



کاربرد ترکیب کرومیت به عنوان یک نشانگر سنگ شناختی در شناسایی خاستگاه مجموعه‌ی اولترامافیک ده شیخ (جنوب استان کرمان، ایران)

سیما پیغمبری^{۱*}، حمید احمدی پور^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران

۲- بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۴، نسخه نهایی: ۹۰/۵/۵)

چکیده: کرومیت یکی از کانی‌های مهم موجود در سنگ‌های مجموعه‌ی اولترامافیک-مافیک ده شیخ واقع در جنوب شهرستان بافت (استان کرمان) است که به شکل‌ها و میزان مختلف وجود دارد. این کانی در هارزبورژیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ از نظر ویژگی‌های بافتی به دو نسل مختلف تقسیم می‌شود که از دیدگاه شیمیایی نیز با یکدیگر متفاوتند. نسل اول از انواع دیرگداز بوده و مقدار Cr# در آن بین ۴۶/۲ تا ۶۰/۰۶ متغیر است و درصد Al_2O_3 در آن پائین (۲۱ الی ۴۴/۴) است. نسل دوم که به صورت میان دانه‌ای تشکیل شده‌اند، نسبت به نسل نخست از Cr# تهی‌تر و از Al_2O_3 غنی‌ترند. کرومیت در لرزولیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ از نظر شیمیایی به نسل دوم کرومیت‌های موجود در هارزبورژیت‌ها شبیه است. در دونیت‌های نامنظم موجود در مجموعه‌ی ده شیخ، کرومیت به شکل‌های مختلف مشاهده می‌شود. دسته‌ی اول به نظر ترکیبی مشابه انواع موجود در کرومیت‌های ده شیخ اند، در حالیکه دسته‌ی دوم دارای ترکیب شیمیایی مشابه کرومیت‌های دیرگداز هارزبورژیت‌ها هستند. کرومیت‌های موجود در کرومیت‌های ده شیخ دارای بیشترین مقدار کروم بوده و میزان Cr# در آن‌ها از ۶۹ تا ۷۹ متغیر است. این کرومیت‌ها در نمودار ژنتیکی، در گستره‌ی کرومیت‌های متبلور شده از گدازه‌های بونینیتی قرار می‌گیرند. کرومیت‌های موجود در کرومیت‌ها و بیشتر پریدوتیت‌های مجموعه ده شیخ در نمودار زمین‌ساختی TiO_2 نسبت به Al_2O_3 wt% در گستره‌ی پریدوتیت‌های منطقه بالای فروران‌ش قرار می‌گیرند. زمین-دماسنجی الیوین-اسپینل که برای پریدوتیت‌های ده شیخ محاسبه شد، نشان دهنده‌ی دماهای تعادل نیمه جامد ($930^{\circ}C$ الی $1080^{\circ}C$) برای این سنگ‌هاست. محاسبات گریزندگی اکسیژن مقادیر $+1.53$ برای لرزولیت‌ها تا $+3.94$ را برای دونیت‌ها بدست می‌دهد که می‌تواند در مناطق بالای فروران‌ش دیده شود. در مجموع، موقعیت زمین‌ساختی بالای فروران‌ش، با وجود یک شارهی اکسیدی که از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده مشتق شده است، می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل پریدوتیت‌ها و کرومیت‌های مجموعه ده شیخ باشد.

واژه‌های کلیدی: مجموعه‌ی اولترامافیک ده شیخ؛ کرومیت؛ زون ابر فروران‌شی؛ کرمان؛ ایران.

مقدمه

واکنش گدازه با سنگ بستگی دارد [۱-۳]. نسبت Mg# اسپینل در حال تعادل با الیوین، به دمایی بستگی دارد که در آن، تعادل صورت گرفته است [۲-۵]. نسبت اتمی Cr# ($Cr/(Cr + Al)$)، نقش زیادی در شناخت گونه‌ی ماگما داشته، به گونه‌ای که درجه‌ی ذوب بخشی یا میزان تهی‌شدگی خاستگاه را نشان می‌دهد و در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف

کرومیت کانی معمول پریدوتیت‌های گوشته‌ای و پوسته‌ی اقیانوسی بوده و به عنوان یک نشانگر مفید که در مقابل عوامل هوازگی مقاوم است، برای تعیین سنگ‌زایی و محیط زمین-ساختی سنگ‌های میزبان شناخته می‌شود. ترکیب شیمیایی کرومیت تا حد زیادی به درجه و شرایط ذوب بخشی و نیز

* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۳۲۲۲۰۳۵ (۰۳۴۱)، پست الکترونیکی: peighambari@pnu.ac.ir

زون ساختاری زاگرس در جنوب رخنمون یافته است. منطقه ی مورد بررسی، دارای ساختاری فلسی است که در آن، راستای کلی راندگی‌ها از سوی شمال خاوری و شمال به سوی جنوب باختری و جنوب است. مجموعه ی اولترامافیک ده شیخ از سمت جنوب و غرب با گسلی به موازات گسل‌ها و راندگی‌های زاگرس به مجموعه ی آمیزه رنگین وصل شده و در بخش‌های شمالی به کنگلومرای بختیاری می‌رسد، به گونه‌ای که ادامه آمیزه رنگین را می‌توان در بخش شمالی کنگلومرای یاد شده نیز مشاهده کرد (شکل ۱ ب)

بحث و بررسی

ویژگی‌های سنگ‌نگاری واحدهای مجموعه ده شیخ

مجموعه ی ده شیخ از دو واحد سنگ‌شناسی اصلی تشکیل یافته است: ۱) سنگ‌های اولترامافیک که بیشترین و مهمترین بخش مجموعه ی ده شیخ را تشکیل داده و ۲) گابروهای لایه‌ای که به صورت بخش کوچکی در شمال شرقی توده ی اولترامافیک رخنمون دارد. هارزبورژیت بیشتر از ۹۰ درصد مجموعه ی ده شیخ را تشکیل داده و میزبان واحدهای سنگی دیگری نظیر دونیت، کرومیتیت و پیروکسنیت است. لرزولیت‌ها به صورت رخنمون‌های کوچک سرخ تا نارنجی در حاشیه ی شمالی توده برونزد دارند. دونیت در مجموعه ی ده شیخ به دو شکل اصلی دیده می‌شود. نوع نخست را دونیت‌های نواری (شکل ۲ الف)، عدسی شکل و نامنظم (شکل ۲ ب و پ) تشکیل می‌دهند که به صورت رخنمون‌هایی در حد دکامتر، بیشتر در بخش شمال شرقی توده دیده می‌شوند، و مرز آن‌ها با هارزبورژیت‌های میزبان به صورت ناگهانی و نامنظم است. نوع دوم دونیت به صورت غلافی پیرامون کرومیتیت‌ها مشاهده می‌شود. در مجموعه ده شیخ، کرومیتیت‌ها و غلاف‌های دونیتی همراه، در سنگ میزبان هارزبورژیتی دیده می‌شوند. توده‌های کرومیتیت اغلب به صورت عدسی شکل یا لایه‌ای هستند و در پاره‌ای موارد با رگه‌های دونیتی قطع شده‌اند (شکل ۲ ت). کرومیتیت‌ها غالباً بافت‌های اولیه ماگمایی نظیر گرهک (شکل ۲ ث)، پراکنده، نواری (شکل ۲ ج) و توده‌ای را در خود حفظ کرده‌اند. پیروکسنیت به صورت رگه‌ها و دایک‌های کلبینوپیروکسنیت و ارتوپیروکسنیت و متقاطع با تمام واحدهای سنگ‌شناسی یاد شده رخنمون دارند. کانی کرومیت به صورت پراکنده در بیشتر واحدهای سنگ‌شناسی نامبرده نظیر هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها و دونیت‌ها وجود داشته و به همراه الیون، کانی اصلی تشکیل دهنده ی کرومیتیت هاست.

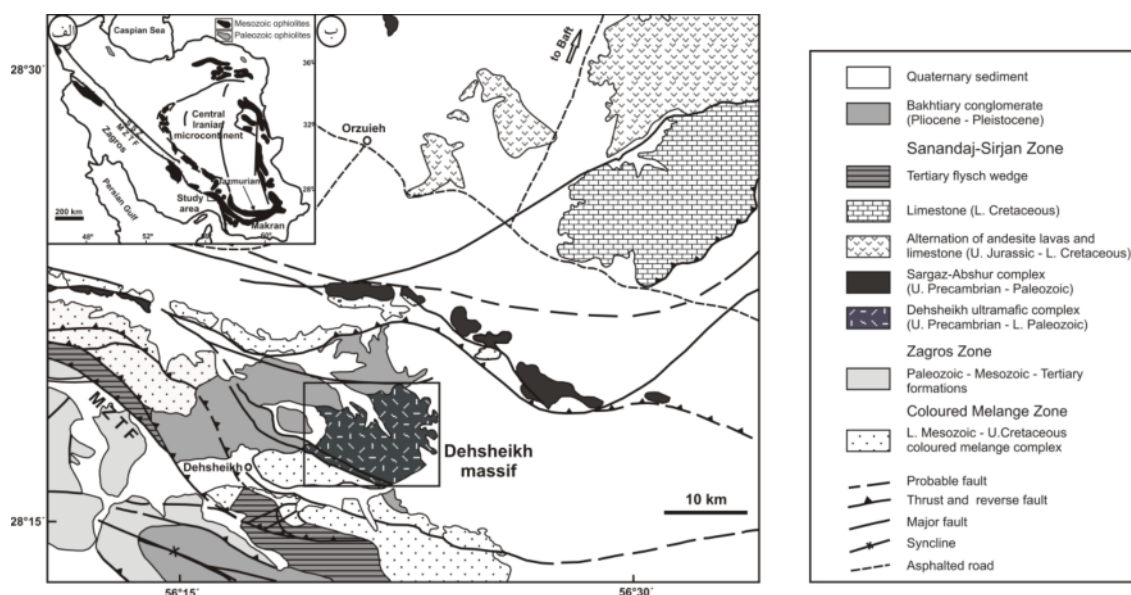
(مانند پشته‌های میان اقیانوسی و زون‌های فرورانس)، این نسبت متفاوت است [۶،۷]. در مجموعه ی اولترامافیک ده شیخ، ترکیب نسل‌های کرومیت موجود در هر لیتولوژی با یکدیگر متفاوت بوده، ولی در مواردی ممکن است ترکیب اسپینل‌ها با یکدیگر همپوشانی داشته باشد. در ادامه سعی می‌شود تا با استفاده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، بررسی تصاویر SEM و شیمی کانی کرومیت در لیتولوژی‌های مختلف توده ی اولترامافیک ده شیخ، به بررسی کاربرد ژنتیکی آن برای تعیین ترکیب ماگمای مادر و تاریخچه ی زمین‌ساختی مجموعه ده شیخ بپردازیم.

روش بررسی

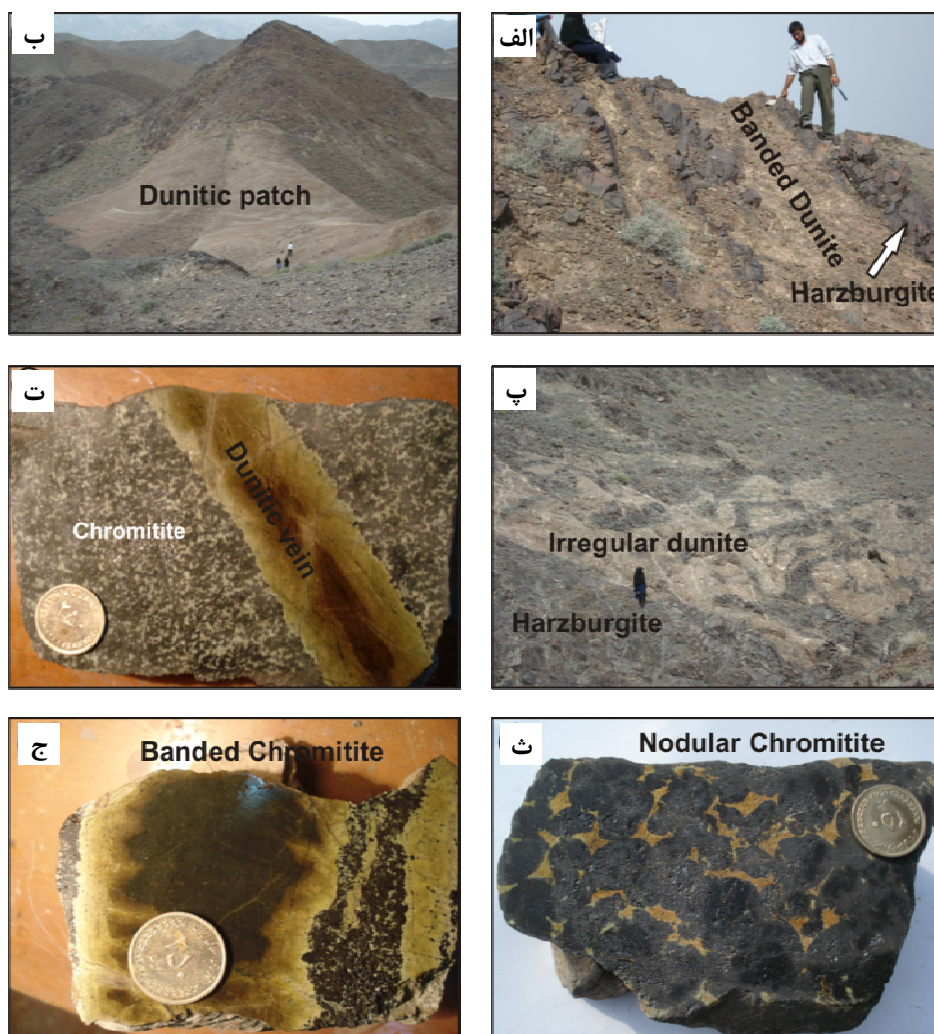
به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های مختلف مجموعه ی اولترامافیک-مافیک ده شیخ، برش‌های نازک صیقلی از ۵۰ نمونه ی سنگی در دانشگاه کارلسروهه آلمان تهیه شدند، و سپس با پوششی از کربن متالیزه و با دستگاه LEO1530 سبسی با پوششی از کربن متالیزه و با دستگاه LEO1530 تجزیه ی نیمه کمی، و تصویر برداری الکترونی شدند. برای تعیین دقیق ترکیب کانی‌ها، کانی‌های مختلف با ریز پراکنده ی الکترونی JEOL Superprobe 8900 با ولتاژ ۱۵ kv و قطر پرتو تابیده شده ۱۵ nA در دانشگاه مونستر آلمان، مورد بررسی‌های شیمیایی اکسید عناصر اصلی و NiO و Cr_2O_3 قرار گرفتند. Fe^{2+} و Fe^{3+} بر اساس ضرایب عنصرسنجی محاسبه شدند.

زمین‌شناسی مجموعه ده شیخ

توده ی اولترامافیک ده شیخ بخشی از مجموعه‌های پریدوتیتی است که در کمربند افیولیتی ناحیه ی اسفندقه در جنوب استان کرمان واقع شده و میزبان چندین کانسار کرومیتیت است. این کمربند در کناره جنوب شرقی زاگرس رانده شده (شکل ۱) [۸] قرار گرفته و بخشی از کمربند افیولیتی تتیسی خاور میانه است که افیولیت‌های مدیترانه را به افیولیت‌های هیمالیا وصل می‌کند [۹،۱۰]. به عقیده ی مک کال [۱۱]، این ناحیه بخشی از حاشیه ی جنوبی قطعه سندج-سیرجان/باجگان-دورکان بوده و از افیولیت‌های نیریز جدا شده است. شهاب پور [۱۲] این افیولیت ملانژها را بخشی از افیولیت ملانژ نیریز می‌داند که در لبه ی جنوب شرقی تراست اصلی زاگرس قرار گرفته است. مجموعه اولترامافیک ده شیخ و آمیزه ی رنگین مجاور آن، از دیدگاه ساختاری بین دو زون زمین‌ساختی ایران، یعنی سندج-سیرجان و زاگرس جای می‌گیرد، به گونه‌ای که تقریباً در برخوردگاه زمین‌ساختی زون سندج-سیرجان در شمال و



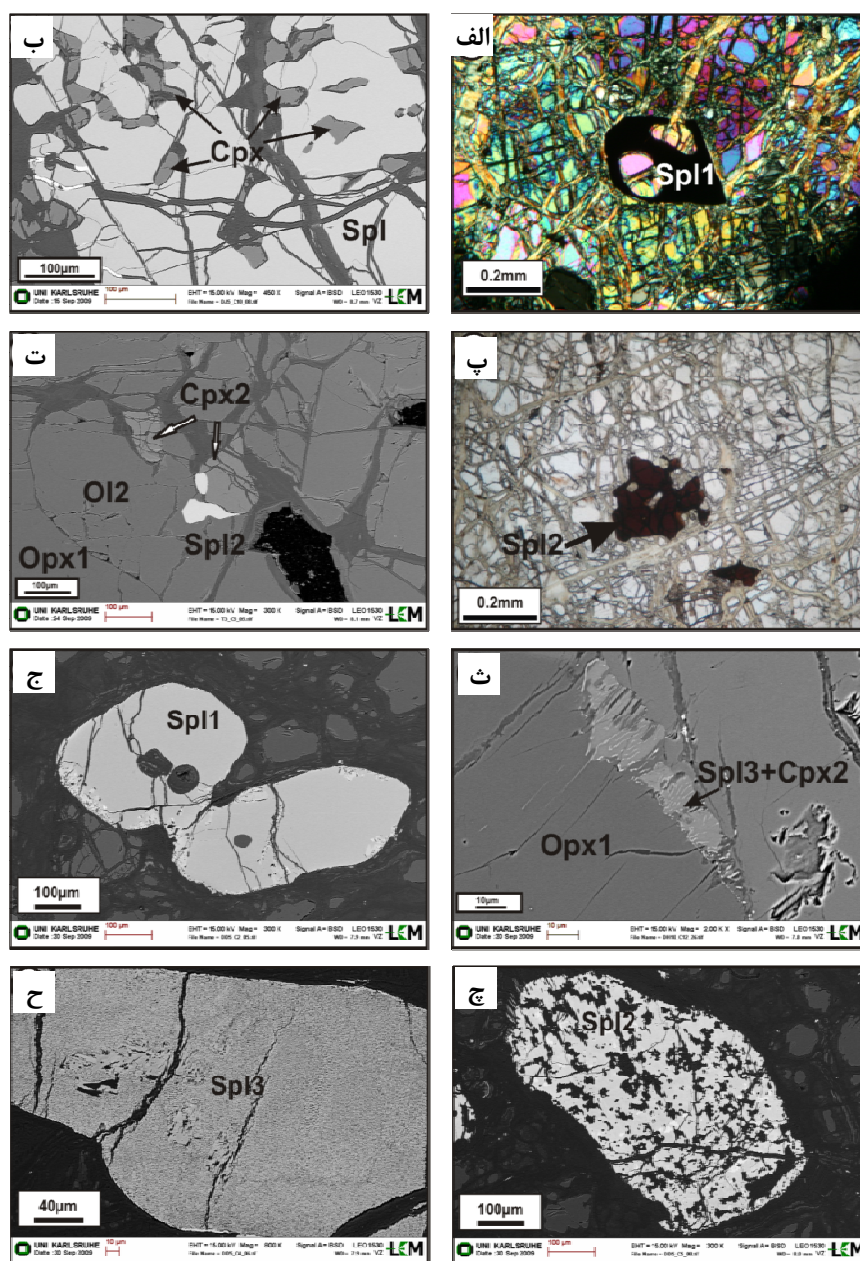
شکل ۱ الف- موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی بین کمربندهای افیولیتی ایران، ب- نقشه زمین‌شناسی ارزشی و توده ده شیخ [۸].



شکل ۲ الف) تناوب دونیت‌های نواری و هارزبورژیت‌های ده شیخ، ب) عدسی دونیت در هارزبورژیت، پ) دونیت‌های نامنظم در هارزبورژیت‌ها، ت) رگه‌ی دونیتی به صورت متقاطع با کرومیتیت‌ها، ث) کرومیتیت با بافت ندولار، ج) کرومیتیت با بافت نواری.

قطر ۳ میلی متر) بوده و از انواع کاملاً شکل دار تا کاملاً بی-شکل تغییر می‌کند. این نوع بیشتر بین بلورهای اولیه الیون و ارتوپیروکسن دیده شده و اغلب شامل دربرداریهایی از جنس الیون، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن هستند (شکل ۳ الف).

بررسی‌های میکروسکوپی و نیز تصاویر SEM کرومیت در لیتولوژی‌های مختلف، حاکی از نسل‌ها و انواع مختلف کرومیت در سنگ‌های مجموعه‌ی ده شیخ است. در هارزبورژیت‌ها، کانی کروم اسپینل با فراوانی حداکثر ۳ درصد و به شکل‌های مختلف دیده می‌شود. نوع نخست اسپینل (Spl1) نسبتاً درشت دانه (تا



شکل ۳ الف) کروم اسپینل نسل دیرگداز (Spl1) با دربرداریهایی از الیون در هارزبورژیت‌های ده شیخ، (ب) کروم اسپینل نسل دوم (Spl2) با دربرداریهایی از کلینوپیروکسن در هارزبورژیت‌های ده شیخ، (پ) کروم اسپینل بی‌شکل نسل دوم (Spl2) و دربرداریهایی از جنس الیون درون آن در هارزبورژیت، (ت) کروم اسپینل‌های نسل دوم (Spl2) ریز دانه و بی‌شکل در اطراف پورفایروکلاست‌های ارتوپیروکسن در هارزبورژیت، (ث) مجموعه سیمپلکتیک کروم اسپینل و کلینوپیروکسن در حاشیه پورفایروکلاست ارتوپیروکسن در لرزولیت‌های ده شیخ، (ج) دانه‌های کروم اسپینل ساده (Spl1) با دربرداریهایی از الیون در دونیت‌های ده شیخ، (چ) دانه‌های کروم اسپینل با بافت غربالی (Spl2) در دونیت‌های ده شیخ، (ح) دانه کروم اسپینل با بافت داخلی سوزنی (Spl3) در دونیت‌های ده شیخ.

در آن‌ها بوجود آمده‌اند. این سوزنی‌ها به دلیل ریز بودن قابل تجزیه با ریزکاوشگر الکترونی نیستند. در کرومیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ، کرومیت به صورت خود شکل تا بی شکل و به صورت فاز انباشتی یا ادکومولایی تا اورتوکومولایی دیده می‌شود.

شیمی کرومیت‌های مجموعه‌ی اولترامافیک ده شیخ

نتایج تجزیه‌ی شیمیایی برخی از کرومیت‌های موجود در واحدهای سنگ‌شناسی مختلف در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه‌ی شیمیایی، کرومیت‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ به دو نوع تقسیم می‌شوند. نوع نخست که شامل کرومیت‌های دیرگدازند (Spl1) حاوی $(Cr/Cr + Al) Cr\#$ (۴۶/۲ تا ۶۰/۰۶)، TiO_2 (حداکثر ۰/۲ درصد وزنی) بالاتر و Al_2O_3 (۲۱ الی ۴۴/۴ درصد وزنی) و $(Mg/Mg+Fe^2) Mg\#$ (۴۷/۶ تا ۶۸) پائین‌تری نسبت به کروم اسپینل‌های نسل دوم-اند. داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای از مرکز تا حاشیه این نسل از کروم اسپینل، نشان از تغییر نوسانی مقدار Al_2O_3 از مرکز به سمت حاشیه دارد. به طور کلی در مقایسه با انواع دیگر کروم اسپینل، کرانه‌های آن‌ها از Al_2O_3 و $Mg\#$ غنی بوده، از نظر مقدار $Cr\#$ و TiO_2 تهی‌تر، و از نظر ترکیب شیمیایی، به ترکیب نسل دوم کرومیت بسیار شبیه‌اند. نسل دوم کرومیت موجود در هارزبورژیت‌ها (Spl2) شامل اسپینل‌های ریز بین دانه‌ای است که از لحاظ ترکیب شیمیایی دارای $Cr\#$ پائین‌تر (۲۲/۴۷ تا ۵۱/۶۷) و Al_2O_3 (۲۶ تا ۴۵/۸ درصد وزنی) بالاتری نسبت به کروم اسپینل‌های نسل نخست است. $Mg\#$ و TiO_2 در این نوع به ترتیب از ۵۰/۴ تا ۶۷/۱۸ و ۰/۰۲ تا ۰/۱۵ درصد وزنی متغیر بوده به طوری که میزان TiO_2 در این نسل پایین‌تر از نسل اول است. شباهت ترکیبی و میزان مشابه Al_2O_3 در حاشیه‌های کروم اسپینل‌های نسل اول و کروم اسپینل‌های ریز دانه نسل دوم را می‌توان به عملکرد واکنش‌های گدازه-سنگ نسبت داد. کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها از دیدگاه ترکیب شیمیایی و بر اساس رده بندی استیونس [۱۴]، در گستره‌ی کروم اسپینل تا Al-کرومیت (پیکوتیت) قرار می‌گیرند (شکل ۴). چنین روند ترکیبی، به فرایند ذوب گوشته و یا واکنش‌های محلی گدازه-سنگ نسبت داده می‌شوند [۶].

نوع دوم اسپینل (Spl2) کاملاً بی شکل بوده و به صورت‌های مختلفی ظاهر می‌شود. بعضی از آن‌ها حفره‌های متعددی داشته که با کلینوپیروکسن پر شده‌اند (شکل ۳ ب). برخی دیگر شکل‌های نامنظم و بی‌شکلی دارند و دربرداری‌های الیوین دارند و جزء اسپینل‌های نسل دوم محسوب می‌شوند (شکل ۳ پ). پگه و همکاران [۱۳] این بافت را ناشی از ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن غنی از کروم و آلومینیوم می‌دانند. اسپینل‌های نسل دوم را نیز می‌توان همراه با الیوین‌های نسل سه، در مرز پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن مشاهده کرد (شکل ۳ ت). لازم به یادآوری است که اسپینل نیز به صورت تیغه‌های جدایشی درون کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن مشاهده می‌شود. کروم اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌های ده شیخ را می‌توان به انواع خود شکل تا نیمه شکل‌دار (Spl1) و نیز انواع بی-شکل (Spl2) تقسیم کرد. کروم اسپینل‌های نسل دوم (Spl2) معمولاً در کنار کلینوپیروکسن یا در محل تماس الیوین-کلینوپیروکسن و در اطراف پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن دیده می‌شوند. گونه‌ای دیگر از کروم اسپینل (Spl3)، به صورت بافت سیمپلکتیک (symplectic) همراه با کلینوپیروکسن، درون ارتوپیروکسن دیده می‌شوند (شکل ۳ ث). آن‌ها مجموعه-های میرمیکیتی شکلی در حاشیه‌ی پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن و در مجاورت با الیوین تشکیل داده‌اند، به طوری که در آنها کروم اسپینل به صورت شاخه‌ای به سمت الیوین گسترش یافته است.

کروم اسپینل از کانی‌های فرعی دونیت‌ها بوده و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بین دانه‌های الیوین پراکنده است. بررسی تصاویر SEM حاکی از آن است که در دونیت‌های نامنظم، سه شکل کروم اسپینل با بافت‌های داخلی متفاوت وجود دارد: شکل نخست، کروم اسپینل‌های شکل داری را تشکیل می‌دهد که از نظر ساختار داخلی، ساده بوده و در بیشتر دونیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ ج). دربرداری‌هایی از جنس الیوین و سرپانتین در این کروم اسپینل‌ها دیده می‌شوند. شکل دوم، بی‌شکل بوده و بافت غربالی دارد (شکل ۳ چ). بررسی تصاویر SEM نشان می‌دهد که لکه‌هایی با مقدار آهن بالا در این کروم اسپینل‌ها وجود دارند که به نظر می‌رسد ناشی از دگرسانی باشند. شکل سوم کروم اسپینل‌هایی هستند که بخش‌هایی از آن‌ها دگرسان شده و شکل‌هایی به صورت سوزن

از نظر ویژگی‌های میکروسکوپی و بافتی، سه نسل از کرومیت در لرزولیت‌های ده شیخ حضور دارند که به طور کلی، از نظر ترکیب شیمیایی، مشابه ترکیب نسل دوم کروم اسپینل در هارزبورژیت‌ها هستند و بر اساس رده‌بندی استیونس [۱۴]، در گستره‌ی کروم اسپینل و به ندرت جزء Al-کرومیت‌ها قرار می‌-

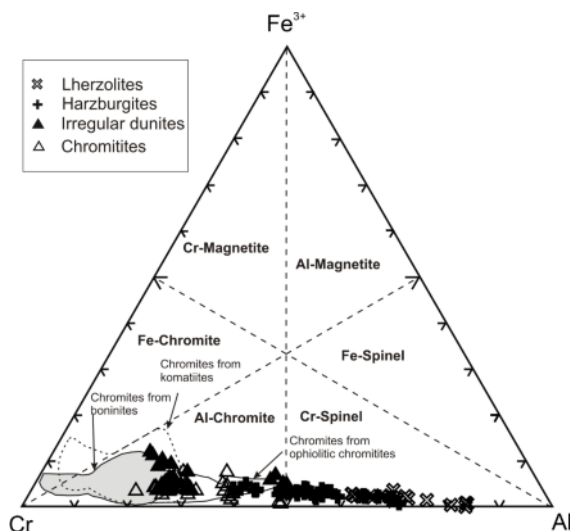
گیرند (شکل ۴). این کروم اسپینل‌ها میزان $Cr\#$ پائین‌تر (۱۶ تا ۳۷/۴) و $Mg\#$ بالاتری (۵۸ تا ۷۱/۵) نسبت به انواع موجود در هارزبورژیت‌ها دارند. در این کروم اسپینل‌ها، مقدار TiO_2 پائین‌تر (۰/۰۲ تا ۰/۱۳) و Al_2O_3 بالاتری (۳۸/۳ تا ۵۶/۳) نسبت به انواع موجود در هارزبورژیت‌ها وجود دارند.

جدول ۱ ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها (Hz) و لرزولیت‌های (Lhr) مجموعه‌ی ده‌شیخ (۱: نسل نخست، ۲: نسل دوم).

Sample	DJ5	DJ5	DJ5	F0	D10	D10	T3	D5	D5	D5	D10	DJ5	DB5	H22	H22	DD10	DH10
Lithology	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Lhr	Lhr	Lhr	Lhr	Lhr
	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	2	2
	core	mid	rim		mid	rim		core	mid	rim							
SiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۲	۰	۰/۰۳	۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰	۰/۰۵	۰	۰/۰۲۸	۰/۰۱	۰/۰۵	۰	۰	۰/۰۴	۰
TiO ₂	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۱۳۱	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۱
Al ₂ O ₃	۲۸/۵	۲۸/۰۹	۲۹/۴۹	۲۰/۳۱	۲۶/۵۳	۲۷/۴	۲۳/۴۳	۳۷/۴۷	۹۲/۳۷	۳۹/۶۷	۳۱/۶۳	۳۲/۱۱	۳۸/۶۲	۴۳/۷۹	۴۱/۰۸	۵۲/۹۳	۵۰/۹۶
Cr ₂ O ₃	۳۹/۳۴	۳۹/۰۶	۳۷/۸	۴۶/۶۲	۴۱/۷۳	۴۰/۷۱	۴۴/۴۳	۳۰/۴۹	۳۰/۳۴	۲۸/۴	۳۶	۳۴/۰۹	۲۹/۲۲	۲۴/۰۲	۲۶/۷۸	۱۴/۸۲	۱۷/۹۵
Fe ₂ O ₃	۲/۴۳	۳/۰۲	۳/۲۴	۳/۵۶	۳/۴۳	۲/۶۵	۳/۳۲	۲/۳۵	۲/۱۷	۲/۰۷	۲/۲۳	۳/۰۲	۱/۹۶	۱/۷۵	۲/۰۸	۰	۰/۴۴
FeO	۱۷/۳۸	۱۷/۰۲	۱۶/۹	۱۹/۱۸	۱۶/۳۵	۱۶/۷۶	۱۸/۱۵	۱۴/۹۳	۱۵/۳۳	۱۵/۲۱	۱۷/۶۶	۱۷/۴۳	۱۶/۳۸	۱۴/۲۲	۱۳/۹۰	۱۳/۵۸	۱۳/۳۷
MnO	۰/۳۴	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۴۲	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۳	۰/۲۸	۰/۱۶	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲	۰/۱۵	۰/۱۶
MgO	۱۲/۴۹	۱۲/۶۸	۱۲/۹۲	۱۰/۵۳	۱۳/۱۵	۱۲/۸۸	۱۱/۷۵	۱۵/۰۲	۱۴/۹۳	۱۵/۱۹	۱۲/۷۱	۱۲/۵۹	۱۴/۳۶	۱۶/۱۱	۱۶/۰۳	۱۷/۱۸	۱۷/۴۴
CaO	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰
NiO	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۲۴	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۱۵	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۲	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۳۹	۰/۳۴
Total	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۰۷	۱۰۰/۰۸	۱۰۱/۵	۱۰۰/۰۸	۱۰۱/۶	۱۰۰/۶۴	۱۰۱/۰۶	۱۰۰/۷۷	۱۰۰/۶۹	۹۹/۵۷	۱۰۰/۰۸	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۰۱	۹۸/۷۳	۱۰۰/۳
Cations (Structural formula on the basis of 4 oxygene)																	
Si	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۱/۰۱	۱	۱/۰۳	۰/۷۵	۰/۹۳	۰/۹۷	۰/۸۴	۱/۲۶	۱/۲۷	۱/۳۲	۱/۱۰	۱/۱۳	۱/۲۹	۱/۴۳	۱/۳۶	۱/۶۸	۱/۶۱
Cr	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۸۹	۱/۱۵	۰/۹۹	۰/۹۷	۱/۰۷	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۶۳	۰/۸۴	۰/۸	۰/۶۶	۰/۵۳	۰/۵۹	۰/۳۲	۰/۳۸
Fe ₃	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰	۰/۰۱
Fe ₂	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۲	۰/۵	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۳۹	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۰
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰
Mg	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۴۹	۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۵۳	۰/۶۴	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۶۱	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۷
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ni	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
tot. cat.	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Cr#	۴۸/۰۸	۴۸/۲۶	۴۶/۲۳	۶۰/۶۳	۵۱/۳۴	۴۹/۹۲	۵۹/۹۹	۳۵/۳۱	۴۳/۹۳	۳۲/۴۴	۴۳/۲۹	۴۱/۵۹	۳۳/۶۷	۲۶/۹۰	۳۰/۴۳	۱۵/۸۱	۱۹/۱۱
Mg#	۵۶/۱۶	۵۷/۰۴	۵۷/۶۸	۴۹/۴۶	۵۸/۹۲	۵۷/۸	۵۳/۵۸	۶۴/۲	۶۳/۴۵	۶۴/۰۳	۵۶/۱۸	۵۶/۲۷	۶۰/۹۸	۶۶/۸۹	۶۷/۲۸	۶۹/۲۸	۶۹/۹۳
Y Al	۰/۵	۰/۵	۰/۵۲	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۴۲	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۵۵	۰/۵۶	۰/۶۵	۰/۷۲	۰/۸۴/۶۸	۰/۸۱	
(FeO/MgO)Liq	۱/۴۷	۱/۴	۱/۳۹	۱/۶۶	۱/۲۵	۱/۳۴	۱/۴۸	۱/۲	۱/۲۵	۱/۲۵	۱/۵۴	۱/۵۵	۰/۴۱	۱/۱۷	۱/۱۱	۱/۲۲	۱/۱۳
Al ₂ O ₃ liq	۱۵/۹۵	۱۵/۸۶	۱۶/۱۸	۱۳/۸۷	۱۵/۴۹	۱۵/۶۹	۱۴/۷۱	۱۷/۸۶	۱۷/۹۵	۱۸/۲۹	۱۶/۶۵	۱۶/۷۵	۱۸/۰۹	۱۹/۰۵	۱۸/۵۵	۲۰/۶۰	۲۰/۲۸

جدول ۲ ترکیب شیمیایی کروم اسپینل موجود در دونیت‌های نامنظم (Dun: نسل نخست، ۲: نسل دوم) و کرومیتیت (Chr).

Sample	DD5	DD5	DD5	DD5	H17	H17	M4-1	M2-3	2,3	4	M5-1	F5	M5-3
Lithology	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Dun	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr
Type	1	1	1	1	2	2							
SiO ₂	۰.۲۳	۰.۱۰	۰.۵۷	۰.۵۳۵	۰.۱۹	۰.۱۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۱	.	۰.۰۲	۰.۰۵	.
TiO ₂	۰.۲۴۴	۰.۲۵۷	۰.۳۷۳	۰.۳۴	۰.۲۰۹	۰.۱۶۵	۰.۲۴	۰.۱۸	۰.۳۲	۰.۲۴	۰.۲۱	۰.۱۸	۰.۱۷
Al ₂ O ₃	۲۶.۰۷	۲۶.۲۱	۲۴.۵۶	۲۳.۸۷	۱۰.۸۱	۱۰.۸۱	۱۳.۹۸	۱۳.۸۳	۱۹.۶۰	۱۶.۹۰	۱۰.۲۹	۱۲.۵۲	۱۳.۴۱
Cr ₂ O ₃	۴۰.۱۵	۳۹.۳۲	۴۰.۲۸	۴۰.۷۶	۵۲.۷۶	۵۱.۵۷	۵۸.۱۸	۵۵.۹۴	۴۷.۳۴	۵۳.۰۷	۵۹.۴۵	۵۵.۴۳	۵۴.۵۰
Fe ₂ O ₃	۴.۴۵	۴.۲۷	۵.۹۴	۴.۹۵	۷.۰۰	۸.۱۰	.	۲.۸۵	۳.۷۵	۳.۰۴	۲.۸۵	۳.۹۳	۴.۴۶
FeO	۱۸.۱۰	۱۸.۶۴	۱۸.۴۶	۱۹.۵۲	۲۱.۳۵	۲۱.۸۰	۱۴.۸۰	۱۴.۳۵	۱۷.۲۸	۱۳.۸۰	۱۳.۸۱	۱۷.۰۰	۱۵.۱۴
MnO	۰.۳۳	۰.۲۵	۰.۳۱	۰.۳۹	۰.۴۲	۰.۴۴	۰.۲۹	۰.۲۸	۰.۳۵	۰.۲۸	۰.۳۳	۰.۳۸	۰.۳۱
MgO	۱۲.۰۱	۱۱.۵۴	۱۱.۸۱	۱۱.۳۸	۸.۰۵	۷.۷۰	۱۲.۳۳	۱۳.۰۳	۱۱.۶۹	۱۳.۸۷	۱۲.۸۶	۱۱.۱۳	۱۲.۳۸
CaO	.	.	۰.۰۲	۰.۰۳	.	۰.۰۲	.	.	.	.	۰.۰۲	.	.
NiO	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۱	۰.۰۹	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۱۷	۰.۱۴	۰.۱۲	۰.۱۷	۰.۰۴	۰.۱۷
Total	۱۰۱.۳۸	۱۰۰.۴۹	۱۰۱.۷۸	۱۰۱.۷۵	۱۰۰.۶۲	۱۰۰.۶۰	۹۹.۸۵	۱۰۰.۵	۱۰۰.۳	۱۰۱.۲	۹۹.۸۱	۱۰۰.۶	۱۰۰.۴
Cations (Structural formula on the basis of 4 oxygene)													
Si	.	.	.	۰.۰۱	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Ti	۰.۰۰۶	۰.۰۰۶	۰.۰۰۹	۰.۰۰۸	۰.۰۰۵	۰.۰۰۴	۰.۰۱	.	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	.	.
Al	۰.۹۳	۰.۹۴	۰.۸۸	۰.۸۶	۰.۴۲	۰.۴۲	۰.۵۳	۰.۵۲	۰.۷۲	۰.۶۲	۰.۳۹	۰.۴۸	۰.۵۱
Cr	۰.۹۶	۰.۹۵	۰.۹۶	۰.۹۸	۱.۳۹	۱.۳۶	۱.۴۷	۱.۴۰	۱.۱۷	۱.۳	۱.۵۳	۱.۴۲	۱.۳۸
Fe ₃	۰.۱۰	۰.۰۹۸	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۱۷	۰.۲۰	.	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۱	۰.۱۱
Fe ₂	۰.۴۵	۰.۴۷	۰.۴۶	۰.۴۹	۰.۵۹	۰.۶۰	۰.۴	۰.۳۸	۰.۴۵	۰.۳۶	۰.۳۷	۰.۴۶	۰.۴۱
Mn	۰.۰۰۸	۰.۰۰۶	۰.۰۰۸	۰.۰۱۰	۰.۰۱۲	۰.۰۱۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Mg	۰.۵۴	۰.۵۲	۰.۵۳	۰.۵۱	۰.۴	۰.۳۸	۰.۵۹	۰.۶۲	۰.۵۵	۰.۶۴	۰.۶۲	۰.۵۴	۰.۵۹
Ca	.	.	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	.	۰.۰۰۱	.	.	.	.	.	.	.
Ni	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	.	.	.	.	.	.	.
tot. cat.	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Cr#	۵۴.۱۸	۵۰.۱۶	۵۲.۳۸	۵۳.۳۹	۷۶.۶۰	۷۶.۱۹	۷۳.۶۳	۷۳.۰۷	۶۱.۸۴	۶۷.۸۱	۷۹.۴۹	۷۴.۸۱	۷۳.۱۶
Mg#	۵۴.۱۸	۵۲.۴۶	۵۳.۲۸	۵۰.۹۵	۴۰.۱۹	۳۸.۶۳	۵۹.۷۶	۶۱.۸۲	۵۴.۶۷	۶۴.۱۸	۶۲.۴۱	۵۳.۸۵	۵۹.۳۱
Y Al	۰.۴۶	۰.۴۷	۰.۴۴	۰.۴۳	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۶	۰.۲۶	۰.۳۶	۰.۳۱	۰.۲	۰.۲۴	۰.۲۵
(FeO/MgO)Liq	۱.۵۰	۱.۶۲	۱.۵۰	۱.۶۵	۱.۹۷	۲.۰۸	۰.۹۹	۰.۸۹	۱.۳۳	۰.۸۵	۰.۸۱	۱.۲۰	۰.۹۷
Al ₂ O ₃ liq	۱۵.۳۷	۱۵.۴۰	۱۵	۱۴.۸۲	۱۰.۶۸	۱۰.۶۸	۱۱.۸۸	۱۱.۸۳	۱۳.۶۷	۱۲.۸۵	۱۰.۴۷	۱۱.۳۵	۱۱.۶۸



شکل ۴ موقعیت اسپینل‌ها و کرومیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ در نمودار سه‌تایی Cr ، Fe^{3+} و Al [۱۴]. مشابه این علائم در نمودارهای بعدی نیز به کار برده شده‌اند.

دهنده‌ی فرایندهای متفاوت تشکیل دهنده‌ی این انواع باشد. در نمودار $Mg\#$ نسبت به $Cr\#$ [۷۶، ۷۷-۷۴] (شکل ۶)، نمونه‌های هارزبورژی و لرزولیتی در گستره‌ی پریدوتیت‌های عمیق تا پریدوتیت‌های جلوی قوس که پریدوتیت‌های تهی شده محسوب می‌شوند، واقع می‌شوند در حالی که کرومیت‌های موجود در دونیت‌های نامنظم و کرومیت‌ها در این نمودار، در گستره‌ی گدازه‌ی بونینیتی یا نزدیک به آن قرار می‌گیرند. کروم اسپینل‌های موجود روندی پیوسته از گستره‌ی پریدوتیت‌های تهی شده (پریدوتیت‌های آبیسال تا جلوی قوس) تا گستره گدازه‌های بونینیتی را نشان می‌دهند که این خود می‌تواند نشان دهنده‌ی واکنش گدازه‌های بونینیتی با پریدوتیت‌های تهی شده ده شیخ باشد.

زمین- دماسنجی الیون - اسپینل که بر اساس میزان Al_2O_3 در این دو فاز بوده و توسط وان [۲۵] درجه‌بندی شده است، دماهای $۹۳۰^{\circ}C$ الی $۱۰۸۰^{\circ}C$ را برای پریدوتیت‌های ده شیخ بدست می‌دهد. میزان گریزندگی اکسیژن می‌تواند تحت تأثیر عوامل مختلفی از جمله موقعیت و مکان تبلور و آلودگی گوشته به وسیله‌ی مواد پوسته‌ای اکسیده طی دگرته‌ای گوشته‌ای [۲۶] قرار بگیرد. برای محاسبه‌ی گریزندگی اکسیژن $(\Delta \log f_{O_2}(QFM))$ از زمین- دماسنجی بال هاوس و همکاران [۲۶] استفاده شد که در آن از مقدار نسبت تعادلی Fe^{2+}/Fe^{3+} بین الیون، ارتوپروکسن و اسپینل بر اساس واکنش $6Fe_2SiO_4 + O_2 = 3Fe_2Si_2O_6 + 2Fe_3O_4$ استفاده شد. برای به‌دست آوردن میزان گریزندگی اکسیژن، بر اساس بررسی‌های پارکینسون و پیرس [۲۰] و پارکینسون و آرکولوس [۲۷]، فشار ۱ GPa به کار گرفته شد. برای محاسبه‌ی گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های گوشته‌ای مجموعه‌ی ده شیخ، از دماسنج الیون- اسپینل وان و همکاران [۲۵] استفاده شد. نتایج وابسته به محاسبات و اندازه‌گیری گریزندگی اکسیژن در جدول ۳ آورده شده‌اند. چنانکه ملاحظه می‌شود گریزندگی اکسیژن پریدوتیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ از $+۱.۵۳$ در لرزولیت‌ها تا $+۳.۹۴$ در دونیت‌ها متغیر است. پارکینسون و پیرس [۲۰]، گریزندگی اکسیژن دونیت‌ها را بالاتر از سنگ‌های

از نظر ترکیب شیمیایی می‌توان کرومیت‌های موجود در دونیت‌های نامنظم را به دو گروه مهم تقسیم کرد. دسته اول یا کرومیت‌های ساده‌ی، غنی از کروم بوده ($Cr\#=۷۹-۷۴$) و شامل Al_2O_3 ۸.۸۶ تا ۱۳.۷۹ درصد، $Mg\#$ ۲۶ تا ۳۸.۶ و TiO_2 ۰.۱۶ تا ۰.۳۷ درصد است. این گروه از نظر ترکیب شیمیایی، مشابه ترکیب کرومیت‌های ذخائر معدنی کرومیتیت است. دسته‌ی دوم از کرومیت‌های موجود، از نظر ترکیب شیمیایی، مشابه نسل نخست کرومیت در هارزبورژیت‌هاست، به گونه‌ای که $Cr\#$ در آن‌ها از ۵۰.۸ تا ۵۳.۳، Al_2O_3 از ۲۳.۸ تا ۲۶.۲ درصد، $Mg\#$ از ۵۰ تا ۵۴ و TiO_2 از ۰.۲ تا ۰.۳ درصد در تغییر است. مقدار TiO_2 در دسته دوم از کرومیت‌ها نسبت به انواع موجود در هارزبورژیت بالاتر بوده و به کرومیتیت‌ها نزدیک است. بالا بودن $Cr\#$ ، در آن‌ها خود می‌تواند شاهدی بر ماگماهای مادر با $Mg\#$ بالا، مانند گدازه‌های بونینیتی باشد [۱۵، ۱۶]. بر اساس رده‌بندی استیونس [۱۴]، کرومیت‌های موجود در دونیت‌ها در بخش غنی از کروم قرار می‌گیرند (شکل ۴).

از ویژگی‌های روش کرومیت‌های موجود در کرومیتیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ می‌توان به بالا بودن میزان Cr_2O_3 و پائین بودن مقدار Al_2O_3 اشاره کرد. میزان $Cr\#$ در این کرومیت‌ها بالا، و از ۶۹ تا ۷۹ تغییر می‌کند در حالی که مقدار Al_2O_3 نسبت به کرومیت‌های دیگر، پائین‌تر بوده و از ۱۰ تا ۱۶ درصد تغییر می‌کند. در این کرومیت‌ها $Mg\#$ بالا بوده و از ۵۰ تا ۷۲ تغییر می‌کند. کرومیت‌های موجود در کرومیتیت‌ها، از نظر مقدار TiO_2 غنی‌تر از پریدوتیت‌ها بوده و مقدار آن از ۰.۱۳ تا ۰.۳۵ درصد وزنی در تغییر است. از ویژگی‌های کرومیت‌های موجود در کرومیتیت‌ها، روند ترکیبی مجزای آن‌ها نسبت به انواع موجود در پریدوتیت‌هاست. بر اساس رده‌بندی استیونس [۱۴]، نمونه‌های کرومیتیتی در گستره Al -کرومیت قرار می‌گیرند (شکل ۴).

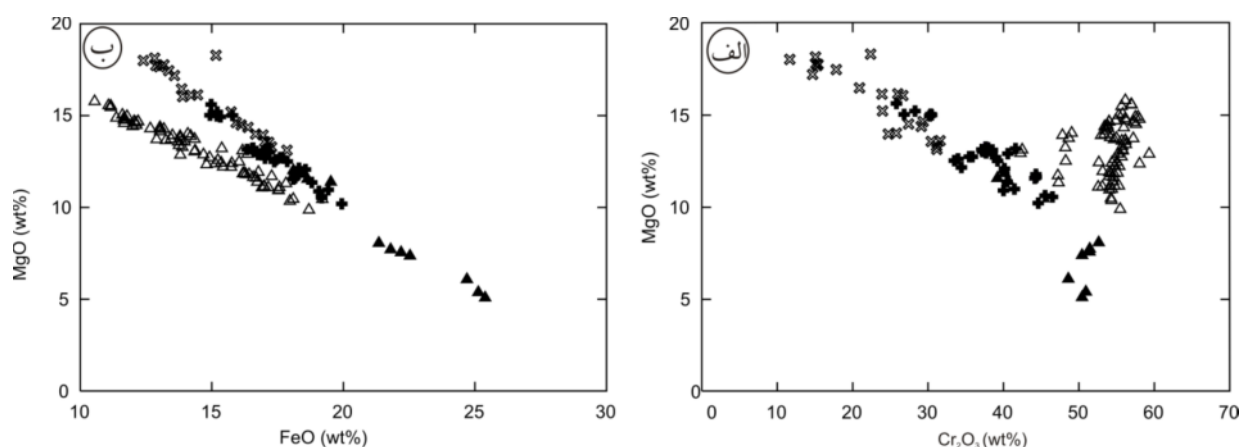
چنانکه که از شکل‌های ۵ (الف و ب) پیداست، روندهای ترکیبی متفاوتی در بین کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها و کرومیت‌های موجود در دونیت‌های نامنظم و کرومیتیت‌ها وجود دارد که می‌تواند نشان

میزان Al_2O_3 و نسبت FeO/MgO در کرومیت‌ها مستقیماً به ترکیب گدازه‌ی مادر وابسته‌اند، هرچند ترکیب شیمیایی کرومیت‌ها می‌تواند در اثر تعادل با الیوین تغییر کند [۱،۲،۲۸]. در اینجا سعی می‌شود تا با استفاده از میزان Al_2O_3 و FeO/MgO در کرومیت‌های موجود در کرومیت‌ها، ترکیب شیمیایی ماگمای مادر این سنگ‌ها را تعیین کرد.

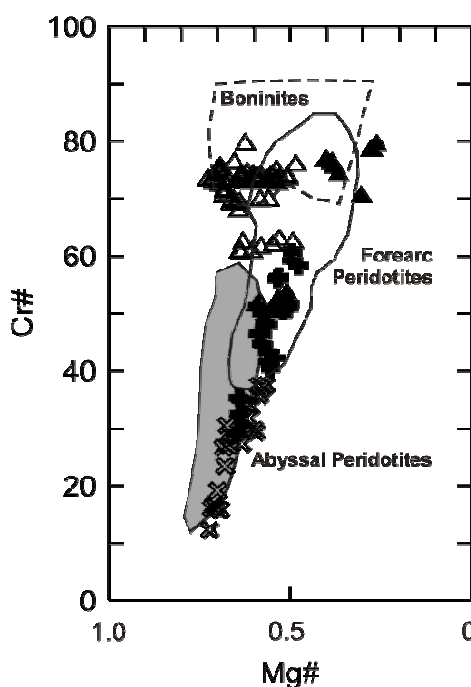
دیگر مجموعه‌های پریدوتیتی می‌دانند که با محاسبات به‌دست آمده از مجموعه ده شیخ همخوانی دارد.

تعیین ترکیب شیمیایی ماگمای مادر تشکیل‌دهنده کرومیت‌ها

ترکیب شیمیایی کرومیت برای تعیین ترکیب شیمیایی ماگمای مادر کاربرد دارد. بررسی‌های تجربی حاکی از این است که



شکل ۵ الف و ب- تغییرات ترکیبی اسپینل در واحدهای مختلف سنگ‌شناسی مجموعه ده شیخ از جمله هارزبورژیت‌ها، لارزولیت‌ها، دونیت‌ها و کرومیت‌ها.



شکل ۶ الف) نمودار $Mg\#$ نسبت به $Cr\#$ برای کروم اسپینل‌های مختلف واحدهای مختلف مجموعه ده شیخ، محدوده آبیسال پریدوتیت‌ها به نقل از دیک و بولن [۶] و آرای [۷] و گستره‌ی پریدوتیت‌های جلوی قوس به نقل از بلومر و هاوکی‌نس [۱۷]، بلومر و فیشر [۱۸]، ایشی و همکاران [۱۹] و پارکینسون و پیرس [۲۰] و گستره‌ی بونینیت‌ها از یومینو [۲۱]، وان در وال [۲۲]، کامرون [۲۳]، سوپولو و دانیوشوسکی [۲۴] می‌باشد.

جدول ۳ گریزندگی اکسیژن و دمای محاسبه شده برای پریدوتیت‌های مجموعه ده شیخ.

Rock types	sample	spinel type	Olivine type	Ycr	Spinel Al_2O_3	Olivine Al_2O_3	Temp (°C)	$\Delta \log(fO_2)_{FMQ}$	Spinel TiO_2	Spinel Fe^{3+}
Harzburgite	F0	۱	۱	۰.۵۸	۲۱.۴۵	۰.۱۱	۹۹۰	+۲.۷۵	۰.۲۰۴	۰.۰۴۹
	Dj5	۲	۲	۰.۴۲	۳۲.۱۱	۰.۱۱	۹۵۶	+۲.۷۹	۰.۰۲۹	۰.۰۳۴
	DO1	۱	۱	۰.۴۷	۲۹.۱۵	۰.۰۹	۹۳۵	+۲.۸۶	۰.۱۴۶	۰.۰۳۴
Lherzolites	DD10	۱	۱	۰.۱۶	۵۳.۵۴	۰.۱۵	۹۶۲	+۱.۵۴	۰.۰۲۵	۰.۰۰۸
	DH10	۲	۲	۰.۲۷	۴۱.۶۸	۰.۲۷	۱۰۷۴		۰.۰۱۹	۰
	DH10	۱	۱	۰.۲۳	۴۶.۲۴	۰.۱۱	۹۳۱	+۲.۸۷	۰.۰۸۷	۰.۰۱۵
Dunites	DD5	۱	۱	۰.۷۰	۱۳.۷۹	۰.۱۱	۱۰۴۰	+۳.۱۹	۰.۲۲۲	۰.۰۷۶
	H17	۱	۱	۰.۷۶	۱۰.۸۱	۰.۱۲	۱۰۸۴	+۳.۹۴	۰.۱۶۴	۰.۱۰۲

به طوری که:

$$Y^{Al}_{spinel} = Al/(Al + Cr + Fe^{3+}), Y^{Fe^{3+}}_{spinel} = Fe^{3+}/(Al + Cr + Fe^{3+})$$

این نسبت برای ماگمای مادر کرومیتیت‌های ده شیخ ۰.۹۹ تا ۱.۲ و برای کرومیت‌های پراکنده در دونیت‌ها ۰.۷۷ تا ۰.۸۵ به دست آمده است. مقدار این نسبت در الیوین بونینیت‌ها ۰.۶-۰.۳ و در بونینیت‌های آندزیتی ۰.۶۷-۱.۱۵ بوده [۳۶] و مشابه ترکیب ماگمای مادر کرومیتیت‌های مجموعه ده شیخ است. بنابراین ترکیب ماگمای بونینیتی را می‌توان به‌عنوان گدازه‌ی مادر کرومیتیت‌های ده شیخ در نظر گرفت.

ترکیب شیمیایی کروم اسپینل به‌عنوان یک نشانگر حساس برای پتروژنز و محیط زمین‌ساختی سنگ میزبان در نظر گرفته می‌شود [۱،۶،۳۳،۳۷،۳۸]. علاوه بر این میزان $Cr\#$ کرومیت به‌عنوان شاخص محیط‌های زمین‌ساختی نیز شناخته شده است [۳۹]. بنابر بررسی‌های کامنستکی و همکاران [۳۳]، کرومیت‌های با میزان پائین $Cr\#$ و Al_2O_3 بالا و مقادیر گسترده‌ی TiO_2 ، اسپینل‌هایی را نشان می‌دهند که از یک گدازه‌ی با ترکیب MORB متبلور شده‌اند، در حالی که کرومیت‌های با میزان بالای $Cr\#$ ، نشانگر تبلور از گدازه‌هایی با ترکیب بونینیت است که خود حاکی از محیط زمین‌ساختی چند فرورانشی است. در این مناطق، کرومیت‌ها دارای میزان پائینی از Al_2O_3 و TiO_2 هستند. مقدار $Cr\#$ اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های عمیق اقیانوسی ۱۰ تا ۵۰ [۶] و پریدوتیت‌های زون فرورانش ۳۸ تا ۸۰ [۱۹،۲۰،۴۰] است.

از آنجا که میزان Al_2O_3 در کرومیت‌ها به ترکیب گدازه‌ی مادر بر می‌گردد و این مقدار در اثر تبلور و نوسان‌های دما تغییر نمی‌کند، لذا می‌تواند برای تعیین ترکیب ماگمای مادر مورد استفاده قرار گیرد [۶، ۲۹-۳۳]. وجود الیوین‌های غنی از Mg ، کرومیت‌های غنی از کروم ($Cr\# \sim ۷۹$) و Al_2O_3 در حد (۱۱-۱۶) در کرومیتیت‌های مجموعه ده شیخ، بیانگر ترکیب گدازه‌ی بونینیتی در محیط‌های زون فرورانش [۳۴] است و نشان دهنده‌ی گدازه‌ی بونینیتی برای کرومیتیت‌های ده شیخ است. مقدار Al_2O_3 اولیه موجود در گدازه‌ی مادر کرومیتیت‌ها را می‌توان با استفاده از فرمول مورل و مورل [۳۵] به صورت زیر محاسبه کرد:

$$Al_2O_3 wt\%_{chromite} = 0.035 (Al_2O_3)^{2.42} wt\%_{liquid}$$

با به کار بردن داده‌های وابسته به کرومیتیت‌های مجموعه ده شیخ در معادله‌ی بالا، مقدار Al_2O_3 گدازه‌ی اولیه تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها در حدود ۱۰.۴۷ الی ۱۲.۱۷ به دست می‌آید. مقادیر بالاتر وابسته به کرومیتیت‌ها و دونیت‌های کرومیت دار (۱۲.۸۵ تا ۱۳.۶۷) است. مقایسه‌ی مقادیر Al_2O_3 به دست آمده از کرومیتیت‌های ده شیخ با مقادیر این اکسید در الیوین بونینیت‌ها (۱۰-۱۱.۲) و بونینیت‌های آندزیتی (۱۱.۶-۱۳.۳۴) [۳۶] نشان دهنده‌ی شباهت بسیار نزدیک آن‌ها با یکدیگر است.

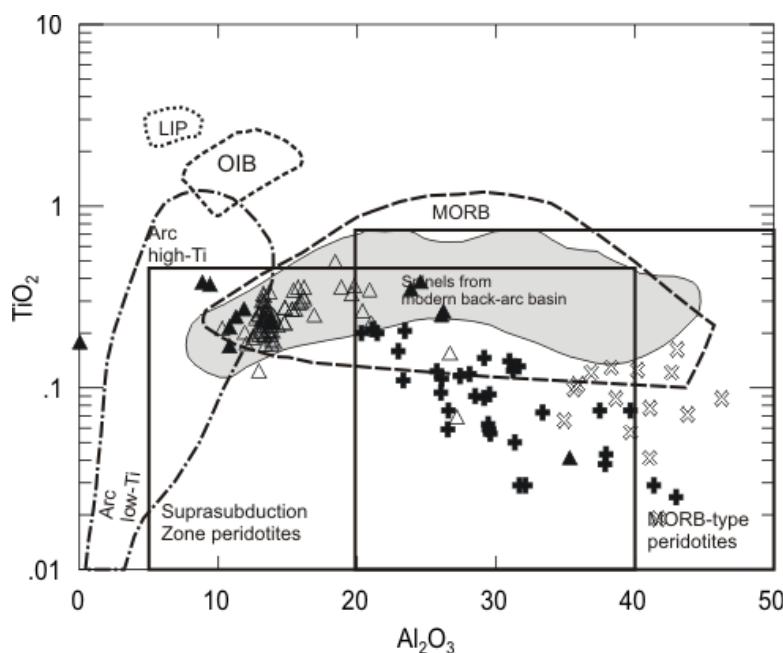
نسبت FeO/MgO مذاب نیز با نسبت FeO/MgO کرومیت‌ها و با استفاده از فرمول مورل [۳۵] به دست می‌آید:

$$\ln\{FeO/MgO\}_{spinel} = \{0.47-1.07Y^{Al}_{spinel} + 0.64Y^{Fe^{3+}}_{spinel} + \ln(FeO/MgO)_{melt}\}$$

موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های ده شیخ، در گستره‌ی مشترک بین پریدوتیت‌های زون فرورانش و MORB قرار می‌گیرند. مقادیر به‌دست آمده برای گریزندگی اکسیژن $\Delta\log(fO_2)$ FMQ در پریدوتیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ نشانگر افزایش اکسایش طی ذوب و گداخت و دگرزه‌ای بعدی است. بدین ترتیب به نظر می‌رسد که این دگرزه‌ای یا یک گدازه‌ی غنی از شاره‌ی آبدار در شرایط اکسیدی بوجود آمده باشد و از آنجا که محیط فرورانش محیطی مناسب برای تشکیل شاره‌های آبدار است، می‌توان محیط بالای زون فرورانش را برای این منطقه در نظر گرفت.

علاوه بر این چنانکه گفته شد براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، ترکیب گدازه‌ی تشکیل دهنده‌ی کرومیت‌های مجموعه ده شیخ به گدازه‌های بونینیتی نزدیک بوده و گوه‌ی گوشته‌ای در بالای زون فرورانش یکی از ایده آل‌ترین مکان‌ها برای تشکیل گدازه‌های بونینیتی است، لذا محیط فرورانش را می‌توان برای تشکیل کرومیت‌های مجموعه‌ی ده شیخ پیشنهاد کرد.

مقدار بالای Cr# در اسپینل‌های پریدوتیت‌های زون چند فرورانشی را به میزان بالای گداخت بخشی در این پریدوتیت‌ها نسبت به پریدوتیت‌های عمیق اقیانوسی می‌دانند [۷،۴۱]. چنانکه گفته شد، میزان Cr# در کروم اسپینل‌های نسل نخست موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه ده شیخ، از ۴۶ تا ۶۰ متغیر بوده و به پریدوتیت‌های زون چند فرورانشی نزدیک است، در حالی که این میزان در کروم اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها پایین‌تر بوده و به پریدوتیت‌های عمیق نزدیک است. هرچند که در برخی از محیط‌های وابسته به قوس یا چند فرورانشی نیز لرزولیت‌هایی وجود دارد که عدد کروم آن‌ها مشابه با پریدوتیت‌های اقیانوسی است ولی با توجه به بررسی‌های انجام شده در این منطقه مانند قاسمی و تالبوت [۴۲]، می‌توان پریدوتیت‌های مجموعه ده شیخ را جزئی از گوشته‌ی زیر پشته‌های در حال گسترش اقیانوسی در نظر گرفت که سپس در شرایط فرورانش قرار گرفته است. با کاربرد نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 (شکل ۷)، کرومیت‌های موجود در کرومیت‌ها و دونیت‌ها، تا اندازه‌ای گستره‌ی کرومیت‌های زون فرورانش را اشغال می‌کند. در این نمودار کروم اسپینل‌های



شکل ۷ تغییرات TiO_2 (wt%) نسبت به Al_2O_3 (wt%) در کروم اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مختلف مجموعه ده شیخ و موقعیت آن‌ها نسبت به محیط‌های زمین‌ساختی مختلف. گستره‌های زمین‌ساختی مختلف به نقل از کامنستکی و همکاران [۳۳] است. چنانکه مشاهده می‌شود کرومیت‌های ده شیخ در گستره‌ی کروم اسپینل‌های وابسته به چند فرورانشی قرار می‌گیرند.

برداشت

کرومیت در مجموعه‌ی ده شیخ در پریدوتیت‌ها و نیز به صورت عدسی‌های کرومیتیتی مشاهده می‌شود. بر اساس شواهد میکروسکوپی نسل‌های مختلفی از کرومیت در سنگ‌های مختلف مجموعه‌ی ده شیخ وجود دارد که به لحاظ شیمی کانی نیز از یکدیگر متمایز می‌شوند. علاوه بر این ترکیب شیمیایی کرومیت‌ها، خاستگاه وابسته به تبلور از گدازه‌های بونینیتی را آشکار می‌سازد. محاسبات گریزندگی اکسیژن در پریدوتیت‌های ده شیخ نشان عملکرد گدازه‌ای همراه با شارهای آبدار در شرایط اکسیدی است. بدین ترتیب با استفاده از شواهد مختلف در مقیاس‌های متفاوت، می‌توان توده‌ی اولترامافیک ده شیخ را بخشی از لیتوسفر اقیانوسی در نظر گرفت که در موقعیت زمین‌ساختی بالای زون فروانش همراه با فعالیت شارهای آبدار اکسیدی مشتق از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده قرار گرفته است.

قدردانی

در اینجا بر خود لازم می‌دانیم که از زحمات سرکارخانم دکتر دلیران و پروفسور استج از دانشگاه کارلسروهه آلمان که در تامین هزینه‌های آزمایشگاهی و کمک‌های علمی ما را یاری کرده‌اند، سپاسگزاری نمائیم.

مراجع

- (1975) 959-972.
- [6] Dick H. J. B., Bullen T., "*Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas*", Contributions to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54-76.
- [7] Arai S., "*Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: review and interpretation*", Chemical Geology 113 (1994) 191-204.
- [8] Sabzehei M., Berberian M., Alavi-Tehrani N., Houshman Zadeh A., Nougole-Sadat M.A.A., Madjidi B., "*Geological quadrangle map of Iran, Geological survey of Iran, No*", (1994) 112.
- [9] Dilek Y., Delaloye M., "*Structure of the Kizilda ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory*", Geology 20 (1992) 19-22.
- [10] Hassanipak A.A., Ghazi A.M., "*Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, Northwest Iran*", Journal of Asian Earth Science 18 (1999) 43-55.
- [11] McCall G.J.H., "*Explanatory text of the Minab Quadrangle Map 1:250,000*", No. J13, Geological Survey of Iran, Tehran (1985) 530.
- [12] Shahabpour J., "*Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz*", Journal of Asian Earth Science 24 (2005) 405-417.
- [13] Pagé P., Bédard J.H., Schroetter J.-M., Tremblay A., "*Mantle Petrology and Mineralogy of the Thetford Mines Ophiolite Complex*", Lithos 100 (2008) 255-292.
- [14] Stevens R.E., "*Composition of some chromites of the western Hemisphere*", American Mineralogist 29 (1994) 1-34.
- [15] Zhou M.-F., "*PGE distribution in 27-Ga layered komatiite flows from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe*", Chemical Geology 118 (1994) 155-172.
- [16] Robinson P.T., Zhou M.F., Malpas J., Bai W. J., "*Podiform chromitites: their composition, origin and tectonic setting*", Episodes 20 (1997) 247-252.
- [17] Bloomer S.H., Hawkins J.W., "*Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: an island arc ophiolite*", In: Hayes, D.E. (Ed.), The Tectonics and Geologic Evolution of Southeast
- [1] Irvine T. N., "*Chromian spinel as a petrogenetic indicator*", Part I. Theory, Canadian Journal of Earth Science 2 (1965) 648-672.
- [2] Irvine T. N., "*Chromian spinel as a petrogenetic indicator*", Part II. Petrological applications, Canadian Journal of Earth Science 4 (1967) 71-103.
- [3] Arai S., "*Chemistry of chromian spinel in volcanic rock as a potential guide to magma chemistry*", Mineralogical Magazine 56 (1992) 173-184.
- [4] Jackson E.D., "*Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex*", Economic Geology, Mono-Series 4 (1969) 41-71.
- [5] Evans B. W., Frost B. R., "*Chrome spinel in progressive metamorphism: a preliminary analysis*", Geochimica et Cosmochimica Acta 39

orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle", Contribution to Mineralogy and Petrology 107 (1991) 27-40.

[27] Parkinson I.J., Arculus R.J., "The redox state of subduction zones; insights from arc-peridotites", Chemical Geology 160 (1999) 409-423.

[28] Dick H.J.B., "Partial melting in the Josephine peridotite I, the effect on mineral compositions and its consequence for geobarometry and geothermometry", American Journal of Science 277 (1977) 801-832.

[29] Barnes S.J., "The distribution of chromium among orthopyroxene, spinel and silicate liquid at atmosphere pressure", Geochimica et Cosmochimica Acta 50 (1986) 1889-1909.

[30] Auge T., "Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints", Mineralium Deposita 22 (1987) 1-10.

[31] Zhou M. F., Robinson P., Malpas J., Li Z., "Podiform chromites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle", Journal of Petrology 37 (1996) 3-21.

[32] Bedard J. H., "Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components", Journal of Petrology 40 (1999) 1853-1889.

[33] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", Journal of Petrology 42 (2001) 655-671.

[34] Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H., "Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites", In: Crawford A.J. (ed) Boninites and related rocks, Unwin Hyman, London (1989) 1-49.

[35] Maurel C., Maurel P., "Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifère. Implications pétrogenétiques: teneur en chrome des spinelles", Bulletin de Mineralogie 105 (1982) 197-202.

[36] Bloomer S.H., Hawkinz J.W., "Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench", Contribution to Mineralogy and Petrology 97 (1987) 361-377.

[37] Pal T., Mitra S., "P-T-fO₂ controls on a partly

Asian Seas and Islands: Part II. AGU Geophysical Monograph, 23. American Geophysical Union, Washington (1983) 294-317.

[18] Bloomer S.H., Fisher R.L., "Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench - a non-accreting plate boundary", Journal of Geology 95 (1987) 469-495.

[19] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 1251", In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 125 (1992) 445-485.

[20] Parkinson I.J., Pearce J.A., "Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in the supra-subduction zone setting", Journal of Petrology 39 (1998) 1577-1618.

[21] Umino S., "Magma mixing in boninite sequence of Chichijima, Bonin island", Journal of Volcanology and Geothermal Research 29 (1986) 125-157.

[22] van der Laan S.R., Arculus R.J., Pearce J.A., Murton J.B., "Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of Site 786, Izu-Bonin forearc", In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 125. Ocean Drilling Program, College station, TX, (1992) 171-202.

[23] Cameron W.E., "Petrology and origin of primitive lavas from Troodos ophiolite, Cyprus", Contributions to Mineralogy and Petrology 89 (1985) 239-255.

[24] Sobolev A.V., Danyushevsky L.V., "Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 1183-1211.

[25] Wan Z., Laurence A., Coogan L.A., Canil D., "Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a geothermometer", American Mineralogist 93 (2008) 1142-1147.

[26] Ballhaus C., Berry R. F., Green D.H., "High pressure experimental calibration of the olivine-

- [40] Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T., "Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic", Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 36-53.
- [41] Gaetani G. A., Grove T. L., "The influence of water on melting of mantle peridotite", Contribution to Mineralogy and Petrology 131 (1998) 323-346.
- [42] Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sananadaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Science 26, (2005) 683-693.
- inverse chromite bearing ultramafic intrusive: an evaluation from the Sukinda Massif, India*", Journal of Asian Earth Science 22 (2004) 483-493.
- [38] Mondal S. K., Ripley E. M., Li C., Frei R., "The genesis of Archaean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massifs in the Singhbhum Craton, India", Precambrian Research 148 (2006) 45-66.
- [39] Ahmed A.H., Arai S., "Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications", Contributions to Mineralogy and Petrology 143 (2002) 263-278.