

## بررسی پریدوتیت‌های گوشته ملانژ افیولیتی سورک (استان یزد، ایران)

### ثمینه رجبی و قدرت ترابی \*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

#### چکیده

افیولیت ملانژ سورک به صورت نواری باریک در محدوده غربی استان یزد، حد فاصل حاشیه جنوب‌غربی پهنه ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه - دختر و در امتداد گسل نائین - دهشیر - بافت قرار دارد. واحدهای سنگی این افیولیت ملانژ شامل پریدوتیت‌های گوشته، گابرو، دایک‌های دیابازی، کوارتز آندزیت، داسیت، سرپانتینیت، لیستونیت، رودینگیت، چرت و سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی است. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی و شیمی کانی‌های اصلی پریدوتیت‌های گوشته، ذوب نامتجلس ارتوپروکسن‌ها و تشکیل الیوین‌های جایگزینی، بالا بودن مقدار Cr# کروم اسپینل در هارزبورگیت‌ها و دونیت‌ها و وجود آمفیبول پارگاسیت در لرزولیت‌های این افیولیت، بر اثر واکنش مذاب/سنگ دیواره بوده است. منشأ این مذاب از صفحه اقیانوسی فرو رونده، در یک پهنه فرورانش، است که با کاهش دمای ذوب لیتوسفر گوشته‌ای که در بالای آن قرار دارد باعث واکنش گسترده مذاب صعود کننده با سنگ دیواره می‌شود. بنابراین، پریدوتیت‌های این افیولیت ملانژ شامل لرزولیت و بیشتر هارزبورگیت و دونیت هستند. این افیولیت از نوع هارزبورگیتی (HOT) بوده و دارای ویژگی‌های افیولیت‌های مناطق پهنه‌بالای فرورانش (افیولیت‌های محیط‌های پشت کمان) است.

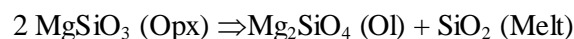
**واژه‌های کلیدی:** افیولیت‌های HOT، پریدوتیت‌های گوشته، واکنش مذاب صعود کننده/سنگ دیواره، گسل نائین - دهشیر - بافت، سورک

#### مقدمه

مانند مراکز گسترش اقیانوس‌ها و مراکز گسترش پشت کمان وجود دارند. بررسی‌ها نشان داده‌اند که ترکیب گوشته بالایی توسط فرآیندهای پیچیده ذوب گوشته و همچنین واکنش سیالات در حال حرکت، کنترل می‌شود (Ramponne *et al.*, 2008). با مطالعه پریدوتیت‌های گوشته در مجموعه‌های افیولیتی پهنه بالای فرورانش می‌توان اطلاعات مهمی درباره

مجموعه‌های افیولیتی، قطعات لیتوسفر اقیانوسی هستند که طی فرآیندهای تکنیکی روی پوسته قاره‌ای جایگیر شده و با استفاده از توالی اولترامافیک آن‌ها می‌توان به شرایط گوشته بالایی و فرآیندهای شیمیایی که در محیط اقیانوسی اتفاق افتاده‌اند، پی برد (Nicolas, 1989). مجموعه‌های افیولیتی در محیط‌هایی

ارتوپروکسن‌ها نیز دچار ذوب نامتجانس شده و بلورهای الیوین جایگزینی طی واکنش زیر در حاشیه این کانی تشکیل می‌شوند:



همانگونه که مشخص است، این واکنش به افزایش میزان  $\text{SiO}_2$  مذاب منجر می‌شود. به این ترتیب، با افزایش  $\text{SiO}_2$  مذاب صعود کننده، مذاب وارد محدوده پایداری کروم اسپینل‌ها شده و الیوین‌های جایگزینی و همچنین کانی کروم اسپینل نیز متبلور می‌شود.

با توجه به روابط صحرایی، افیولیت‌های ایران را بر اساس سن جایگیری به سه گروه زیر طبقه‌بندی نموده‌اند (Alavi, 1991):

الف) افیولیت‌های پروتروزوئیک یا پالئوزوئیک که در لبه غربی خرده قاره شرق-ایران مرکزی رخنمون دارند.

ب) افیولیت‌های پالئوزوئیک که در محدوده البرز در شمال ایران قرار دارند.

ج) افیولیت‌های بعد از ژوراسیک که فراوان‌ترین افیولیت‌های ایران هستند.

افیولیت‌های بخش جنوب‌غربی بلوک ایران مرکزی که در امتداد گسل نائین-بافت قرار دارند به‌عنوان نوار افیولیتی نائین-بافت شناخته شده‌اند (Berberian and King, 1981) و به گروه سوم از طبقه‌بندی یاد شده تعلق دارند. این افیولیت‌ها، شامل مجموعه افیولیتی نائین، دهشیر، شهر بابک و بافت هستند که عمدتاً از سنگ‌های پریدوتیت گوشته، گابرو، دایک‌های دیابازی، آندزیت و ریولیت تشکیل شده‌اند و فاقد دایک‌های صفحه‌ای و توالی کومولاهای لایه‌ای هستند و ویژگی‌های ملائزهای تکتونیکی را دارند (Shafaii Moghadam et al., 2008; Moghadam et al., 2009). به عقیده این محققین، هیچ یک از این مجموعه‌های افیولیتی، ویژگی مجموعه‌های افیولیتی که روی صفحه گندوانایی تراست شده‌اند (نظیر افیولیت‌های مناطق نیریز و کرمانشاه) را ندارند. این محققین، محیط تشکیل این افیولیت‌ها را به یک حوضه

فرآیندهای ذوب، تولید مذاب و حرکت سیال در گوه گوشته‌ای پهنه بالای فرورانش به‌دست آورد (Batanova and Sobolev, 2000). مطالعاتی که اخیراً روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ساختاری پریدوتیت‌های آبیسال و افیولیتی انجام شده است، نشان می‌دهند که ترکیب گوشته لیتوسفری در محیط‌های کششی تنها تحت تأثیر درجات مختلف ذوب بخشی در اعماق مختلف نیست، بلکه واکنش مذاب/سنگ دیواره نیز یک عامل مؤثر در تغییر ترکیب گوشته است (Niu, 2004; Piccardo et al., 2007; Seyler et al., 2007). مکانیسم و ماهیت شیمیایی واکنش مذاب/سنگ دیواره تحت تأثیر ترکیب مذاب، نسبت مذاب به سنگ و تبادل حرارتی بین مذاب در حال حرکت و پریدوتیت میزبان، قابل تغییر است. مورد اخیر به شدت تحت کنترل عمق لیتوسفری است که واکنش در آن رخ می‌دهد. همچنین، مطالعات نشان می‌دهند که طی صعود این مذاب، پریدوتیت‌ها همواره از الیوین غنی و از پروکسن تهی می‌شوند. از آن جایی که این مذاب‌ها در تعادل با پریدوتیت دیواره نیستند، در اثر واکنش با آن، پروکسن آن‌ها ذوب و الیوین ته نشین می‌شود (Kelemen and Dick, 1995; Kelemen et al., 1997). این فرآیند می‌تواند مدل تهی‌شدگی شیمیایی در گوشته لیتوسفری، منشأ هارزبورگیت‌های واکنشی و دونیت‌های جانشینی را تفسیر کند. در تشکیل این پریدوتیت‌های تهی شده، واکنش مذاب/سنگ و فرآیند ذوب بخشی مؤثر بوده‌اند (Piccardo et al., 2004; Seyler et al., 2007). پریدوتیت‌ها در مراحل مختلف واکنش مذاب/سنگ و در اعماق مختلف لیتوسفر ایجاد می‌شوند (Mu'tener et al., Mu'tener and Piccardo, 2003; Piccardo and Borghini et al., 2007; 2004; Vissers, 2007). ذوب بخشی پریدوتیت‌های گوشته به این صورت انجام می‌شود که در اثر ذوب کلینوپروکسن‌ها، مذاب بازالتی تولید می‌شود و  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  این کانی وارد مذاب می‌شود. با گسترش فرآیند ذوب،

### روش انجام پژوهش

به‌منظور بررسی پریدوتیت‌های گوشته ملانژ افیولیتی سورک، پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، پتروگرافی مقاطع نازک، از نمونه‌های مناسب، مقاطع نازک صیقلی تهیه شد. کانی‌های موجود در آن‌ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب Cameca SX-100 در دانشگاه لیبنیز هانور آلمان با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV و شدت جریان ۱۵ nA آنالیز شدند. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین عضوهای پایانی کانی‌ها و همچنین تفکیک  $Fe^{+2}$  و  $Fe^{+3}$  از نسبت‌های استوکیومتری و نرم افزار Minpet استفاده شد.

### پتروگرافی

کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ سورک، شامل الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و کانی‌های فرعی آمفیبول و کروم اسپینل هستند. الیوین‌ها ریزترین و فراوان‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند که در برخی موارد در اثر دگرسانی به سرپانتین تبدیل شده‌اند و بقایایی از الیوین در شبکه‌های سرپانتین محفوظ و محصور شده است. با توجه به فراوانی بیشتر این کانی در هارزبورگیت نسبت به لرزولیت، گسترش سرپانتینی شدن در این سنگ‌ها نیز بیشتر بوده است (شکل ۳- A). در هیچ یک از نمونه‌های بررسی شده، شواهدی از دگرشکلی در این کانی مشاهده نشده است. ارتوپیروکسن بزرگ‌ترین کانی تشکیل دهنده این پریدوتیت‌ها است. در مقاطع طولی این کانی تیغه‌های عدم آمیزشی کلینوپیروکسن به موازات رخ‌های آن مشهود است (شکل ۳- B). همچنین، این کانی در اثر دگرسانی به بستیت‌های بی‌شکل تبدیل شده است. این حالت، به ویژه در هارزبورگیت‌ها مشهود است. کلینوپیروکسن، کانی فرعی تشکیل دهنده این پریدوتیت‌هاست که فراوانی آن در

پشت کمان در این ناحیه، که در کرتاسه میانی شروع به باز شدن نموده، نسبت می‌دهند. افیولیت ملانژ سورک نیز بر اساس طبقه‌بندی یاد شده، به دسته سوم از افیولیت‌های ایران متعلق است. این افیولیت ملانژ از لحاظ جغرافیایی در محدوده غربی استان یزد و شرق روستای علی شفیع (جنوب روستای سورک بالا) و در محدوده جغرافیایی  $32^{\circ} 00'$  تا  $32^{\circ} 20'$  عرض‌های شمالی و  $53^{\circ} 20'$  تا  $53^{\circ} 25'$  طول‌های شرقی قرار دارد (Amidi, 1977) که به‌صورت نواری باریک و کم ارتفاع، با عرض چند صد متر، در امتداد گسل و نوار افیولیتی نائین - بافت، با روند شمال غرب - جنوب شرق، رخنمون یافته است (شکل ۱ و ۲- A). مطالعه این افیولیت توسط شرافت (۱۳۷۶) بیانگر آن است که این مجموعه توالی ناکاملی از یک افیولیت ملانژ است.

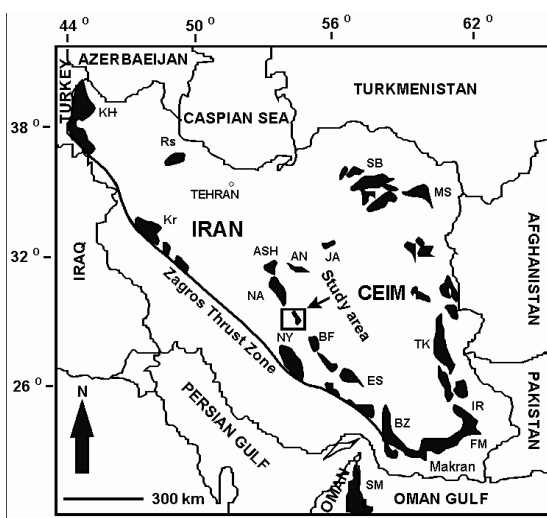
بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که پایین‌ترین واحدهای سنگی این افیولیت ملانژ، پریدوتیت‌های گوشته هستند که معمولاً به‌همراه سرپانتینیت و لیستونیت دیده می‌شوند. سپس سنگ‌های گابرویی، با رنگ سبز تیره، دیده می‌شوند که بیشتر به‌همراه رودینگیت‌های سفید رنگ قرار دارند. اکثر دایک‌های دیابازی این منطقه، به موازات روند افیولیت و گسل نائین - بافت قرار دارند.

سنگ‌های آتشفشانی این افیولیت ملانژ، اسیدی و شامل کوارتز آندزیت و داسیت هستند. در نهایت، سنگ‌های رسوبی چرت و سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی (Amidi, 1977)، بالاترین واحدهای سنگی این مجموعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲- A و B). در این افیولیت ملانژ، دایک‌های صفحه‌ای و توالی‌های کومولا وجود ندارد. هدف از انجام این تحقیق، تعیین ماهیت، چگونگی و موقعیت تشکیل پریدوتیت‌های گوشته افیولیت سورک است که در این راستا از ویژگی‌های صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و شیمیایی کانی‌های سازنده پریدوتیت‌های این افیولیت ملانژ استفاده شده است.

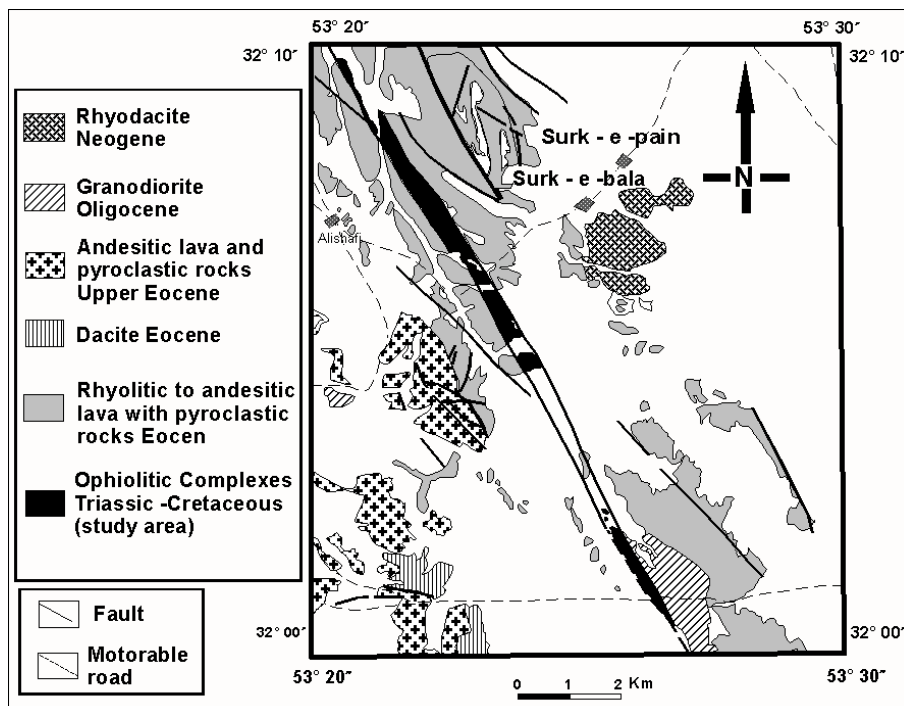
کانی در متن سنگ (شکل ۳- C) و نیز به صورت تیغه‌های عدم آمیزی به موازات رخ‌های ارتوپروکسن (شکل ۳- B) دیده می‌شود. در پروکسن‌های این پریدوتیت‌ها هیچ الیوین یا اسپینلی مشاهده نمی‌شود.

لرزه‌ها بیشتر از ۵ درصد است و هارزبورگیت‌ها کمتر از ۵ درصد کلینوپروکسن دارند. ابعاد این کانی نسبت به الیوین‌ها، درشت‌تر و از ارتوپروکسن‌ها ریزتر است. کلینوپروکسن موجود در لرزه‌ها به دو صورت تک

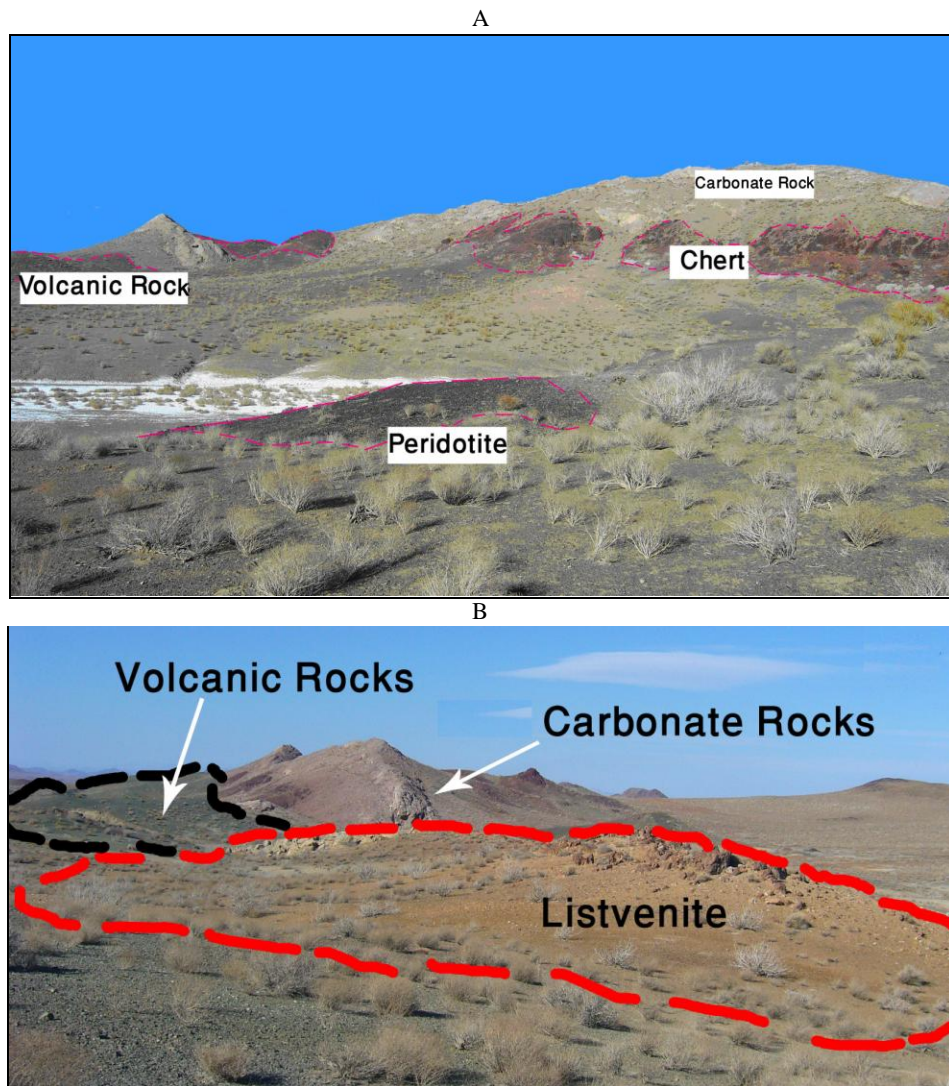
A



B



شکل ۱- A) موقعیت افیولیت سورک در میان افیولیت‌های اصلی ایران (برگرفته از Pessagno و همکاران (۲۰۰۵) با تغییرات) و B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (برگرفته از چهارگوش زمین‌شناسی سرو بالا عمیدی، ۱۳۶۸) با تغییرات.



شکل ۲- تصاویر صحرایی از واحد های سنگی افیولیت سورک

۳- E). کروم اسپینل موجود در هارزبورگیت‌ها در نور طبیعی قهوه‌ای تیره بوده و نسبت به انواع موجود در لرزولیت‌ها، شکستگی کمتری دارد. در برخی بخش‌ها، این کانی در اثر دگرسانی به مگنتیت و کلریت کروم‌دار تبدیل شده است (شکل ۳-F).

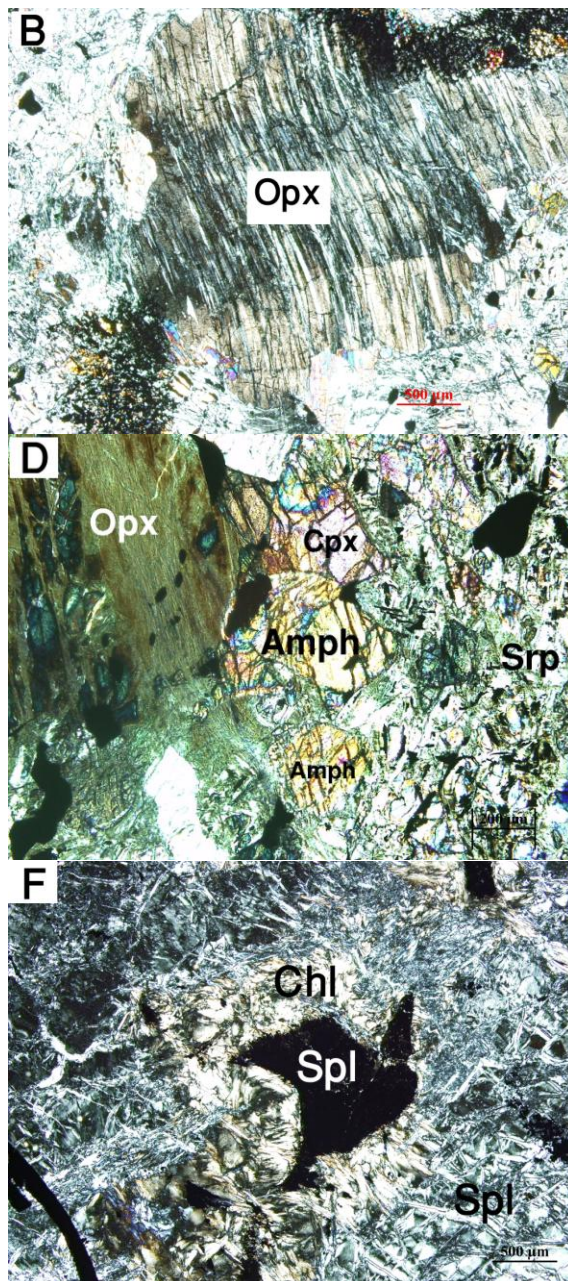
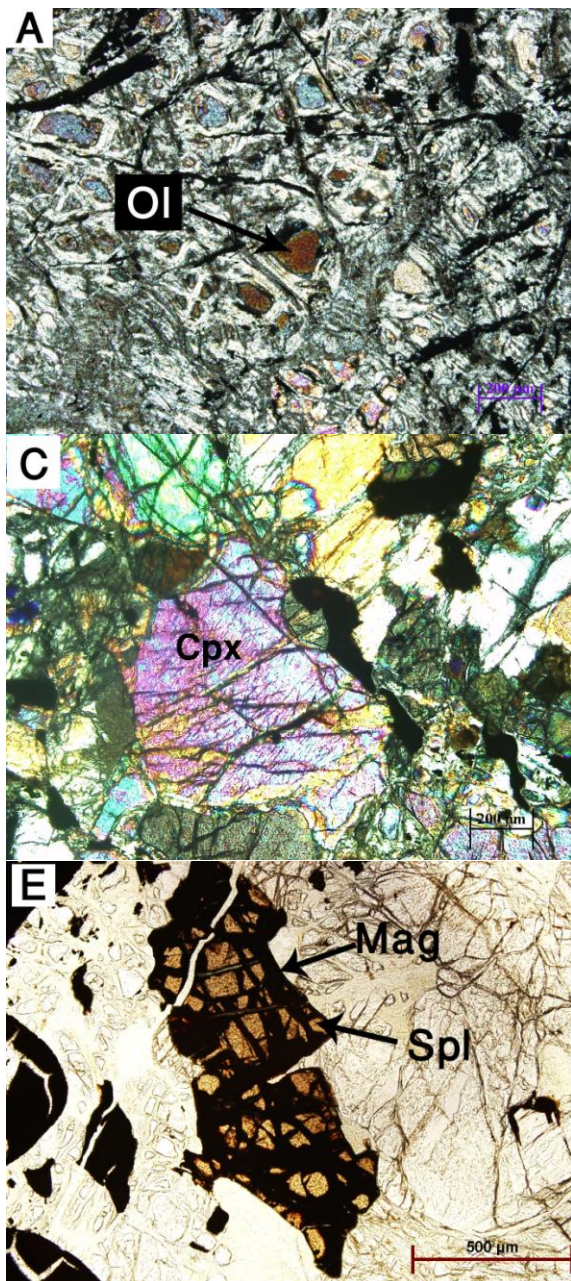
لیستونیت‌ها در اثر کربناتی‌شدن سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی‌شده ایجاد می‌شوند. گاهی در این سنگ‌ها، شبکه‌های سرپانتینی باقی‌مانده از سنگ اولیه، که احتمالاً دونیت‌های سرپانتینی‌شده هستند، هنوز قابل تشخیص است. لیستونیت‌ها حاوی کانی‌های سرپانتین، کلسیت، دولومیت و کوارتز به همراه کروم

آمفیبول یکی از کانی‌های فرعی موجود در لرزولیت‌های افیولیت ملانژ سورک است که با فراوانی کمتر از کلینوپیروکسن مشاهده می‌شود. رخ‌های لوزوجهی این کانی در نور پلاریزه به خوبی تشخیص داده می‌شود (شکل ۳-D) و در نور طبیعی، رنگ صورتی کم‌رنگ واضحی دارند.

کروم اسپینل موجود در لرزولیت‌ها در نور طبیعی به رنگ زرد تا قهوه‌ای روشن دیده می‌شود. در اغلب موارد، این کانی در اثر دگرسانی به مگنتیت تبدیل شده است که آثار آن را می‌توان به صورت بخش‌های تیره در حاشیه و شکستگی‌های این کانی مشاهده نمود (شکل

کمتری دارد. بررسی ویژگی‌های نوری کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که رنگ آن‌ها از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و دونیت همواره تیره‌تر و شکستگی‌های آن کمتر می‌شود.

اسپینل‌های باقی‌مانده از سنگ منشأ آن‌ها هستند. کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها در نور طبیعی به‌رنگ قرمز تیره بوده و به‌علت استحکام بیشتر آن، نسبت به انواع موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورگیت‌ها، شکستگی



شکل ۳- A) الیون‌های موجود در یک لرزولیت در نور پلاریزه که در میان شبکه‌های سرپانتینی حاصل از دگرسانی آن محصور شده‌اند، B) ارتوپایروکسن در یک لرزولیت (XPL)، خمیدگی ماکل‌ها (کینگ باند) و تیغه‌های عدم آمیزشی کلینوپایروکسن به موازات رخ‌های آن وجود دارد، C) کلینوپایروکسن‌های موجود در یک لرزولیت (XPL)، D) آمفیبول‌های پارگاسیت در یک لرزولیت در (XPL)، E) نمونه‌ای از یک کروم اسپینل (PPL) در لرزولیت‌های افیولیت سورک و F) نمونه‌ای از یک کروم اسپینل مگنتیتی و کلریتی شده (XPL) در زمینه‌ای از سرپانتین در یک هارزبورگیت سرپانتینی شده.

## شیمی کانی‌ها

الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیت ملانژ سورک، غنی از منیزیم هستند به گونه‌ای که مقدار  $Mg\# [Mg / (Mg + Fe^{+2})]$  آن‌ها در لرزولیت‌ها در محدوده ۰/۸۹۱ تا ۰/۹۰۱ و در هارزبورگیت‌ها ۰/۸۹۳ تا ۰/۹۰۲ محاسبه شده است. مطابق نمودار A در شکل ۴، این الیوین‌ها از نوع فورستریت و کریزولیت هستند.

ترکیب شیمیایی الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیت سورک تفاوت قابل توجهی را نشان نمی‌دهند که ناشی از واکنش یک مذاب همزیست با سنگ‌های پریدوتیتی است که به بافر شدن ترکیب الیوین‌ها منجر شده و ترکیب آن‌ها را در سراسر یک واحد تقریباً یکسان نموده است (Kelemen *et al.*, 1997). نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی در جدول ۱ آورده شده است.

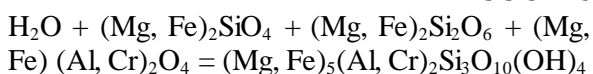
ارتوپروکسن این پریدوتیت‌ها همگی از نوع انستاتیت با محدوده ترکیبی  $Wo_{0.66-5.23} En_{85.7-89.37}$  تا  $Fs_{9.06-11.05}$  است. مقدار  $Mg\#$  این کانی ۰/۸۹۸ تا ۰/۹۶۰ محاسبه شده که نسبت به مقادیر موجود در الیوین‌ها بیشتر است (جدول ۲). این موضوع نشان می‌دهد که توزیع Fe و Mg بین دو فاز الیوین و ارتوپروکسن عامل مؤثری در ایجاد تعادل شیمیایی است. موقعیت ترکیبی این کانی در نمودار B در شکل ۴ نشان داده شده است.

کلینوپروکسن‌های این پریدوتیت‌ها از نوع دیوپسید بوده و دارای محدوده ترکیبی  $Wo_{31.6-50.4} En_{45.5-62.6}$  تا  $Fs_{3.6-5.7}$  هستند. مقدار  $Mg\#$  این کانی در محدوده ۰/۹۲۸ تا ۰/۹۷۸ محاسبه شده است. نتایج آنالیز نقطه‌ای و همچنین موقعیت ترکیبی این کلینوپروکسن‌ها در جدول ۳ و شکل ۴-C نشان داده شده است. برخی از کلینوپروکسن‌هایی که به صورت تیغه‌های عدم آمیزشی در ارتوپروکسن‌ها وجود دارند از نوع اوژیت هستند، زیرا در دماهای بالاتر از سولیدوس،

پروکسن‌های با ترکیبات مختلف (دارای یون‌های Ca، Mg و Fe) با یکدیگر قابلیت اختلاط دارند، ولی با کاهش دما، پروکسن‌های کلسیم‌دار و بدون کلسیم از هم جدا شده و بسته به فراوانی هر کانی ممکن است انواع کلسیم‌دار (Cpx) به صورت تیغه‌هایی به موازات رخ‌های پروکسن‌های بدون کلسیم (Opx) مشاهده شوند.

آمفیبول‌های موجود در لرزولیت‌های افیولیت سورک دارای مقادیر  $Na_2O$  حدود ۳/۳۱ تا ۳/۵۵ و  $Al_2O_3$  بین ۱۴/۲۳ تا ۱۵/۱۲ هستند (جدول ۴). این آمفیبول‌ها مطابق با نمودار D در شکل ۴ از نوع پارگاسیت (Leake *et al.*, 1997) هستند. پارگاسیت یکی از انواع آمفیبول‌های کلسیم‌دار است که  $[Ca \geq 1.5; (Na+K)_A \geq 0.50]$  مقدار Si موجود در واحد فرمولی آن در محدوده ۵/۵ تا ۶/۶، مقدار  $Mg\#$  آن ۰/۱۰ تا ۰/۱۰، Ti کمتر از ۰/۵ و  $Al^{IV} \geq Fe^{+3}$  است.

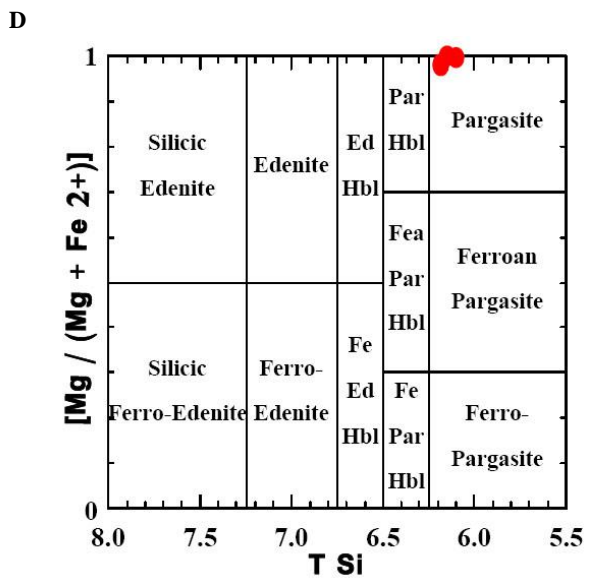
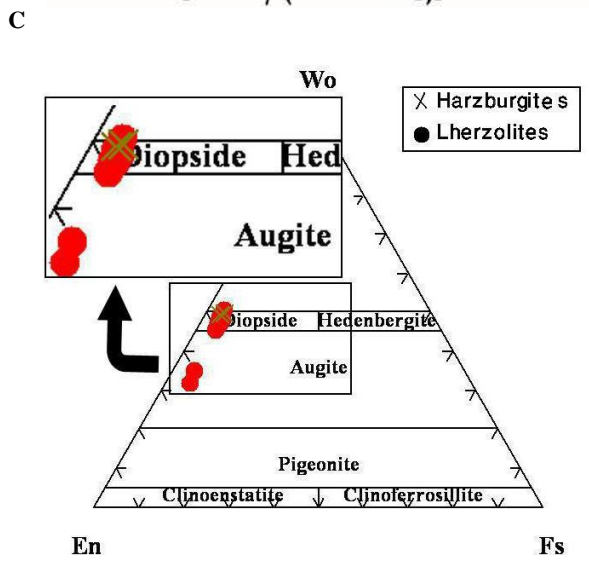
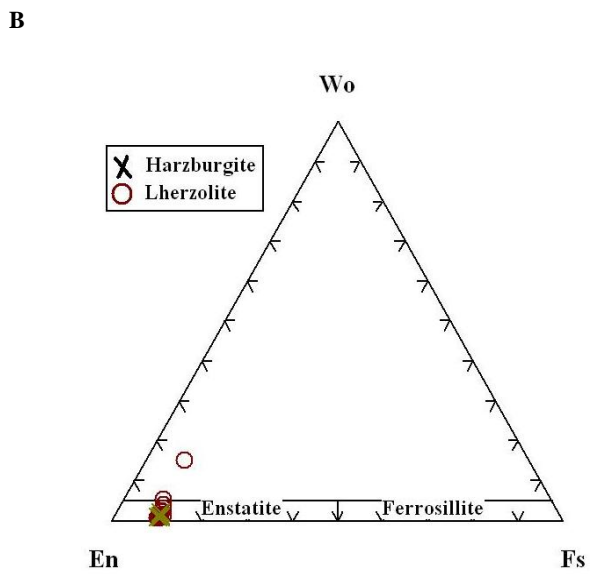
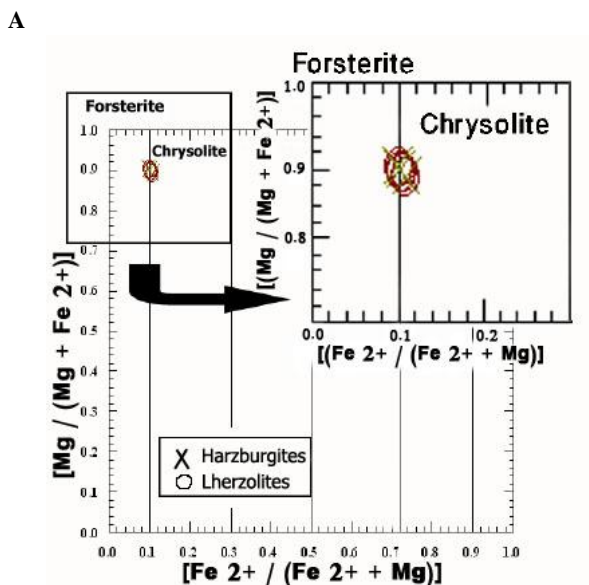
در پریدوتیت‌های گوشته، وجود اسپینل‌های محاط شده توسط کلریت، همانند آنچه در شکل (۳- F) نشان داده شده است، نشأت گرفته از واکنش کانی‌های الیوین، پروکسن، اسپینل و سیال در شرایط ساب سالیدوس و مطابق با واکنش زیر است (Kelemen *et al.*, 2003):



کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌های افیولیت سورک دارای مقادیر متفاوتی از  $Cr\# [Cr / (Cr + Al)]$  است، به طوری که دو محدوده ترکیبی را نشان می‌دهد. کروم اسپینل موجود در لرزولیت‌ها، دارای مقدار زیادی اکسید آلومینیوم بوده ( $Al_2O_3 < 56/19 < 54/68$ ) و مقدار  $Cr\#$  آن در محدوده ۰/۱۱۷ تا ۰/۱۳۱ قرار دارد. در حالی که کروم اسپینل درون هارزبورگیت‌ها دارای  $Al_2O_3$  کمتر ( $30/51 < Al_2O_3 < 27/06$ ) و مقدار  $Cr\#$  با محدوده ۰/۴۳۴ تا ۰/۴۸۵ است (شکل ۵-A). بر

اولیه این لیستونیت‌ها، دونیت بوده است زیرا دونیت‌ها راحت‌تر سرپانتینی شده و به آسانی نیز به لیستونیت تبدیل می‌شوند. Cr# نوع دوم کروم اسپینل درون لیستونیت شبیه به مقادیر موجود در کروم اسپینل هارزبورگیت‌هاست. این موضوع نشان می‌دهد که علاوه بر دونیت‌ها، بخش‌هایی از هارزبورگیت‌ها نیز لیستونیتی شده‌اند.

اساس مقدار Cr# کروم اسپینل موجود در لیستونیت‌ها، دو نوع کروم اسپینل در این سنگ‌ها وجود دارد؛ محدوده Cr# یک نوع از آن‌ها ۰/۷۳۷ تا ۰/۷۴۰ و نوع دیگر ۰/۴۸ تا ۰/۵۰ است. با توجه به این که Cr# نوع اول کروم اسپینل موجود در لیستونیت‌ها دارای Cr# بالاتری نسبت به نوع دوم و همچنین انواع موجود در لرزولیت و هارزبورگیت دارد، بنابراین، احتمالاً سنگ



شکل ۴- A) موقعیت ترکیبی الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های ملانژ افیولیتی سورک (Deer et al., 1992)، B) محدوده ترکیبی ارتوپروکسن‌های موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورگیت‌های موجود در افیولیت ملانژ سورک (Morimoto, 1989)، C) ترکیب کلینوپروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیت سورک (Morimoto, 1989) و D) ترکیب آمفیبول‌های پارگاسیتی موجود در لرزولیت‌های گوشته افیولیت سورک (Leake et al., 1997).







جدول ۵- نتایج آنالیز نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌های پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ سورک

Sample Point No.	840-3 43/1	840-3 44/1	841-2 60/1	839-5 94/1	839-5 95/1
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.04	0.02	0.07	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55.83	55.89	55.00	56.23	56.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.20	12.00	12.41	11.55	11.55
FeO*	12.71	12.64	13.25	12.95	12.58
MnO	0.07	0.18	0.10	0.10	0.06
MgO	18.90	18.91	18.95	19.17	19.53
NiO	0.28	0.38	0.29	0.00	0.00
Total	100.06	100.04	100.02	100.07	100.08
O# 32					
Ti	0.011	0.007	0.003	0.010	0.012
Al	13.789	13.801	13.496	13.716	13.792
Cr	2.020	1.987	2.042	1.889	1.897
Fe <sup>3+</sup>	0.169	0.197	0.313	0.228	0.246
Fe <sup>2+</sup>	2.058	2.017	2.016	2.035	1.948
Mn	0.004	0.024	0.010	0.010	0.003
Mg	5.902	5.902	5.877	5.912	6.049
Ni	0.048	0.065	0.049	0.000	0.000
Total	24.000	24.001	23.805	23.800	23.947
Mg#	0.741	0.745	0.745	0.744	0.756
Cr#	12.776	12.583	13.140	12.102	12.094
Fe <sup>3+</sup> #	1.061	1.235	1.974	1.441	1.541

Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> assuming full site occupancy  
 Mg#[Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)]  
 Cr# [Cr/(Cr+Al)]  
 Fe<sup>3+</sup>#[Fe<sup>3+</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>)]

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای (wt%) و محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ سورک

Sample Lithology	839 LZ	839 LZ	839 LZ	839 LZ
SiO <sub>2</sub>	44.32	43.88	43.88	44.28
TiO <sub>2</sub>	1.01	1.06	1.08	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	15.12	14.59	14.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.95	0.98	0.94	0.87
FeO*	3.22	3.43	3.39	3.39
MnO	0.05	0.01	0.02	0.07
MgO	18.35	18.36	18.29	18.49
CaO	12.33	12.27	12.05	12.38
Na <sub>2</sub> O	3.40	3.55	3.31	3.45
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.11	0.12	0.08	0.12
Total	97.31	97.67	96.60	97.52
O# 23				
Si	6.184	6.102	6.151	6.182
Ti	0.106	0.111	0.114	0.128
Al	2.407	2.476	2.409	2.341
Cr	0.105	0.107	0.104	0.096
Fe <sup>3+</sup>	0.304	0.378	0.397	0.304
Fe <sup>2+</sup>	0.071	0.020	0.000	0.092
Mn	0.006	0.001	0.003	0.008
Mg	3.817	3.805	3.822	3.849
Ca	1.843	1.827	1.809	1.852
Na	0.919	0.958	0.899	0.933
K	0.000	0.000	0.000	0.001
Sum	15.762	15.785	15.708	15.786
Mg#	0.982	0.995	1.000	0.977
Fe#	0.018	0.005	0.000	0.023

Mg#[Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)], Fe# [Fe/(Fe<sup>2+</sup>+Mg)]

جدول ۵- ادامه ...

Sample Point No.	839-5 96/1	839-5 97/1	839-5 98/1	839-5 99/1	839-5 100/1	839-5 101/1	839-6 104/1	839-6 105/1
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.07	0.06	0.07	0.06	0.03	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.45	56.22	56.52	56.28	56.81	56.26	56.55	56.57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.55	11.71	11.76	11.70	11.19	11.51	11.15	11.27
FeO*	12.76	12.77	12.33	12.96	12.53	12.89	12.83	12.75
MnO	0.09	0.16	0.04	0.14	0.03	0.08	0.12	0.12
MgO	19.15	19.15	19.36	18.93	19.44	19.26	19.35	19.29
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.05	100.04	100.07	100.06	100.07	100.06	100.03	100.06
O# 32								
Ti	0.008	0.006	0.011	0.010	0.010	0.010	0.005	0.010
Al	13.886	13.819	13.857	13.838	13.912	13.858	13.909	13.756
Cr	1.905	1.929	1.934	1.928	1.837	1.902	1.839	1.838
Fe <sup>3+</sup>	0.185	0.208	0.151	0.171	0.197	0.235	0.255	0.219
Fe <sup>2+</sup>	2.044	2.024	1.999	2.096	1.984	2.016	1.983	2.005
Mn	0.007	0.019	0.000	0.016	0.000	0.006	0.014	0.014
Mg	5.955	5.951	5.999	5.883	6.019	5.996	6.016	5.930
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	23.991	23.957	23.950	23.942	23.957	24.023	24.021	23.771
Mg#	0.744	0.746	0.750	0.737	0.752	0.748	0.752	0.747
Cr#	12.066	12.252	12.245	12.230	11.667	12.067	11.675	11.787
Fe <sup>3+</sup> #	1.159	1.301	0.946	1.070	1.238	1.471	1.595	1.386

Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> assuming full site occupancy, Mg#[Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)], Cr# [Cr/(Cr+Al)], Fe<sup>3+</sup>#[Fe<sup>3+</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>)]

جدول ۶- نتایج آنالیز نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری اسپینل‌های موجود در هارزبورگیت‌های پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ سورک

Sample Point No.	845-1 1/1	845-1 2/1	845-2 3/1	845-2 4/1	845-2 5/1	845-2 6/1	845-2 7/1	845-4 8/1	845-4 9/1	845-4 10/1	845-4 11/1	845-1 41/1	845-1 42/1	845-1 43/1	845-1 44/1	845-1 45/1
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.08	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.07	28.07	30.90	30.64	31.00	30.85	29.77	30.74	30.78	30.75	30.49	27.48	31.00	31.12	29.87	30.76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.56	38.83	35.77	35.76	35.87	35.68	36.86	36.60	36.14	36.04	36.35	38.71	35.77	35.86	37.06	35.73
FeO*	18.12	18.44	17.75	17.94	17.67	17.91	17.96	17.19	17.87	17.82	17.88	19.66	18.05	17.60	18.10	18.02
MnO	0.14	0.12	0.19	0.12	0.08	0.11	0.17	0.07	0.12	0.16	0.17	0.12	0.12	0.12	0.14	0.17
MgO	15.11	14.54	15.39	15.53	15.38	15.45	15.24	15.40	15.10	15.23	15.12	14.03	15.06	15.30	14.83	15.32
NiO	0.00	0.00	0.15	0.21	0.00	0.31	0.15	0.24	0.19	0.20	0.25	0.21	0.23	0.22	0.19	0.16
<b>Total</b>	<b>100.09</b>	<b>100.08</b>	<b>100.21</b>	<b>100.29</b>	<b>100.07</b>	<b>100.37</b>	<b>100.23</b>	<b>100.32</b>	<b>100.24</b>	<b>100.26</b>	<b>100.33</b>	<b>100.31</b>	<b>100.34</b>	<b>100.32</b>	<b>100.29</b>	<b>100.27</b>
<b>Formula units based on 32 oxygens and</b>																
Ti	0.016	0.014	0.011	0.014	0.013	0.012	0.014	0.014	0.009	0.011	0.014	0.018	0.020	0.017	0.018	0.019
Al	8.577	7.919	8.600	8.516	8.617	8.563	8.316	8.546	8.579	8.474	8.421	7.796	8.626	8.625	8.352	8.550
Cr	6.582	7.347	6.675	6.664	6.685	6.641	6.906	6.823	6.754	6.660	6.732	7.365	6.675	6.665	6.948	6.661
Fe <sup>3+</sup>	0.797	0.790	0.845	0.921	0.782	0.895	0.871	0.732	0.783	0.818	0.808	0.916	0.789	0.773	0.770	0.868
Fe <sup>2+</sup>	2.763	2.888	2.636	2.597	2.684	2.613	2.670	2.637	2.726	2.680	2.705	3.022	2.751	2.672	2.801	2.669
Mn	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
Mg	5.273	5.185	5.414	5.458	5.402	5.420	5.381	5.412	5.320	5.307	5.278	5.030	5.299	5.363	5.240	5.384
Ni	0.000	0.000	0.028	0.041	0.000	0.059	0.029	0.046	0.037	0.037	0.048	0.042	0.044	0.042	0.038	0.032
<b>Total</b>	<b>24.007</b>	<b>24.137</b>	<b>24.220</b>	<b>24.208</b>	<b>24.170</b>	<b>24.197</b>	<b>24.193</b>	<b>24.195</b>	<b>24.203</b>	<b>23.990</b>	<b>24.011</b>	<b>24.181</b>	<b>24.200</b>	<b>24.155</b>	<b>24.165</b>	<b>24.187</b>
Mg#	0.656	0.642	0.673	0.678	0.668	0.675	0.668	0.672	0.661	0.664	0.661	0.625	0.658	0.667	0.652	0.669
Cr#	43.419	48.127	43.700	43.900	43.687	43.679	45.366	44.393	44.048	44.007	44.425	48.578	43.623	43.592	45.413	43.789
Fe <sup>3+</sup> #	4.994	4.922	5.244	5.718	4.862	5.557	5.411	4.545	4.858	5.127	5.062	5.699	4.906	4.814	4.792	5.397

Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> assuming full site occupancy, Mg# [Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)], Cr# [Cr/(Cr+Al)], Fe<sup>3+</sup># [Fe<sup>3+</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>)]

جدول ۷- نتایج آنالیز نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری اسپینل‌های موجود در لیستونیت‌های پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ سورک

Samole Point No.	842-1 21/1	842-1 22/1	842-1 26/1	842-1 29/1	842-1 30/1	842-1 31/1	842-1 32/1	842-1 33/1
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.18	0.16	0.13	0.15	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.88	27.64	28.46	13.47	13.23	13.28	13.31	13.39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39.30	39.70	39.86	56.18	55.91	56.07	55.91	55.93
FeO*	16.81	17.19	18.06	19.72	20.47	20.13	20.03	19.81
MnO	0.14	0.19	0.15	0.18	0.15	0.33	0.31	0.27
MgO	15.78	15.25	13.33	10.11	10.07	10.05	10.25	10.40
NiO	0.08	0.03	0.13	0.16	0.00	0.01	0.04	0.04
<b>Total</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>
<b>O# 32</b>								
Ti	0.000	0.000	0.000	0.036	0.031	0.025	0.030	0.033
Al	7.767	7.735	8.043	4.138	4.068	4.086	4.086	4.106
Cr	7.342	7.448	7.553	11.577	11.532	11.565	11.513	11.503
Fe <sup>3+</sup>	0.879	0.807	0.401	0.213	0.335	0.298	0.340	0.323
Fe <sup>2+</sup>	2.455	2.614	3.222	4.087	4.134	4.096	4.027	3.987
Mn	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.023	0.020	0.009
Mg	5.556	5.393	4.761	3.927	3.916	3.907	3.978	4.031
Ni	0.016	0.006	0.025	0.034	0.000	0.002	0.009	0.009
<b>Total</b>	<b>24.012</b>	<b>24.010</b>	<b>24.003</b>	<b>24.001</b>	<b>24.002</b>	<b>24.001</b>	<b>24.002</b>	<b>24.002</b>
Mg#	0.694	0.674	0.596	0.490	0.486	0.488	0.497	0.503
Cr#	48.594	49.055	48.430	73.669	73.921	73.893	73.806	73.692
Fe <sup>3+</sup> #	5.500	5.047	2.509	1.336	2.101	1.869	2.131	2.029

Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> assuming full site occupancy, Mg# [Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)], Cr# [Cr/(Cr+Al)], Fe<sup>3+</sup># [Fe<sup>3+</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>)]

## بحث

ذوب بخشی، برای ذوب کامل ارتوپروکسن‌ها و تشکیل دونیت، ۶۵ درصد ذوب بخشی و در نهایت برای ذوب الیونین‌ها، ۹۵ درصد ذوب بخشی لازم است، که دمای مورد نیاز برای این مقدار ذوب بخشی بسیار بالاتر از دمای امروزی گوشته بالایی است (Rampone *et al.*, 2008).

در گذشته تصور بر این بود که تشکیل هارزبورگیت و دونیت در پریدوتیت‌ها فقط در اثر درجات بسیار بالای ذوب بخشی گوشته امکان‌پذیر است. اما این منشأ برای دونیت‌ها دور از انتظار است، زیرا برای ذوب کامل کلینوپروکسن‌ها و تشکیل هارزبورگیت، ۱۲ تا ۱۶ درصد

کانی های سازنده پریدوتیت های افیولیت سورک، شواهدی از وقوع واکنش مذاب / سنگ دیواره را نشان می دهند. عدم وجود لرزولیت در کنار دونیت در صحرا، عدم وجود شواهد دگرشکلی در الیوین ها، عدم وجود ادخال های الیوین و کروم اسپینل در پیروکسن، وجود کانی پارگاسیت در لرزولیت ها، تیره تر شدن رنگ و شکل دار شدن کروم اسپینل ها از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و دونیت، حجم بالای الیوین در پریدوتیت های افیولیت سورک و تشکیل آن به همراه کروم اسپینل در حاشیه ارتوپروکسن که ناشی از ذوب کلینوپروکسن و ذوب نامتجانس ارتوپروکسن و در نتیجه افزایش  $\text{SiO}_2$  مذاب است، همچنین افزایش صعودی  $\text{Cr}\#$  کروم اسپینل ها از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و سپس دونیت، همگی شواهدی هستند که نشان می دهند واکنش مذاب / سنگ دیواره در تشکیل هارزبورگیت ها نقش داشته است و بر خلاف تصور، هارزبورگیت ها فقط در اثر ذوب بخشی گوشته تشکیل نشده اند. از طرفی با توجه به این که مقدار ذوب بخشی در هارزبورگیت های افیولیت سورک تا ۱۶/۸ درصد بوده است، بنابراین، می توان گفت تشکیل هارزبورگیت های افیولیت ملانژ سورک تحت تأثیر هر دو عامل ذوب بخشی و واکنش مذاب / سنگ دیواره بوده است. با توجه به این که حداکثر مقدار ذوب بخشی پریدوتیت های افیولیت سورک، بسیار کمتر از مقدار لازم برای تشکیل دونیت به روش ذوب بخشی است، بنابراین تشکیل دونیت های افیولیت سورک، فقط در اثر واکنش مذاب / پریدوتیت بوده است. به این ترتیب، مقادیر بالای  $\text{Cr}\#$  در کروم اسپینل دونیت ها را نیز می توان به نقش سیالات آبدار و مذاب آزاد شده از صفحه فرو رونده نسبت داد که دمای ذوب پریدوتیت گوشته

بر اساس شواهد صحرائی، ویژگی های پتروگرافی و شیمی کانی های سازنده پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانژ سورک، که در بخش های قبلی بیان شد، در این قسمت ابتدا فرآیند ذوب بخشی و شواهد واکنش مذاب صعود کننده با پریدوتیت گوشته بررسی شده و پس از آن درباره وجود آمفیبول های پارگاسیتی در پریدوتیت ها توضیح داده می شود.

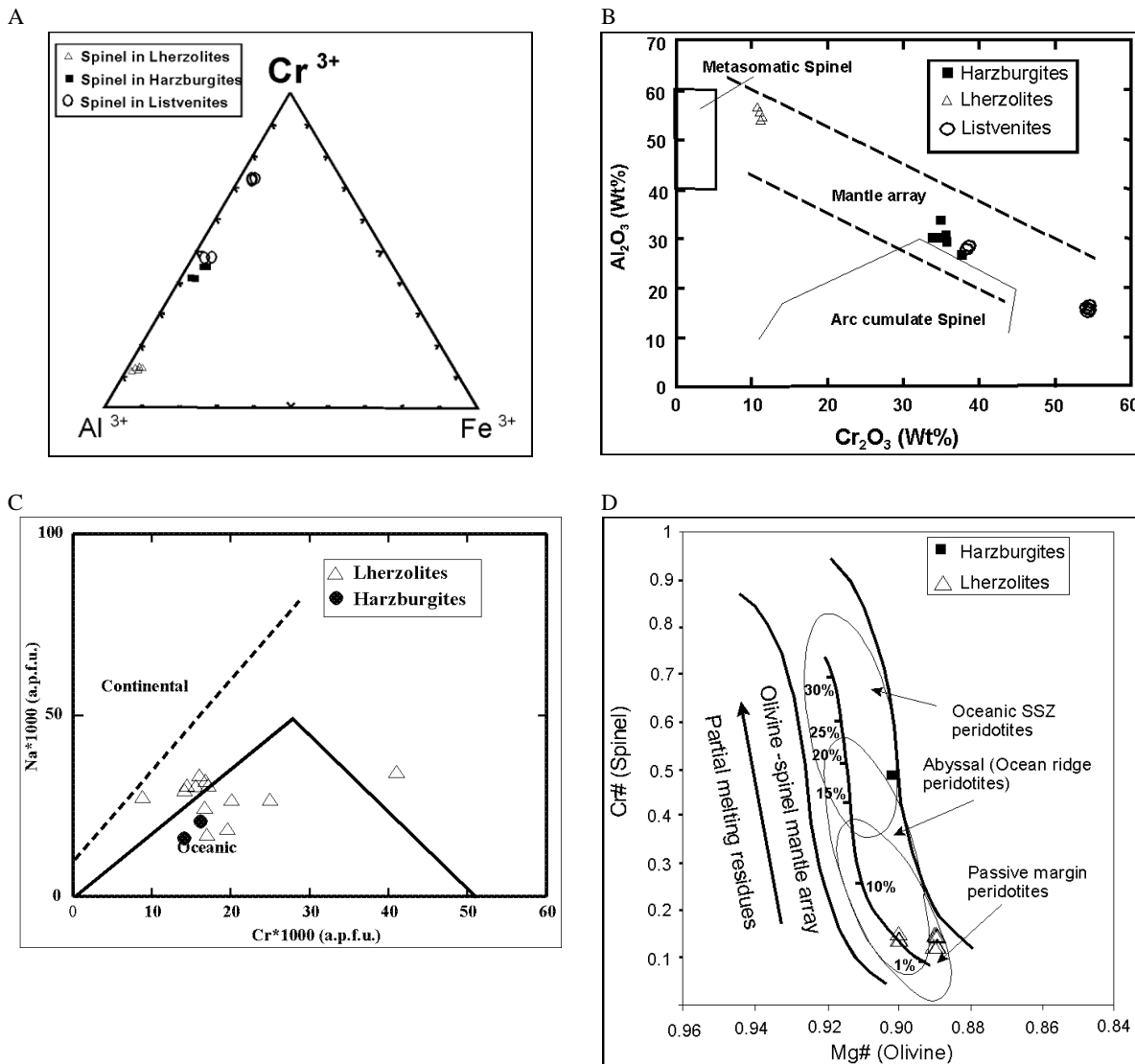
#### فرآیند ذوب بخشی و شواهد واکنش مذاب / گوشته

با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی هایی مثل کروم اسپینل می توان ماهیت و شرایط تشکیل پریدوتیت های گوشته را مشخص نمود (برای مثال: Roeder and Reynolds, 1991; Zhou and Kerrich, 1992; Arai, 1992 و Zhou et al., 1997). نمودار B در شکل ۵، که بر اساس درصد وزنی  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  کروم اسپینل ها ترسیم شده است، نشان می دهد که پریدوتیت های افیولیت ملانژ سورک دارای آرایه گوشته ای هستند و نمودار C در همان شکل نشان می دهد که این گوشته مشابه با گوشته اقیانوسی است.

تاکنون مطالعات زیادی روی میزان  $\text{Cr}\#$  اسپینل پریدوتیت های گوشته ای و درجه ذوب بخشی در آن ها انجام شده است (برای مثال: Zhou and Kerrich, 1992 و Hellebrand et al., 2001) همان طور که گفته شد، میزان  $\text{Cr}\#$  کروم اسپینل لرزولیت ها و هارزبورگیت های افیولیت سورک در دو محدوده و مقدار  $\text{Cr}\#$  کروم اسپینل ها در لیستونیت ها نسبت به پریدوتیت ها بیشتر است. بر اساس روش Hellebrand و همکاران (۲۰۰۱)، درجه ذوب بخشی برای لرزولیت ها ۲/۵ تا ۳/۴ درصد و برای هارزبورگیت ها ۱۵/۶ تا ۱۶/۸ درصد محاسبه شد (شکل ۵-D). شواهد صحرائی، ویژگی های پتروگرافی و شیمیایی

انجام درجات ذوب بخشی بسیار بالا، حجم زیادی از الیوین متبلور شده و دونیت‌های جایگزینی تشکیل شوند.

را کاهش داده و باعث شده تا در یک دمای معین، فرآیند ذوب گسترش بیشتری داشته باشد. در نتیجه، حضور سیالات آبدار سبب می‌شوند بدون



شکل ۵ - A) موقعیت ترکیبی اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیت سورک (Barnes and Roeder, 2001)، B) نمودار درصد وزنی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کروم اسپینل‌ها (Conrad and Kay, 1984; Kepezhinskas *et al.*, 1995) که آرایه گوشته‌ای را برای پریدوتیت‌های افیولیت ملانژ سورک نشان می‌دهد، C) نمودار تعداد اتم‌های سدیم در مقابل تعداد اتم‌های کروم موجود در کلینوپیروکسن‌ها (Kornprobst *et al.*, 1981) که نشان‌دهنده منشأ اقیانوسی گوشته افیولیت سورک است، D) نمودار Mg# الیوین در مقابل Cr# کروم اسپینل پریدوتیت‌ها (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994) در افیولیت سورک.

تولید کرومیتیت نیز محدودتر است (Torabi, 2009). بنابراین، گستردگی و درجات بالای ذوب در پریدوتیت افیولیت‌های محیط‌های پهنه بالای فرورانش، تحت تأثیر یک سیال آبدار، به ذوب

بررسی‌ها نشان داده است که Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> تمایل به ماندگاری طولانی در کلینوپیروکسن دارد و به همین علت است که در پریدوتیت‌های لرزولیتی (LOT) که میزان ذوب در آن‌ها کم است، پتانسیل

رگه‌های آمفیبول پارگاسیت و کرسوتیت در لرزولیت و پیروکسنیت را به تهنشست از یک سیال آبدار نفوذ کننده در بین کانی‌ها نسبت می‌دهد. این سیال از نظر شیمیایی، فقیر از سیلیس نیست و با توجه به ویسکوزیته کم این سیال، وی میانگین ترکیب آن را آلکالی‌بازالت می‌داند. آزمایشات نشان داده که حداکثر محدوده دمای پایداری پارگاسیت در پریدوتیت‌های بدون آب ۱۰۲۵ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد و بالاتر از انواع آبدار (۹۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد) است (Wallace and Mengel and Green, 1989; Green, 1991).

### نتیجه‌گیری

بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های سازنده پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ملانژ سورک نشان می‌دهند که سنگ اولیه این پریدوتیت‌ها لرزولیت بوده که در اثر عملکرد فرآیند ذوب بخشی به همراه واکنش مذاب/سنگ، هارزبورگیت‌های واکنشی و دونیت‌های جانیشینی ایجاد شده‌اند. وجود آمفیبول پارگاسیتی در لرزولیت‌ها، وجود الیوین‌های فراوان، در هارزبورگیت‌ها و دونیت‌ها، وجود کروم اسپینل‌های با Cr# بالا و درجه ذوب بخشی قابل توجه در این سنگ‌ها و همچنین وجود سنگ‌های ولکانیک اسیدی در این افیولیت ملانژ، همگی بیانگر شباهت آن به افیولیت‌های پهنه بالای فرورانش (افیولیت‌های پشت کمان) است که در توافق با بررسی‌های انجام شده بر روی نوار افیولیتی نائین-بافت است.

### سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از حمایت‌های معاونت

کلینوپروکسن‌های موجود در لرزولیت‌ها منجر شده و با تولید مذاب بازالتی،  $Cr_2O_3$  نیز از ساختار این کانی آزاد شده و کرومیتیت می‌سازد. در نتیجه، به همراه الیوین‌های جایگزینی، کانی کروم اسپینل نیز تشکیل شده است. همچنین، ذوب نامتجانس ارتوپروکسن‌ها باعث افزوده شدن  $SiO_2$  به مذاب بازالتی اولیه می‌شود. Malpas و همکاران (۱۹۷۷) عقیده دارند، در شرایطی که مذاب صعود کننده و پریدوتیت در تعادل با یکدیگر نباشند، آهنگ تبلور کرومیت افزایش می‌یابد. این شرایط مربوط به پهنه‌های بالای فرورانش است که در آن جا گوشته لیتوسفری، مورد هجوم مذاب‌های تولییتی تا بونیناییتی قرار می‌گیرد و در مراکز گسترش اقیانوس‌ها، که مذاب با پریدوتیت در حال تعادل است، کرومیتیت‌های انبانی به‌ندرت تشکیل می‌شوند.

### بررسی کانی آمفیبول

آمفیبول‌های پارگاسیتی در بیگانه‌سنگ‌های لرزولیتی گارنت و اسپینل‌دار مشتق شده از گوشته بالایی (Francis, 1976; Takahashi, 1980; Dawson and Smith, 1982) در لرزولیت‌هایی که به‌صورت تکتونیک در پوسته زمین جایگیری کرده‌اند (Medaris, 1980; Medaris, 1984)، به‌عنوان یک فاز آبدار گزارش شده‌اند (Niida and Green, 1999). همچنین، وجود رگه‌های پارگاسیتی و کرسوتیتی، یک پدیده بسیار گسترده در بخش‌هایی از گوشته بالایی است که در اثر نفوذ سیالات گرمابی و کربوترمال و به‌همراه سیالات استنوسفری در حال صعود تشکیل شده‌اند (Martin, 2007). بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که امکان تشکیل آمفیبول‌های پارگاسیتی و کرسوتیتی به‌صورت پورفیر و یا رگه‌ای در پریدوتیت‌ها وجود دارد. Francis (۱۹۷۶) وجود

پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند.

### منابع

شرافت، ش. (۱۳۷۶) زمین‌شناسی، پتروولوژی و ژئوشیمی مجموعه افیولیتی سورک-زرو-اردان، غرب استان یزد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ایران.

عمیدی، س. م. (۱۳۶۸) نقشه زمین‌شناسی سرو بالا، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

Alavi, M. (1991) Tectonic map of the Middle East. Geological Survey of Iran, Tehran.

Amidi, S. M. (1977) Etude Geologique de La Region de Natanz - Surk (Central IRAN), No. 42. Geological Survey of Iran, Tehran.

Arai, S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* 56: 173-184.

Arai, S. (1994) Characterisation of spinel peridotites by olivine - spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology* 113: 191-204.

Barnes, S. J. and Roeder, P. L. (2001) The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2279-2302.

Batanova, V. G. and Sobolev, A. V. (2000) Compositional heterogeneity in subduction - related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus. *Geological Society of America* 28(1): 55-58.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.

Borghini, G., Rampone, E., Crispini, L., De Ferrari, R. and Godard, M. (2007) Origin and emplacement of ultramafic - mafic intrusions in the Erro - Tobbio mantle peridotites (Ligurian Alps, Italy). *Lithos* 94: 210-229.

Conrad, W. K. and Kay, R. W. (1984) Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. *Journal of Petrology* 25: 88-125.

Dawson, J. B. and Smith, J. V. (1982) Upper-mantle amphiboles: a review. *Mineralogical Magazine* 45: 35-46.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. 2<sup>nd</sup> edition Pearson Education Limited, United Kingdom.

Dick, H. J. B. and Bullen, T. (1984) Cr-spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine - type peridotites and spatially associated lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 86: 54-76.

Francis, D. M. (1976) The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska. *Petrology* 17: 357-378.

Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. and Hoffmann, A. W. (2001) Coupled major and trace elements as indicators of extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410: 677-681.

Kelemen, P. B., Eiichi, K. and the Shipboard Scientific Party (2003) Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N. *Proceedings ODP Preliminary Report*, 209.

Kelemen, P. B. and Dick, H. J. B. (1995) Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: juxtaposition of replacive dunites and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon. *Journal of Geophysical Research* 100: 423-438.

Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M. and Dick, H. J. B. (1997) A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 355: 283-318.



- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1995) Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt - peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc. *Journal of Petrology* 36: 1505-1527.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M. (1981) Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminate between sub-continental and sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 241-254.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Malpas, J., Robinson, P. T. and Zhou, M. F. (1977) Chromitite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault Poum, New Caledonian, a discussion. *Economic Geology* 92: 502-504.
- Martin, R. F. (2007) Amphiboles in the igneous environment, reviews in mineralogy and geochemistry. *Mineralogical Society of America* 67: 323-358.
- Medaris, L. G. (1980) Petrogenesis of the Lien Peridotite and associated eclogites, Almklovdalen, Western Norway. *Lithos* 13: 339-153.
- Medaris, L. G. (1984) A geothermobarometric investigation of garnet peridotites in the western gneiss region of Norway. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 87: 72-86.
- Mengel, K. and Green, D. H. (1989) Stability of amphibole and phlogopite in metasomatized peridotite under water - saturated and water - undersaturated conditions In *Kimberlites and related rocks*. Geological Society of Australia, Special Publication 14: 571-581.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Mu'ntener, O. and Piccardo, G. B. (2003) Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine - Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basin. In: Dilek, Y. and Robinson, P. T. (Eds.): *Ophiolites in earth history*, Geological Society of London, London 69-89.
- Mu'ntener, O., Pettke, T., Desmurs, L., Meier, M. and Schaltegger, U. (2004) Trace element and Nd - isotopic evidence and implications for crust - mantle relationships. *Earth and Planetary Science Letters* 221: 293-308.
- Nicolas, A. (1989) *Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston.
- Niida, K. and Green, D. H. (1999) Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 135: 18-40.
- Niu, Y. (2004) Bulk rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post - melting processes beneath mid - ocean ridges. *Journal of Petrology* 45: 2423-2458.
- Pessagno, E. A., Ghazi, A. M., Kariminia, M., Duncan, R. A. and Hassanipak, A. A. (2005) Tectonostratigraphy of the Khoy Complex, northwestern Iran. *Stratigraphy* 2(1): 49-63.
- Piccardo, G. B. and Vissers, R. L. M. (2007) The pre - oceanic evolution of the Erro - Tobbio peridotite (Voltri Massif - Ligurian Alps, Italy). *Journal of Geodynamics* 43: 417-449.
- Piccardo, G. B., Mu'ntener, O., Zanetti, A. and Pettke, T. (2004) Ophiolitic peridotites of the Alpine - Apennine system: mantle processes and geodynamic relevance. *International Geological Review* 46: 1119-1159.

- Piccardo, G. B., Zanetti, A. and Müntener, O. (2007) Melt /peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: field, textural and geochemical evidence. *Lithos* 94(1-4): 181-209.
- Rampone, E., Piccardo, G. B. and Hofmann, A. W. (2008) Multi - stage melt - rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 156: 453-475.
- Roeder, P. L. and Reynolds, I. (1991) Re - equilibration of Cr - spinel within the Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 107: 8-12.
- Seyler, M., Lorand, J. P., Dick, H. J. B. and Drouin, M. (2007) Pervasive melt percolation reactions in ultra - depleted refractory harzburgites at the Mid - Atlantic Ridge, 15-200N: ODP Hole 1274. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 153(3): 303-319.
- Shafai Moghadam, H., Rahgoshay, M. and Whitechurch, H. (2008) Mesozoic back - arc extension in the active margin of the Iranian continental block: Constraints from age and geochemistry of the mafic lavas. *Ofioliti* 33(2): 95-103.
- Shafai Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I. (2009) Significance of Nain - Baft ophiolitic belt (Iran): Short - lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes rendus-Geoscience* 341: 1016-1028.
- Takahashi, E. (1980) Thermal history of lherzolite xenoliths, I: Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga Peninsula, northeast Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: 1643-1658.
- Torabi, Gh. (2009) Chromitite potential in mantle peridotites of the Jandaq ophiolite (Central Iran). *Comptes rendus - Geoscience* 341: 982-992.
- Wallace, M. E. and Green, D. H. (1991) The effect of bulk rock composition on the stability of amphibole in the upper mantle: implications for solidus positions and mantle metasomatism. *Mineralogy and Petrology* 44: 1-19.
- Zhou, M. F. and Kerrich, R. (1992) Morphology and composition of Cr - spinel in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *The Canadian Mineralogist* 30: 303-317.
- Zhou, M. F., Lightfoot, P. C., Keays, R. R., Moore, M. L. and Morrison, G. G. (1997) Petrogenetic significance of chromian spinels from the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34: 1405-1419.

## **Study of mantle peridotites of Surk ophiolitic melange (Yazd province, Iran)**

**Samineh Rajabi and Ghodrat Torabi \***

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### **Abstract**

The Surk ophiolitic melange, as a narrow belt, is located in western part of Yazd province, between the southwest of Central Iran and Urumieh-Dokhtar magmatic arc, along Naein-Dehshir-Baft fault. This ophiolitic melange consists of mantle peridotites, gabbro, diabasic dykes, quartz andesite, dacite, serpentinite, listwaenite, rodingite, chert and Upper Cretaceous limestones. Petrography and mineral chemistry of mantle peridotites reveal incongruent melting of orthopyroxenes, the formation of excess olivines, the high value of Cr# in spinels of harzburgite and dunite and the occurrence of pargasitic amphibole in lherzolites in the studied ophiolite. All of these evidences suggest melt/oceanic lithosphere reaction. The reactive melt originated from a subducted slab that decreases the melting temperature of the lithospheric mantle and leads to widespread ascending melt/wall rock reaction. The peridotites of this ophiolitic melange consist of harzburgite, dunite and lherzolite in decreasing order. The ophiolite is a harzburgite type ophiolite (HOT) showing characteristics of supra subduction zone ophiolites (back-arc basin).

**Key words:** HOT ophiolites, Mantle peridotites, Ascending melt/wall rock reaction, Naein-Dehshir-Baft fault, Surk, Iran

---

\* torabighodrat@sci.ui.ac.ir