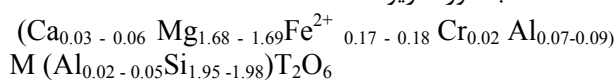
۴) بافت نفوذی یا تداخلی (interpenetrating): این یکی از بافت‌های ناشبه ریختی سرپانتین است که در آن آثاری از بافت پروتولیت اولیه باقی نمانده و این بافت تنها در نور قطبیده قابل تشخیص است [۱۳، ۱۴]. در بافت نفوذی سرپانتین آنتی‌گوریت با بلورهای صفحه‌ای کشیده و قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ، چند ریخت اصلی سرپانتین 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 کانی های کدر جانشین شده است. فرایندهای دگرسانی تاخیری نیز باعث تشکیل کانی های ریز دانه تیره و پراکنده در زمینه ی برخی از سرپانتینیت ها شده است. در برخی از سنگ ها کانی های تیره ثانویه، هسته ی بافت مشبک [توری] را تشکیل می دهند (شکل ۴ ت).

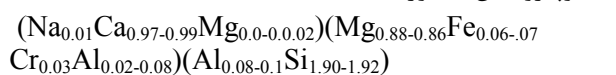
ترکیب شیمی بقایای کانی های ماگمایی در متاپریدوتیت های سرپانتینی شده

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



تغییرات قابل ملاحظه ای در ترکیب کانی های ارتوپروکسن تجزیه شده مشاهده نمی شود. نسبت $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ در حدود ۰/۰۹ (a.p.f.u.) است. مقدار Mg به طور متوسط (a.p.f.u.) ۱/۶۹، معادل با ترکیب En_{84} است.

- کلینوپروکسن: ترکیب شیمیایی معرف کانی های کلینوپروکسن تجزیه شده در جدول ۱ نشان داده شده است. فرمول کانی بر اساس ۴ کاتیون و ۶ اکسیژن محاسبه شده است $[M1M2T(2)] \cdot Al^{IV}$ در مقادیر (a.p.f.u.) ۰/۰۸-۰/۱ تشکیل دهنده ی منطقه چار وجهی (T) است. فرمول به دست آمده ی کلینوپروکسن به صورت



است. تمامی نمونه های 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 گستره ی Quad قرار گرفته اند (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 کانی های کلینوپروکسن تجزیه شده نسبتاً بالاست (۳/۶۳ wt%). در نمودار Fe^{3+} نسبت به Al [۲۰]، نمونه های تجزیه شده در گستره ی دیوپسید آلومینیوم دار قرار می گیرند (شکل ۵ ب).

۳-۵-۴- البوین: ترکیب شیمیایی البوین در نمونه های تجزیه شده به طور قابل ملاحظه ای یکنواخت است $(Fo_{86.50} Fa_{13.50})$. مقدار MnO در حدود ۰/۳۲ است.

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

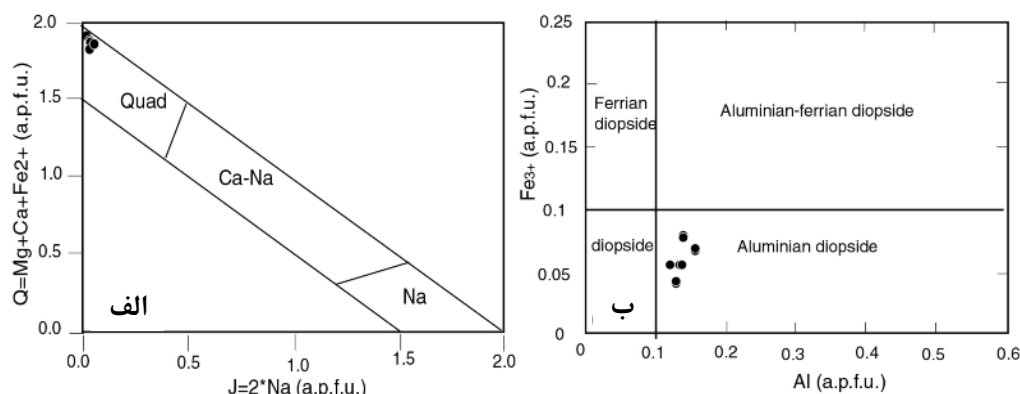
ب- سرپانتینیت: سرپانتینیت ها حاصل سرپانتینی شدن کامل سنگ های پریدوتیتی در منطقه را تشکیل می دهند. آنتی گوریت بیشتر از ۹۰٪ حجمی سنگ های سرپانتینیت را تشکیل می دهد. کانی های آنتی گوریت به شکل صفحه ای و بی رنگ بوده و متفاوت از بلورهای ریز دانه و قهوه ای کم رنگ لیزاردیت هستند (شکل ۴ پ).

شاید بتوان گفت کریزوتیل با دو شکستگی چشم گیر و بافت الیافی، از تجزیه ی پروکسن حاصل شده و یا به صورت ثانویه شکستگی های سنگ را پر کرده است (شکل ۴ ث و ج). بافت ساعت شنی و بافت های ناشبه ریختی نفوذی و به هم پیوسته از بافت های شاخص در این سنگ ها هستند. شکل ۴ الف و ب بستایت شبه ریخت در سرپانتینیت های نقه در نشان می دهد. لیزاردیت با قدرت دو شکستی ضعیف در هسته ی بافت مشبک، از کریزوتیل با قدرت دو شکستی چشم گیر در حاشیه ی شبکه قابل تشخیص است (شکل ۴ ج). سیستم نامنظم شکستگی های الیوین قلبی در شبه ریخت های سرپانتین مشخص است. ترمولیت/آکتینولیت و کلینوکلر (شکل ۴ ت) در مقادیر فرعی در زمینه ی سنگ حضور دارند. اندازه ی ترمولیت/آکتینولیت در برخی از نمونه ها تا ۱ میلی متر می رسد. آنتی گوریت و ترمولیت/آکتینولیت در نتیجه ی مصرف لیزاردیت، کریزوتیل، تالک و کلسیت/مگنیزیت طی فرایندهای دگرگونی پیشرونده تشکیل شده است. بافت های ناشبه ریخت سرپانتین نفوذی (شکل ۴ پ) و به هم پیوسته (شکل ۴ ث) در برخی از سرپانتینیت ها، حاصل جانشینی کانی های آنتی گوریت صفحه ای از سوی انبوهی از ریز دانه ها از چند ریختی های با دمای نسبتاً دمای پایین سرپانتین است [۱۷، ۱۸، ۱۹]. تشکیل بافت نفوذی در سرپانتینیت ها را به تاثیر شاره های تاخیری در این سنگ ها نسبت داده اند. خاستگاه احتمالی این شاره ها عبارتند از (۱) آب دریا در مراحل نهایی برخورد، (۲) آب های شهاب سنگی و (۳) شاره های حاصل از فعالیت های ماگمایی در منطقه. برای تایید این نتایج نیاز به بررسی های ایزوتوپی دقیق است.

ترمولیت/آکتینولیت در برخی از نمونه ها در نتیجه ی فرایندهای دگرسانی با دمای پایین به طور کامل با انبوهه هایی از لیزاردیت

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

کانیها/ درصد اکسید عناصر	Opx	Opx	Opx	Ol	Ol	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	۳.۶۴
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 ²⁺	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۷
Fe ³⁺	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	-	-	-	-	-
Fo%	-	-	-	۸۶.۳۱	۸۶.۳۷	-	-	-
Fa%	-	-	-	۱۳.۲۴	۱۳.۲۹	-	-	-
Trp%	-	-	-	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

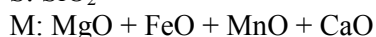


شکل ۵ الف) ترکیب کلینوپیروکسن‌های تجزیه شده در نمودار $Q = Mg + Ca + Fe^{2+}$ (a.p.f.u.) نسبت به $J = 2*Na$ (a.p.f.u.) در [۲۰] در گستره Quad قرار می‌گیرد. ب) موقعیت نمونه‌های تجزیه شده در نمودار Fe^{3+} نسبت به Al [۲۰].

بررسی‌های نمودار فاز سیستم دگرگون به‌صورت 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

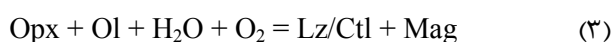
بررسی واکنش‌های سرپانتینی شدن متاپریدوتیت‌ها
نمایش کانی‌های دگرگون در نمودارهای سازگاری
هدف اصلی از نمایش ترکیب کانی‌های دگرگون در نمودارهای سازگاری، بررسی روابط فاز و واکنش‌های دگرگونی در متاپریدوتیت‌های سرپانتینیده و سرپانتینیت‌های نغده است. در

شدن سیستم، می توان ترکیب شیمیایی سنگ های متاپریدوتیت نقه در سیستم SAM-[H₂O, CO₂] نمایش داد (شکل ۶).

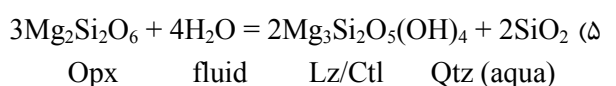
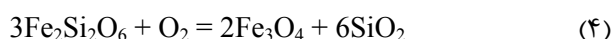


بر اساس شواهد سنگ نگاری و کانی شناسی تعیین شرایط P-T تشکیل سنگ های متاپریدوتیتی نقه در دو مرحله بررسی شده اند:

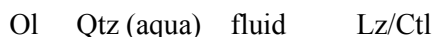
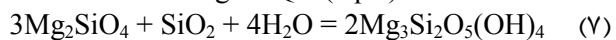
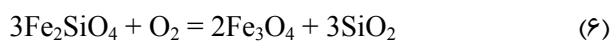
(۱) مرحله ی دگر نهادی: سنگ های پریدوتیت در منطقه ی مورد بررسی تحت تاثیر فرایندهای دگر نهادی با درجه پائین به دلیل نفوذ شاره های غنی از H₂O و CO₂ دگر سان شده، و سنگ های متاپریدوتیت سرپانتینیده و سرپانتینیت با مجموعه کانی های لیزاردیت/کریزوتیل، کلسیت/مگنیزیت، زوئیزیت و (±) تالک تشکیل شده است. در حالت کلی واکنش های تشکیل لیزاردیت/کریزوتیل، چندریختی های با دمای پائین سرپانتین در سنگ های اولترامافیک به صورت زیر است



لیزاردیت/کریزوتیل و مگنیزیت در واکنش (۳) حاصل آبدار شدن کانی های ارتوپیروکسن و الیون و اکسایش تشکیل دهنده های غنی از Fe هستند [۱۹].



تشکیل دهنده ی فورستریت در الیون با SiO₂ فاز شاری واکنش داده و لیزاردیت حاصل شده است:



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

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).

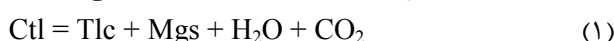
(۲) امکان واکنش های دگرگونی

(۳) فشار و دمای تشکیل سنگ های دگرگون برای سری های رخساره ای مشخص شده

سیستم شیمیایی و واکنش های دگرگونی در متاپریدوتیت های نقه

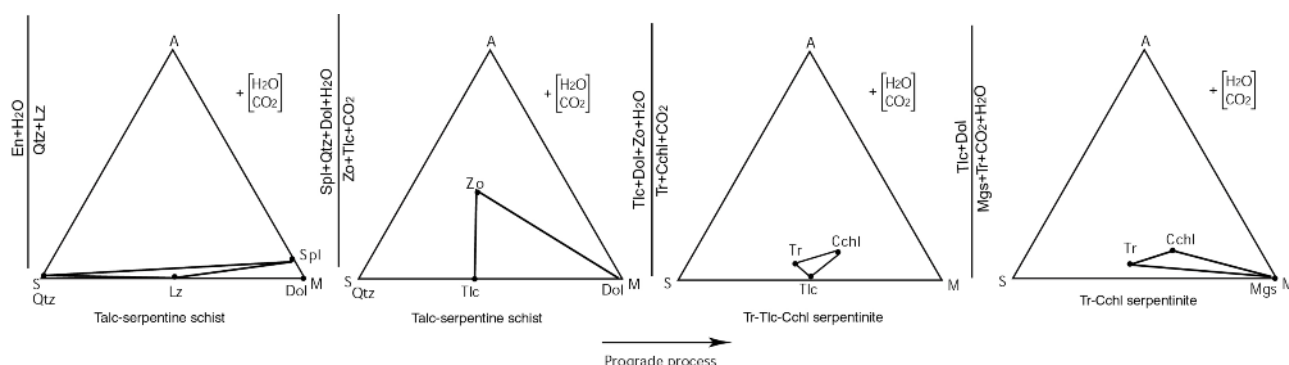
مجموعه کانی های سنگ های متاپریدوتیت متشکل از بقایای کانی های آذرین شامل الیون، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و اسپینل همراه با کانی هایی با درجه ی دگرگونی خیلی پایین شامل لیزاردیت، تالک، زوئیزیت و کلسیت/مگنیزیت و کانی هایی با درجه ی دگرگونی پایین تا شروع دگرگونی در دما متوسط شامل آنتی گوریت، ترمولیت/اکتینولیت و کلینوکلر است.

سنگ های متاولترامافیک نقه دارای کانی های کربناتی است، بنابراین به منظور نشان دادن این پاراژنرها ضروری است تشکیل دهنده ی CaO را در سیستم شیمیایی در نظر بگیریم. کلسیت در مجموعه کانی های با دمای پایین حضور دارد، و با افزایش دما کلسیت در واکنش های تشکیل ترمولیت مصرف می شود.

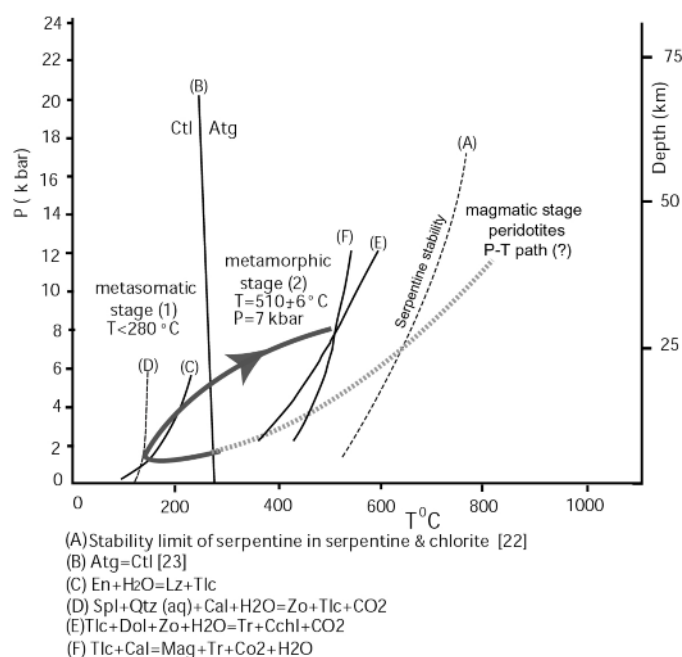


MgO اصلی ترین تشکیل دهنده ی سنگ های متاپریدوتیت است، بنابراین می توان تشکیل دهنده های دو ظرفیتی CaO، FeO و MnO را همراه با MgO در نمودار سازگاری با نماد (M) نشان داد. ترمولیت در مجموعه کانی های با دمای متوسط سنگ های متاپریدوتیت ظاهر شده است. تشکیل آنتی گوریت چندریخت را می توان حاصل تبدیل لیزاردیت و کریزوتیل چندریخت با دمای پائین در اثر واکنش $Ctl = Atg$ در نظر گرفت. گستره ی پایداری آنتی گوریت به ۵۰۰-۶۰۰°C می رسد [۲۱]. Cr₂O₃ در مقادیر کم در کانی های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و Fe₂O₃ به طور اصلی در کانی آمفیبول حضور دارند. بنابراین تشکیل دهنده های سه ظرفیتی Cr₂O₃، Fe₂O₃ و Al₂O₃ را می توان در نمودار سازگاری به طور کلی با نماد (A) نشان داد. کوارتز در مجموعه کانی های دگرگونی متاپریدوتیت ها حضور ندارد، بنابراین سیستم نسبت به تشکیل دهنده ی SiO₂ غیر اشباع بوده و در نمودار سازگاری با نماد (S) نشان داده می شود.

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



شکل ۶ نمایش روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی متاپریدوتیت‌های نقه در نمودار سازگاری (H₂O, CO₂) SAM.



شکل ۷ تعیین دما و فشار دگرگونی در متاپریدوتیت‌های نقه.

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 بویژه Al^{3+} (حتی در مقادیر کم) و Fe^{3+} و Cr^{3+} است [۲۵-۲۸].

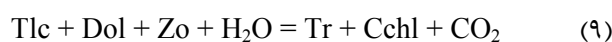
تحولات P-T سنگ‌های متاولترامافیک نقه

بر اساس روابط بافتی و ترکیب کانی‌های همزیست در مجموعه کانی‌های مشخص شده، تحولات P-T سنگ‌های متاپریدوتیت نقه 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 پایین‌تر سرپانتین) به آنتی گوریت بر اساس [۲۳] به صورت $Ctl = Atg$ است (شکل ۷).

ترمولیت/آکتینولیت و کلینوکلر با مصرف تالک و زئوئیزیت 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 کانی ها سپاسگزاری می شود. همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله ی بلورشناسی و کانی شناسی ایران تشکر و قدردانی می شود.

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، ۳۲۸ ص.
- [6] Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G., Lepichon X., Knipper A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulon J., Sibuet J.-C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Bijou-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، "مقدمه ای بر زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی ایران"، (۱۳۵۵) ۱۰۹ ص.

پائین تر از 280°C مشخص می شود. تشکیل کریزوتیل و لیزاردیت حاصل از دگرسانی الیوین با بافت غربالی [۲۹] و دگرگونی در دماهای تعادلی پائین [۳۰]، از مشخصه های دگرگونی مرتبط با پشته های اقیانوسی ۱ است. دومین قسمت از مسیر P-T نشان دهنده گرم شدگی دوباره سنگ های اولترامافیک سرپانتینی شده تا شرایط اوج دگرگونی در حدود 500°C در فشار حدود ۷ kbar است. محل تقاطع واکنش های تعادلی محاسبه شده با THERMOCALC (شکل ۷)، مقادیر دما و فشار دگرگونی پیشرونده را نشان می دهد.

تبلور کانی های دگرگونی پیشرونده آنتی گوریت، کلینوکلر و ترمولیت/آکتینولیت در این مرحله صورت گرفته است. با در نظر گرفتن موقعیت زمین شناسی منطقه نقده در انتهایی ترین بخش شمال غربی زون سنندج- سیرجان احتمالاً به توان دگرگونی های پیشرونده سنگ های متاولترامافیک را مشابه با دگرگونی های پیشرونده زون سنندج سیرجان مرتبط با بسته شدن و تصادم نهایی قاره ای نئوتتیس [۳۱، ۳۲] در نظر گرفت.

برداشت

متاپریدوتیت های نقده بر اساس درجه سرپانتینی شدن در دو گروه متاپریدوتیت های سرپانتینیده و سرپانتینیت طبقه بندی می شوند. پلی مورف های سرپانتین در متاپریدوتیت های مورد مطالعه با استفاده از مطالعات بافتی و کانی شناسی شناسایی شد. بر این اساس پلی مورف های سرپانتین در متاپریدوتیت های دمای پائین از نوع کریزوتیل و لیزاردیت است که به صورت پارائز با کانی های تالک و کلسیت/مگنیزیت تشکیل شده اند. در طی دگرگونی ناحیه ای پیشرونده پلی مورف های کریزوتیل و لیزاردیت ناپایدار شده و آنتی گوریت به صورت همزیست با ترمولیت/آکتینولیت و کلینوکلر در متاپریدوتیت های دمای بالاتر ظاهر شده است. سنگ های متاپریدوتیت مورد مطالعه در اثر فرایندهای متاسوماتیسم در حضور سیالات آبدار تحت شرایط درجه دگرگونی پائین ($T < 280^{\circ}\text{C}$) و سپس دگرگونی ناحیه ای پیشرونده در ابتدای رخساره آمفیبولیت ($P \sim 7 \text{ kbar}$ و 500°C) دگرگون شده اند. با در نظر گرفتن موقعیت پریدوتیت های نقده در بخش شمال غربی زون ساختاری سنندج- سیرجان احتمالاً به توان دگرگونی های پیشرونده سنگ های متاولترامافیک نقده را مشابه با دگرگونی های

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., Oterdoorn 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 $MgO-SiO_2-H_2O$ (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 $MgO-SiO_2-H_2O$ (MSH) and $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (MASH): The effects of Al^{3+} 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] خداپنده 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 Fe^{3+} 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*