

بررسی کانی‌شناسی، روابط بافتی و ترکیب شیمیایی کانی‌ها در متابریدوتیت‌های 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 انتهایی ترین بخش شمال‌غربی زون سندج سیرجان واقع شده‌اند. انواع اصلی سنگ‌های دگرگون در این منطقه شامل آمفیبولیت‌ها، شیسته‌های سبز، مرمرها و متابریدوتیت‌های است. سنگ‌های متابریدوتیت بر اساس درجه‌ی سرپانتینیزاسیون [سرپانتینی شدن] در دو گروه متابریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌ها رده‌بندی می‌شوند. ارتوبیروکسن، کلینوپیروکسن، الیوین و اسپینل بقایای کانی‌های آذرین در متابریدوتیت‌های سرپانتینی شده‌اند. ترکیب ارتوبیروکسن به صورت $(\text{Ca}_{0.03-0.06} \text{Mg}_{1.68-1.69} \text{Fe}^{2+}_{0.17-0.18} \text{Cr}_{0.02} \text{Al}_{0.07-0.09})\text{TO}_6$ است. فرمول شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن تجزیه شده به صورت $\text{Di}_{96.98}\text{Hd}_{1.0-3.0}\text{Ae}_{0.0-1.0}\text{Di}$ 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 متابریدوتیت‌های نقده از نوع لرزولیت و کمتر هارزبورژیت و دونیت ارزیابی می‌شود. چند ریختی‌های سرپانتین در متابریدوتیت‌ها با استفاده از ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی شناسایی شدند. بر این اساس چند ریختی‌های سرپانتین در متابریدوتیت‌های با دمای پائین تر از نوع کریزوتیل و لیزاردیت‌اند که به‌صورت پارازن با کانی‌های تالک و کلسیت/مگنزیت یافت می‌شوند. طی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده، چند ریختی‌های کریزوتیل و لیزاردیت نایاب‌دار شده و آنتی‌گوریت به صورت همزیست با ترمولیت/آکتینولیت و کلینوکلر در متابریدوتیت‌های با دمای بالاتر ظاهر شده‌اند. شکل‌گیری دگرگونی در متابریدوتیت‌های نقده را می‌توان در دو مرحله بررسی کرد (۱) مرحله‌ی دگرنهادی 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 $T \sim 500^\circ\text{C}$). با در نظر گرفتن بروزد سنگ‌های دگرگون نقده در راستای شمال‌غربی زون سندج-سیرجان شاید به‌توان دگرگونی پیشرونده در سنگ‌های پریدوتیت نقده را مشابه دگرگونی‌های زون سندج سیرجان وابسته به بسته شدن و برخورد نهایی قاره‌ای نئوتیس در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: متابریدوتیت، سرپانتین، نقده، زون سندج-سیرجان، شمال‌غرب 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 پالئوتیس و افیولیت‌های نئوتیس رده‌بندی می‌شوند.

افیولیت‌های ایران، بخشی از کمربند افیولیتی تیسی خاورمیانه‌اند که به‌علت موقعیت جغرافیایی خاص خود، افیولیت‌های خاورمیانه (Hellenides-Dinarides) و آسیا (Troodos) را به مدیترانه و پاکستان و تبت) می‌دانند.

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

آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

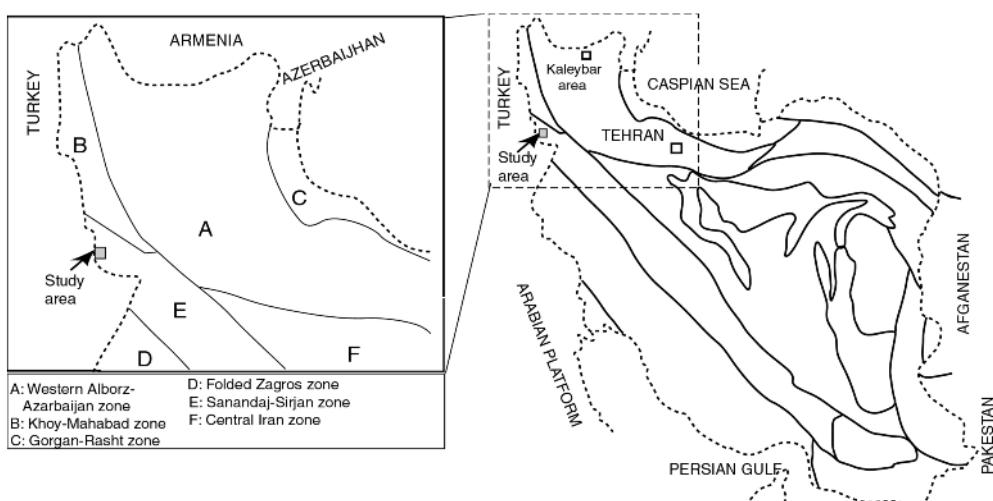
زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در طول‌های جغرافیایی $45^{\circ}-45^{\circ}$, 10° , $36^{\circ}-36^{\circ}$, 55° , $43^{\circ}-36^{\circ}$, 26° شمالی، در شرقی و عرض‌های جغرافیایی آذربایجان غربی واقع شده است. این منطقه از دیدگاه ساختاری و رسوی ایران [۸]، بخشی از زون دگرگون سندنج-سیرجان در نظر گرفته شده است (شکل ۱). افتخارنژاد [۹] با در نظر گرفتن این منطقه در بخش غربی شکستگی مهم زرینه رود-ارومیه، آن را بخشی از زون همدان-ارومیه معرفی می‌کند. در این منطقه انواع سنگ‌های دگرگون و رسوی در گستره‌ای بسیار گسترده رخنمون دارند و نفوذ توده‌های آذربین باعث دگرگون مجاورتی سنگ‌های دربرگیرنده شده است. سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای با ترکیب آمفیبولیت و به مقدار کمتری شیست و مرمر در منطقه رخنمون دارند. رخنمون‌های پراکنده مشابه این سنگ‌های دگرگون در شمال منطقه نیز دیده می‌شوند که ادامه‌ی این دگرگونی‌ها به سمت شمال تا اشتویه ادامه دارد. سن این دگرگونی‌ها مشخص نیست و از نظر ترکیب سنگ‌شناسی شامل واحدهای زیرنند:

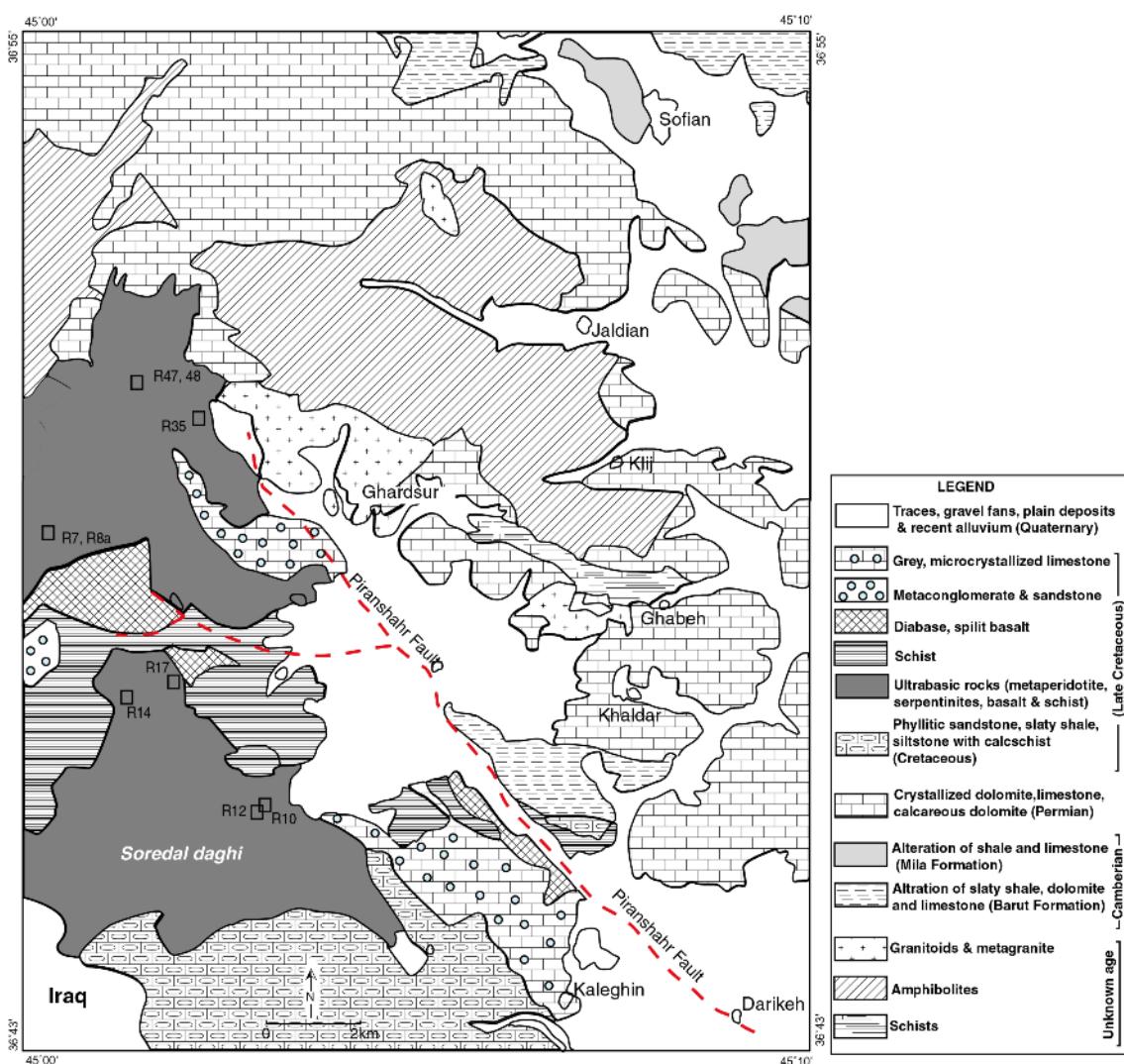
(الف) آمفیبولیت: این واحد در برگیرنده‌ی آمفیبولیت همراه با مقادیر کم شیست سبز است که در غرب روتاستی جلدیان (شکل ۲) در سطحی گسترده به رنگ سبز تیره تا سیاه رخنمون دارد. این واحد با توده‌ی نفوذی و نیز رگه‌های سیلیسی فراوان قطع شده است. به استثنای لایه‌بندی ضعیف در شیست‌ها، لایه بندی خاصی در آمفیبولیت‌ها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

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

سنگ‌های متاپریدوتیتی نقده در انتهایی ترین بخش شاخه‌ی شمال‌غربی زون سندنج-سیرجان واقع شده است. در این پژوهش، کانی‌شناسی، روابط بافتی و ترکیب شیمیایی کانی‌ها در متاپریدوتیت‌ها، بررسی شده و شکل گیری‌های 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 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 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 متاپیدوتیت‌های 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 پیروکسینیت تشکیل شده‌اند.

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 گستردگی در منطقه‌ی مورد بررسی رخمنون دارند. جای گیری سنگ‌های متاولترامافیک به صورت زمین‌ساختی و در راستای گسل‌ها انجام شده است. سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی این مجموعه درهم، شامل سنگ‌های متاولترابازی، متادیاباز، متابازالت، شیست‌های سبز و بیوتیت شیست همراه با سنگ‌های رسوبی نواحی دریایی ژرف (چرت‌های رادیولاریتی و آهک‌های لایه‌ای پلازیک) است. متاپیدوتیت‌های سرپانتینیزه [سرپانینیده] شده

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

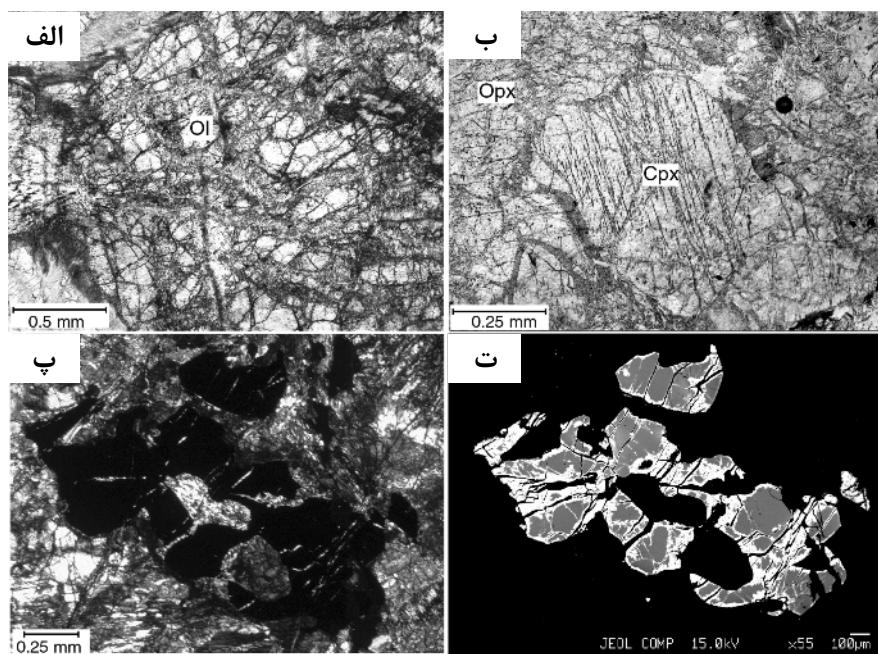
بحث و بررسی سنگ‌شناسی

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

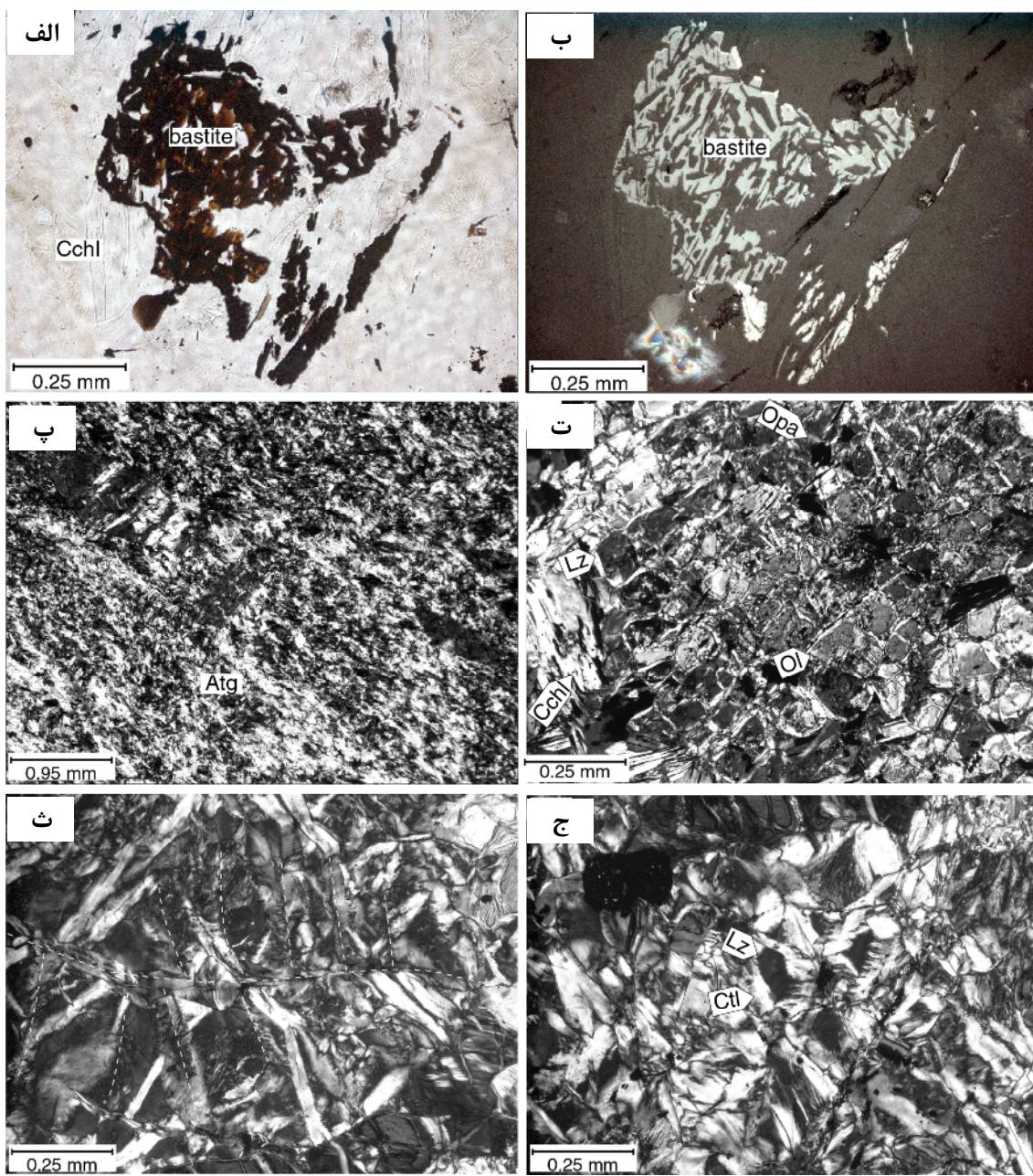
بقایای بافتی سنگ آذرین اولیه به صورت درشت دانه با کانی‌های تشکیل دهنده تا اندازه‌ی ۱ سانتی‌متر در آن‌ها مشاهده می‌شود. سنگ‌های متادیابازی، در برگیرنده‌ی مجموعه‌ای در هم از سنگ‌های آتشفسانی با ترکیب بازی تا متوسط است که با تشکیل اپیدوت به رنگ سبز در آمداند و در حد رخساره‌ی شیست سبز دگرگون شده‌اند. [۱۰] 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 معروف سنگ‌های متاپریدوتیت که روابط بافتی و کانی‌شناسی آن قبلاً با بررسی‌های سنگ‌شناسی مشخص شده بود با ریز پردازندۀ مدل GEOL-JXA-8200 Dانشگاه برلین آلمان با ولتاژ ۱۵ kV، شدت جریان ۱۰–۲۰ nA شدند. از استانداردهای طبیعی و ترکیبی برای درجه‌بندی استفاده شد. کانی‌های تجزیه شده شامل ارتوبیروکسن، کلینوپیروکسن، اسپینل و الیوین بوده‌اند. نسبت $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ در کانی‌های فرومیزین با استفاده از موازنۀ کاتیون‌ها در ساختار کانی‌ها



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از متاپریدوتیت‌های سرپانتینیده نقده، (الف) الیوین که در شکستگی‌ها و حاشیه بهشدت به سرپانتین تجزیه شده است؛ (ب) کلینوپیروکسن و ارتوبیروکسن 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؛ (ب) بستایت در نور بازتابی، (پ) آنتی‌گوریت با تیغه‌های کشیده، (ت) کریزوتیل در دیواره و بقایای الیوین و کانی‌های تیبره 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 متغیر 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) [۱۴، ۱۳]. 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 مرز شکستگی در درون بلور است [۱۴]. مگنتیت کانی فرعی مهم در متاولترامافیک‌هاست و حاصل

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 به عنوان 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 نقدم ترکیب پروتولیت سنگ‌های متاولترامافیک نقدم بر اساس نسبت‌های تقریبی کانی‌های باقیمانده از خاستگاه آذرین شامل الیوین، ارتوبیروکسن و کلینوپیروکسن 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 مگماگی در پروتولیت استفاده شد. فراوانی بقایای کانی‌های آذرین شامل کلینوپیروکسن (۱۷٪)، الیوین (۱۵٪) و ارتوبیروکسن (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 به عنوان ترکیب پروتولیت سنگ‌های متاولترامافیک منطقه مورد بررسی پیشنهاد می‌کند. سنگ‌های متاولترامافیک نقدم بر اساس درجه سرپانتینی شدن (سرپانتینی شدن بخشی تا کامل) در دو گروه شامل متاپیدوتیت‌های سرپانتینیزه و سرپانتینیت رده‌بندی شده است.

الف- متاپیدوتیت‌های 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 کلینوپیروکسن، اسپینل، الیوین و ارتوبیروکسن (شکل ۳). کلینوپیروکسن در جهت رخ و حاشیه به کلسیت و ارتوبیروکسن 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 به صورت کانی‌های باقیمانده در هسته‌ی بافت مشبک مشخص است. الیوین در راستای شکستگی‌ها به سرپانتین تجزیه شده است. شکل ۳ الف تجزیه‌ی الیوین به کریزوتیل رشتی را در راستای شکستگی‌های آن نشان می‌دهد. مجموعه‌ی کانی‌های

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

(۲) بافت ساعت شنی: این بافت از انواع بافت‌های [توری] مشبک بوده و به عنوان بافت شبه ریختی پس از اولیوین در نظر گرفته می‌شود. بافت ساعت شنی از چند ریختی‌های سرپانتین با ویژگی‌های نوری مشخص تشکیل شده است. کریزوتیل در دیواره و لیزاردیت با قدرت دو شکستی خاموش، مرکز شبکه را تشکیل می‌دهد (شکل ۴ ج). بافت ساعت شنی به شدت به تبلور دوباره سرپانتین در گستره‌ی پایداری کریزوتیل وابسته است [۱۳]. در حالت تا خیری، 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 [۱۴، ۱۳]. عموماً جانشینی ارتوبیروکسن به وسیله‌ی سرپانتین در فرایند سرپانتینی شدن با مقدار کمی تالک و کلریت همراه است، البته در شرایطی که جریان شاری در سیستم به صورت محدود بوده و فرآیند انتشار کنترل شده باشد. در صورتی که در محیط‌های با جریان بالای شاری، سرپانتین ریز بلور و اجزای بی‌شكل جایگزین ارتوبیروکسن می‌شود [۱۵، ۱۶]. شکل ۴ الف و ب بافت بستایت در متاپیدوتیت‌های نقدم را نشان می‌دهد.

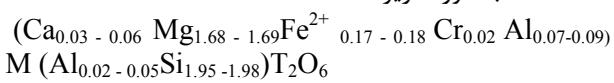
(۴) بافت نفوذی یا تداخلی (interpenetrating): این یکی از بافت‌های ناشبه ریختی سرپانتین است که در آن آثاری از بافت پروتولیت اولیه باقی نمانده و این بافت تنها در نور قطبیده قابل تشخیص است [۱۳، ۱۴]. در بافت نفوذی سرپانتین آنتی‌گوریت با بلورهای صفحه‌ای کشیده و قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ، چند ریخت اصلی سرپانتین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

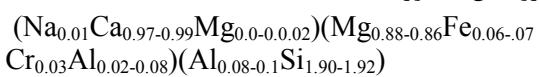
ترکیب شیمی بقایای کانی‌های ماقمایی در متاپیدوتیت‌های سرپانتینی شده

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



تغییرات قابل ملاحظه‌ای در ترکیب کانی‌های ارتوبیروکسن تجزیه شده مشاهده نمی‌شود. نسبت $(Fe^{3+} + Fe^{2+})/(Fe^{3+})$ در حدود (۰,۰۹ a.p.f.u.) است. مقدار Mg به طور متوسط (۰,۰۹ a.p.f.u.)، معادل با ترکیب En₈₄ است.

- کلینوپیروکسن: ترکیب شیمیایی معرف کانی‌های کلینوپیروکسن 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 (۰,۰۸-۰,۱ a.p.f.u.) تشکیل دهنده‌ی منطقه چار وجهی (T) است. فرمول به دست آمده کلینوپیروکسن به صورت



است. تمامی نمونه‌های تجزیه شده در نمودار مثلثی Jd-Ae-Q و نمودار (۰,۰۸-۰,۱ a.p.f.u.) در گسترده Quad قرار گرفته‌اند (شکل ۵ الف). ترکیب اعضای نهایی به صورت (Di₉₆₋₉₈Hd_{1.0-3.0}Ae_{0.0-1.0}) است. مقدار Al₂O₃ در ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن تجزیه شده نسبتاً بالاست (۳,۶۳ wt%). در نمودار Fe³⁺ نسبت به Al (۰,۲۰)، نمونه‌های تجزیه شده در گسترده دیوپسید آلومینیوم دار قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب).

۴-۵-۳-الیوین: ترکیب شیمیایی الیوین در نمونه‌های تجزیه شده به طور قابل ملاحظه‌ای یکنواخت است (Fo_{86.50}Fa_{13.50}). مقدار MnO در حدود ۰,۳۲ است.

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

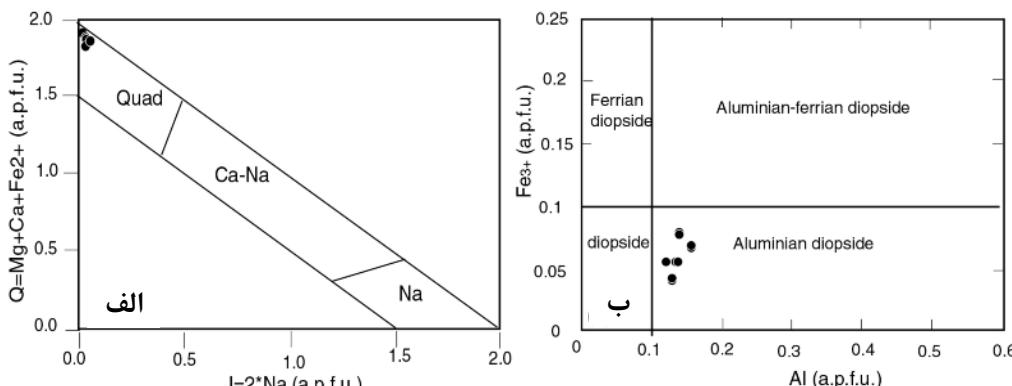
ب- سرپانتینیت: سرپانتینیت‌ها حاصل سرپانتینی شدن کامل سنگ‌های پریدوتیتی در منطقه را تشکیل می‌دهند. آنتی گوریت بیشتر از ۹۰٪ حجمی سنگ‌های سرپانتینیت را تشکیل می‌دهد. کانی‌های آنتی گوریت به شکل صفحه‌ای و بی رنگ بوده و متفاوت از بلورهای ریز دانه و قهوه‌ای کم رنگ لیزاردیت هستند (شکل ۴ پ).

شاید به توان گفت کریزوتیل با دو شکستگی چشم‌گیر و بافت الیافی، از تجزیه‌ی پیروکسن حاصل شده و یا به صورت ثانویه شکستگی‌های سنگ را پر کرده است (شکل ۴ ث و ج). بافت ساعت شنی و بافت‌های ناشبه ریختن نفوذی و به هم پیوسته از بافت‌های شاخص در این سنگ‌ها هستند. شکل ۴ الف و ب بستایت شبه ریخت در سرپانتینیت‌های نقهه را نشان می‌دهد. لیزاردیت با قدرت دو شکستی ضعیف در هسته‌ی بافت مشبک، از کریزوتیل با قدرت دو شکستی چشم‌گیر در حاشیه‌ی 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 مقدار 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 جانشینی کانی‌های آنتی گوریت صفحه‌ای از سوی انبوهی از ریز دانه‌ها از چند ریختی‌های با دمای نسبتاً دمای پایین سرپانتین است [۱۸، ۱۷]. [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 ماقمایی 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 به طور کامل با انبوهای از لیزاردیت

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

کانیها/د صد اکسید عنصر	Opx	Opx	Opx	OI	OI	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	۵۶.۱۷	۵۵.۸۵	۵۵.۲۸	۴۰.۴۰	۴۱.۰۰	۵۲.۳۱	۵۳.۰۱	۵۱.۸۰
TiO ₂	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴
Al ₂ O ₃	۲.۶۰	۲.۷۴	۲.۷۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۲.۹۹	۲.۸۳	۳.۶۴
FeO(t)	۵.۷۵	۵.۹۴	۵.۵۹	۱۲.۴۰	۱۱.۹۸	۷.۰۰	۷.۲۲	۲.۲۲
MnO	۰.۱۹	۰.۱۲	۰.۱۶	۰.۲۲	۰.۵۰	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۱۰
MgO	۳۲.۱۵	۳۲.۴	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	۰.۱	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	۰.۱	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 ^{۲+}	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۴	۰.۰۴	۰.۰۷
Fe ^{۳+}	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	۰.۱۲	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	۰.۱	۰.۱	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	-	-	۰.۱۸	۰.۰۷	۰.۱۳
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%	-	-	-	۱۳.۳۴	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

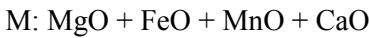


شکل ۵ (الف) ترکیب کلینوپیروکسن‌های تجزیه شده در نمودار $J = 2 * \text{Na}(\text{a.p.f.u.})$ نسبت به $Q = \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{2+}(\text{a.p.f.u.})$ در [۲۰]. (ب) قرار می‌گیرد. (ب) موقعیت نمونه‌های تجزیه شده در نمودار Fe^{3+} نسبت به Al در [۲۰].

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 فازی و واکنش‌های دگرگونی در متاپریدوتیت‌های سرپانتینیده و سرپانتینیت‌های نقده است. در

شدن سیستم، می‌توان ترکیب شیمیایی سنگ‌های متاپریدوتیت نقده را در سیستم $\text{SAM}-[\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2]$ نمایش داد (شکل ۶).

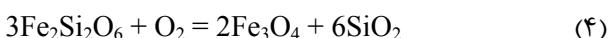


بر اساس شواهد سنگنگاری و کانی‌شناسی تعیین شرایط T تشکیل سنگ‌های متاپریدوتیت نقده در دو مرحله بررسی شده‌اند:

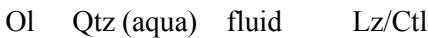
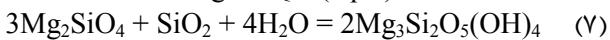
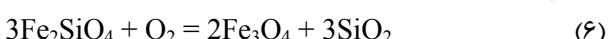
(۱) مرحله‌ی دگرنهادی: سنگ‌های پریدوتیت در منطقه‌ی مورد بررسی تحت تاثیر فرایندهای دگرنهادی با درجه پائین به دلیل نفوذ شاره‌های غنی از H_2O و CO_2 دگرسان شده، و سنگ‌های متاپریدوتیت سرپانتینیده و سرپانتینیت با مجموعه کانی‌های لیزاردیت/کریزوتیل، کلسیت/مگنتیت، زوئیزیت و (\pm) تالک تشکیل شده است. در حالت کلی واکنش‌های تشکیل لیزاردیت/کریزوتیل، چندربختی‌های با دمای پائین سرپانتین در سنگ‌های اولترامافیک به صورت زیر است



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



تشکیل دهنده‌ی فورستریت در الیوین با SiO_2 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 افتداده 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 $250-280^\circ\text{C}$ پایدار است (شکل ۷، منحنی واکنش (B)).

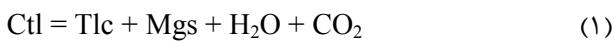
(۲) امکان واکنش‌های دگرگونی

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

سیستم شیمیایی و واکنش‌های دگرگونی در متاپریدوتیت‌های نقده

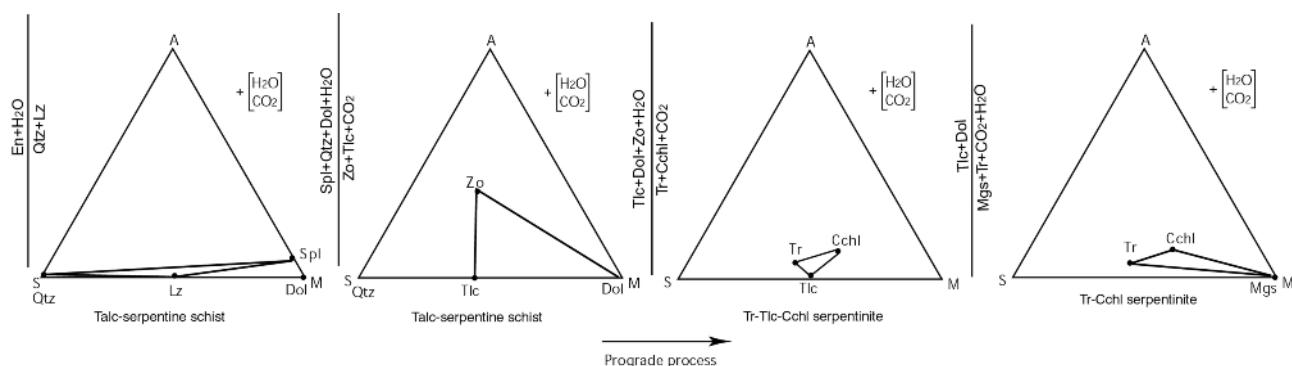
مجموعه کانی‌های سنگ‌های متاپریدوتیت متشکل از بقایای کانی‌های آذرین شامل الیوین، ارتوبیروکسن، کلینوپیروکسن و اسپینل همراه با کانی‌هایی با درجه‌ی دگرگونی خیلی پایین شامل لیزاردیت، تالک، زوئیزیت و کلسیت/مگنتیت و کانی‌هایی با درجه‌ی دگرگونی پایین تا شروع دگرگونی در دما متوسط شامل آنتی گوریت، ترمولیت/اکتنیولیت و کلینوکلر است.

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

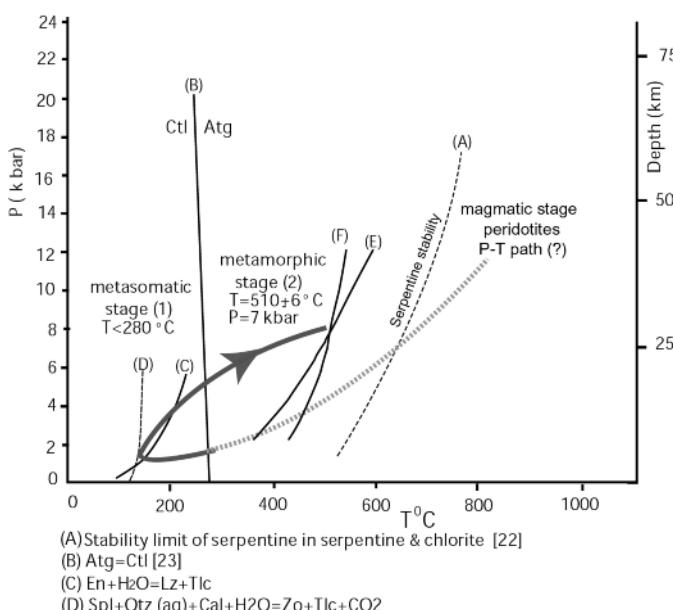


MgO اصلی‌ترین تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های متاپریدوتیت است، بنابراین می‌توان تشکیل دهنده‌های دو ظرفیتی CaO ، MnO و FeO را همراه با MgO در نمودار سازگاری با نماد (M) نشان داد. ترمولیت در مجموعه کانی‌هایی با دمای متوسط سنگ‌های متاپریدوتیت ظاهر شده است. تشکیل آنتی گوریت چندربخت را می‌توان حاصل تبدیل لیزاردیت و کریزوتیل چندربخت با دمای پائین در اثر واکنش Ctl = Atg در نظر گرفت. گستره‌ی پایداری آنتی گوریت به $500-600^\circ\text{C}$ می‌رسد. [۲۱] Cr_2O_3 در مقادیر کم در کانی‌هایی کلینوپیروکسن و ارتوبیروکسن و Fe_2O_3 به‌طور اصلی در کانی‌های آمفیبول حضور دارند. بنابراین تشکیل دهنده‌های سه ظرفیتی Fe_2O_3 , Cr_2O_3 و Al_2O_3 را می‌توان در نمودار سازگاری به‌طور کلی با نماد (A) نشان داد. کوارتز در مجموعه کانی‌های دگرگونی متاپریدوتیت‌ها حضور ندارد، بنابراین سیستم نسبت به تشکیل دهنده‌ی SiO_2 غیر اشباع بوده و در نمودار سازگاری با نماد (S) نشان داده می‌شود.

سرپانتینی شدن سنگ‌های پریدوتیت باعث اضافه شدن CO_2 و H_2O به سیستم شیمیایی (به‌دلیل حضور کانی‌های آبدار و کربناتی) در مقادیر قابل ملاحظه شده است. با ساده



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



شکل ۷ تعیین دما و فشار دگرگونی در متاپریدوتیت‌های نقده.

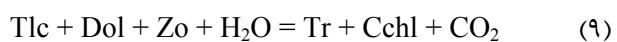
مگنیزیت رسم شده است. ظهرور ترمولیت نشان دهنده آغاز شرایط دگرگونی دما متوسط است. پایداری آنتی گوریت در دماهای بالاتر نسبت به کریزوتیل و لیزاردیت بر اساس بسیاری از مطالعات تجربی تایید شده است. پایداری آنتی گوریت در دماهای بالاتر حاصل جانشینی چرماک کاتبیون‌های سه ظرفیتی بویژه Al^{3+} (حتی در مقادیر کم)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

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

مرحله متاسوماتیک با رخداد وسیع تالک، کریزوتیل و لیزاردیت حاصل هیدراسیون کانی‌های ارتوبیروکسن و الیوین در دماهای

(۲) مرحله دگرگونی پیشرونده: سنگ‌های سرپانتینیت به طور پیشرونده دگرگون شده و مجموعه کانی‌های ترمولیت/آکتینولیت + آنتی گوریت (پلیمورف دماهای بالاتر سرپانتین) و (\pm) کلینوکلر در آن‌ها تشکیل شده است. واکنش تبدیل لیزاردیت و کریزوتیل (پلیمورف‌های دماهای پائین تر سرپانتین) به آنتی گوریت بر اساس [۲۳] به صورت Ctl = Atg (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 سندج سیرجان به تصادم نهایی نئوتیس 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 مجله 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.
- [5] مؤید م، "بررسیهای پترولوجیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیاری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتگین"، 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., Sbortshikov, I.M., Geyssant 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.
- [8] 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 پشتله‌های اقیانوسی 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 پیشروده 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 انتهای ترین بخش شمال‌غربی زون سندج- سیرجان احتمالاً به توان دگرگونی‌های پیشرونده سنگ‌های متاولترامافیک را مشابه با دگرگونی‌های پیشرونده زون سندج سیرجان مرتبط باسته شدن و تصادم نهایی قاره‌ای نئوتیس [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 به صورت پارازنز با کانی‌های تالک و کلسیت/مگنزیت تشکیل شده‌اند. در طی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده پلیمورف‌های کریزوتیل و لیزاردیت ناپایدار شده و آنتی گوریت به صورت 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 آمفیبولييت ($P \sim 7 \text{ kbar}$) و 500°C دگرگون شده‌اند. با در نظر گرفتن موقعیت پریدوتیت‌های نقده در بخش شمال‌غربی زون ساختاری سندج- سیرجان احتمالاً به توان دگرگونی‌های پیشرونده سنگ‌های متاولترامافیک 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 $MgO-SiO_2-H_2O$ (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، ص. ۱۹۰.
- [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 رسویی" ، نشریه انجمن نفت، ۸۲ (۱۳۵۹) ۲۸-۴۹.
- [۱۰] خدابنده ع. ا، " نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نقده" ، سازمان زمین‌شناسی 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 serpentinization", 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 serpentinized 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