

## پترولوژی پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانژ ناین

قدرت ترابی\* و تهمینه پیرنیا\*

\*گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

### چکیده

سنگ های پریدوتیتی موجود در ملانژ افیولیتی ناین نزدیک به ۷۰ درصد از حجم آنرا تشکیل می دهند. این سنگ ها پریدوتیت های گوشته ای مربوط به یک لیتوسفر اقیانوسی می باشند که در زمان کرتاسه بالایی تا اوایل ترشیر بر روی بخش شمالی شهرستان ناین جایگیری شده است. بررسی های پتروگرافی، صحرایی و مقایسه کانی های موجود در این سنگ ها بیانگر یک تغییر تدریجی سنگ شناسی و در واقع کانی شناسی از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و در نهایت دونیت می باشد. ژئوترموتری و بارومتري های بکار رفته دمای تعادل کانی های الیوین-اسپینل را در مورد لرزولیت ۷۳۰ و در مورد هارزبورگیت ۷۷۸ درجه سانتیگراد و دمای تبلور پیروکسن های همزیست را بسیار بالاتر در حدود ۱۰۹۲ برای لرزولیت و ۱۲۱۹ درجه سانتیگراد برای هارزبورگیت نشان می دهد. بررسی های صحرایی، پتروگرافی و اختلاف دمایی ترمومتري های مذکور به همراه افزایش دمای تعادل الیوین-اسپینل از لرزولیت به سمت دونیت (۷۵۴ تا ۷۸۸ درجه سانتیگراد) نماینده تشکیل این سنگ ها تحت تاثیر واکنش مذاب/گوشته می باشد. همچنین آنالیز شیمیایی اسپینل ها و الیوین ها نشان می دهد که از لرزولیت به هارزبورگیت و در نهایت دونیت میزان Cr# اسپینل ها افزایش در حالی که میزان Mg# الیوین ها کاهش می یابد. این عدم تطابق در روند فاکتور های ذکر شده در اثر افزایش میزان الیوین موجود در سنگ (افزوده شدن کانی های الیوین جایگزینی) طی واکنش مذاب/گوشته می باشد. بنابراین پریدوتیت های مورد بررسی تکتونایت هایی می باشند که تحت تاثیر واکنش مذاب/گوشته قرار گرفته اند.

واژه های کلیدی: افیولیت، ناین، پریدوتیت های گوشته، ترمومتري، بارومتري، واکنش مذاب/گوشته.

## Petrology of Mantle Peridotites in Naein Ophiolitic Melange

Gh. Torabi, T. Pirnia

Geology Department, The University of Isfahan

## Abstract

The abundance of peridotite rocks in Naein ophiolite is about of 70 percent of mélange. The studied rocks are mantle peridotites of an oceanic lithosphere that have been emplaced in north of Naein in Late Cretaceous to Early Tertiary time. The petrographic and field studies, with mineralogical comparison of lherzolite, harzburgite and dunite, show transitional changes of lithology and mineralogy. The applied geothermometers and barometers show that olivine-spinel equilibrium temperature in lherzolite is 730 and in harzburgite 778°C, but in contrast two pyroxene crystallization temperatures obtain 1092°C for lherzolite and 1219°C for harzburgite. Field and petrographical studies and difference between obtained temperatures by applied geothermometers and increasing trend of olivine-spinel geothermometry from lherzolite to dunite, reveal the melt/mantle reaction. Moreover, chemical analysis of spinels and olivine show that Cr# of spinels increase from lherzolite to dunite, but the Mg# of coexisting olivines decreases. This negative correlation in mentioned factor has been formed by increasing of the replacive olivines during melt/mantle reaction and incongruent melting of orthopyroxenes. Consequently, studied rocks are tectonites that have been affected by melt/mantle interaction.

**Keywords:** Ophiolite, Naein, Mantle peridotites, Thermometry, Barometry, Melt/Mantle interaction.

## مقدمه

بالشی، لیستونیت، رودنژیت، سنگ های دگرگونی (امفیبولیت، مرمر، شیست و اسکارن) و سنگ های رسوبی (آهک و رادیولاریت) می باشد که شدیداً تحت تاثیر عوامل تکتونیکی قرار گرفته اند.

در این مجموعه پریدوتیت های سرپانتینی گشته به صورت متن و زمینه ای می باشند که در آنها واحد های سنگ های رسوبی و دگگونگی به صورت پراکنده قرار گرفته اند. این پریدوتیت ها از سنگ های لرزولیت ۴ فازی، هارزبورگیت و دونیت که در مواردی حاوی نهشته های کرومیتیتی می باشد، تشکیل یافته اند. سنگ غالب پریدوتیتی از لحاظ فراوانی در این میان هارزبورگیت می باشد و پس از آن لرزولیت و دونیت قرار می گیرند.

بررسی های صحرایی صورت گرفته بر روی این پریدوتیت ها نشان داده است که این سنگ ها بخش گشته ای از یک لیتوسفر اقیانوسی می باشند که بر اثر

افیولیت ملانژ نایین در شمال شهرستان نایین و در حاشیه غربی میکروپلیت شرق ایران مرکزی (Central-East Iranian Microplate = CEIM) قرار دارد. این مجموعه افیولیتی دارای وسعتی در حدود ۴۸۰ کیلومتر مربع می باشد و از شمال شهر نایین شروع شده و با امتداد شمال، شمال غرب - جنوب، جنوب شرق ۴۰ کیلومتر به سمت شمال تا روستای سپرو (سپر آب) کشیده شده است.

در شکل ۱ موقعیت این مجموعه افیولیتی در میان سایر مجموعه های افیولیتی ایران نشان داده شده است. بر اساس مطالعات [۲]، [۳]، [۴] [۱۷] و [۳۷] بخش ملانژ در مجموعه شمال نایین از نظر سنگ شناسی شامل پریدوتیت های گشته، پریدوتیت های سرپانتینی گشته، پیروکسنیت، گابرو، دایک های دیابازی، بازالت های

هارزبورگیت و دونیت افیولیت ملانژ نایین مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفت و سپس فرمول ساختاری کانی ها و تفکیک  $Fe+2$  و  $Fe+3$  با استفاده از روش ارایه شده توسط [۱۹] انجام گرفت. به منظور ژئوترموتری و بارومتري این سنگ ها از ژئوترموترهای سولوس انستاتیت-دیوپسید، ترمومتري پيروکسن های همزیست و الیون-اسپینل و همچنین بارومتري کلینوپيروکسن استفاده گردیده است.

### شواهد صحرائی

روابط صحرائی واحد های مختلف سنگ های پریدوتیت گوشته با یکدیگر و با سایر سنگ های ملانژ افیولیتی نایین به صورت زیر می باشد:

پریدوتیت های سرپانتینی گوشته در افیولیت ملانژ نایین به صورت متن و زمینه ای هستند که دیگر واحد های سنگ های دگرگونی و رسوبی به صورت پراکنده در آن قرار گرفته اند. این پریدوتیت ها ارتفاعات منطقه را به طور ویژه در قسمت شرقی ملانژ با امتداد شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق تشکیل می دهند. این سنگ ها تحت تاثیر دگرسانی سرپانتینی شده اند، اما میزان تاثیر این فرایند در سنگ های مذکور متفاوت بوده است.

بدین ترتیب که لرزولیت کمترین و هارزبورگیت و دونیت بیشترین تاثیر را از این فرایند پذیرفته اند. به همین دلیل می باشد که لرزولیت ها در این ملانژ اغلب

فرآیند های تکتونیکي در زمان کرتاسه بالایی تا اوایل ترشیر بر روی بخش شمالی شهرستان نایین جایگیری نموده است. این مجموعه افیولیتی بازمانده اقیانوس نئوتتیس در حاشیه خورده قاره شرق ایران مرکزی (CEIM) است.

زمان شروع گسترش این پوسته اقیانوسی به اوایل مزوزوئیک و زمان اتمام گسترش و بسته شدن آن به پایان مزوزوئیک و یا اوایل ترشیر نسبت داده می شود. همچنین مطالعات پتروگرافی، شیمیایی و ژئوترموبارومتري این سنگ ها نشان داده است که این پریدوتیت ها بر اثر ذوب بخشی ساده از سنگ پریدوتیتی بارور اولیه (لرزولیت) حاصل نگردیده بلکه از نوع پریدوتیت های جایگزینی می باشند که تحت تاثیر واکنش مذاب/گوشته در تحتانی ترین بخش سکانس افیولیتی نایین شکل گرفته اند.

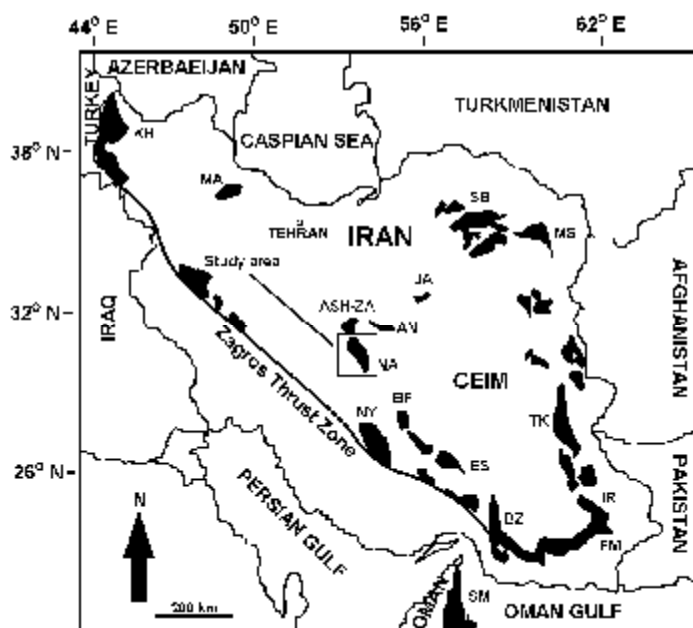
در این نوشتار به بررسی کانی شناسی، پترولوژی، و نوع فرآیند موثر بر شکل گیری پریدوتیت های مورد بررسی پرداخته شده است.

### روش مطالعه

این مطالعه بر اساس بررسی های صحرائی، پتروگرافی و آنالیز کانی ها با استفاده از دستگاه میکروپروب JEOL، مدل JXA-8800(WDS)، دانشگاه کانازاواای ژاپن و با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت انجام گرفته است. به این منظور کانی های سنگ های لرزولیت،

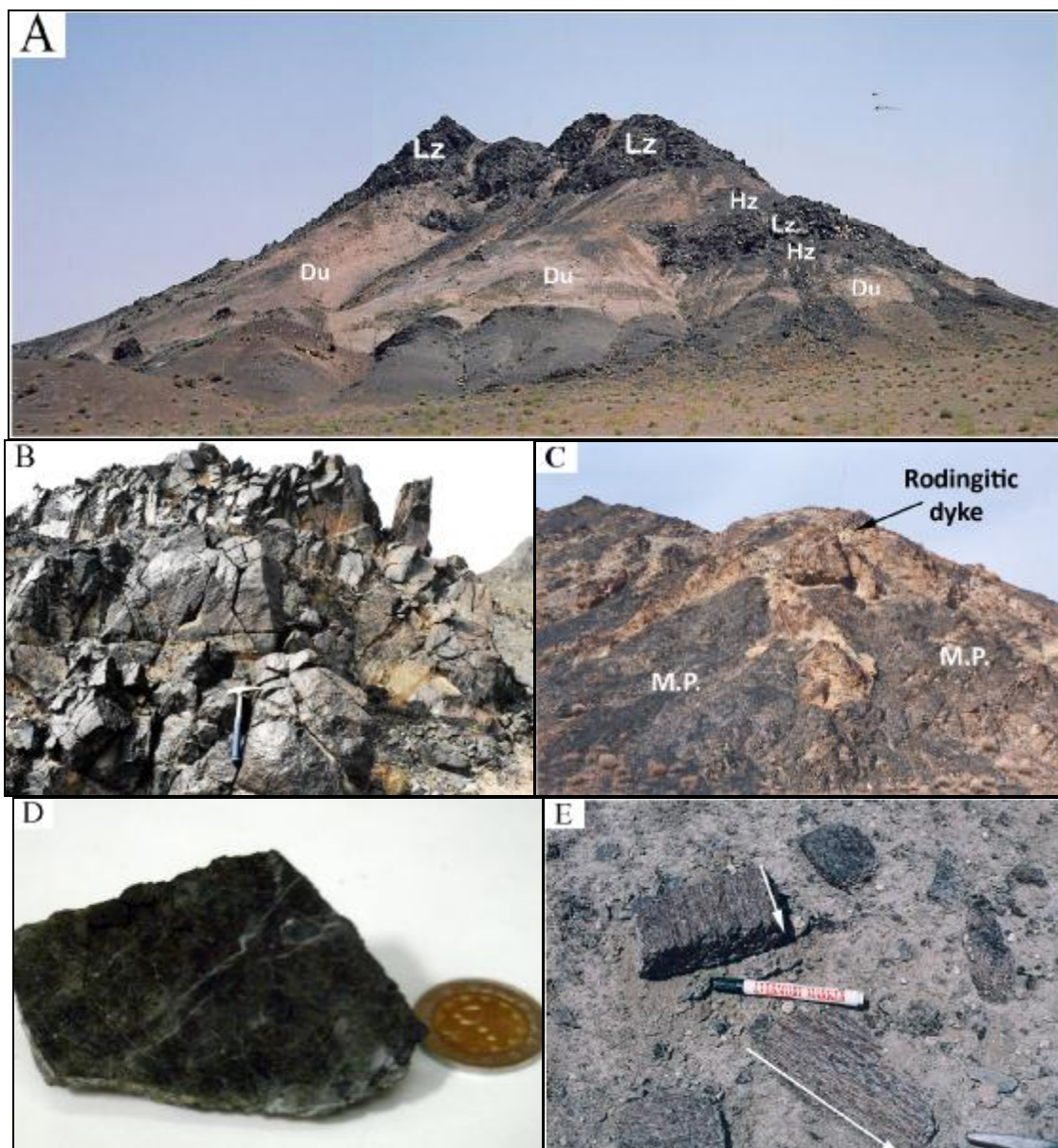
این ترتیب قرار گیری سنگ های پریدوتیتی به صورت لرزولیت، هارزبورگیت و دونیت که در مواردی حاوی نهشته های کرومیتیتی می باشد، در تمامی توده های پریدوتیتی ملانژ افیولیتی ناین قابل مشاهده است (شکل ۲-۱). بررسی ها صحرایی افیولیت ناین نشان می دهد که در مجموعه پریدوتیتی های گوشته هارزبورگیت ها دارای بیشترین فراوانی هستند و می توان گفت که سنگ غالب پریدوتیتی در افیولیت ناین هارزبورگیت می باشد.

به صورت بخش های مرتفع تر و مقاومتر (شکل ۲-۲) در زمینه های هارزبورگیتی که خود به محدوده های دونیتی ختم می گردند، دیده می شوند. در واقع با گذر از محدوده های لرزولیتی ابتدا بخش های هارزبورگیتی کم ارتفاع تر در دامنه توده و در نهایت بخش دونیتی که در اغلب موارد بر اثر شدت سرپانتینی شدن به سرپانتینیت تبدیل گردیده قابل مشاهده است. مرز لیتولوژی های ذکر شده به صورت مشخص نبوده بلکه به صورت تدریجی می باشد.



شکل ۱: موقعیت افیولیت ناین در میان افیولیت های اصلی ایران (برگرفته از [۳۶] با تغییرات).

AN: Anarak, ASH-ZA: Ashin-Zavar, BF: Baft, Bz: Band Ziarat, ES: Esphandagheh, FM: Fanuj-Maskutan, IR: Iranshahr, JA: Jandaq, KH: Khoy, KR: Kermanshah, MS: Mashhad, NA: Naein, Ny: Neyriz, RS: Rasht, SB: Sabzevar, TK: Tehehel Kureh



شکل ۲: (A) روابط صحرائی بین لرزولیت، هارزبورگیت و دونیت در درون توده های پریدوتیت گوشته بخش های شمال شرقی ملانژ افیولیتی نایین؛ (B) تصویری از توده لرزولیتی با ظاهری سالم و بدور مانده از آلتراسیون (بخش شرقی ملانژ افیولیتی نایین)؛ (C) تصویری از دایک های گابرویی رودنژیته شده که پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانژ نایین را قطع نموده اند؛ (D) سنگ دونیت در نمونه دستی که دارای شکستگی های فراوان بوده و بسیار سست می باشد. (E) قطعات نابرجا از لرزولیت های برگواره گوشته در نمونه دستی (شمال شرق روستای حجت آباد).

نشان می دهند. از جمله این مناطق شمال شرق مزرعه حجت آباد و شرق کبکچویه می باشد که در بخش شمال

سنگ های لرزولیت و هارزبورگیت گوشته مجموعه افیولیتی نایین در مناطقی برگ وارگی گوشته را به خوبی

نوع لرزولیت های ۴ فازی هستند این سنگ ها از کانی های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و کانی فرعی اسپینل کروم دار ساخته شده اند (شکل ۳-۳A). الیوین ها ریز دانه و به صورت دانه های بی شکل که در حاشیه سرپانتینی شده اند، زمینه سنگ را تشکیل می دهند. این کانی ها بر خلاف پیروکسن ها شواهد تغییر شکل گوشته ای را از خود نشان ندادند و دارای ترکیب فورستریت (Fo90) می باشند (شکل ۴). ارتوپیروکسن ها دارای ترکیب انستاتیت (En87-88 Fs9-10) هستند [۳۳] (شکل ۵) و پورفیروکلاست هایی را در زمینه سنگ تشکیل می دهند.

این کانی ها دارای خاموشی موجی و کینک باند می باشند و در مواردی کشیدگی نواری شکل از خود نشان می دهند (شکل ۳-۳C). در حاشیه این کانی ها خلیج های خوردگی و ذوب وجود دارد که توسط الیوین های ریز دانه پر گردیده است (شکل ۳-۳B). این کانی ها در اغلب موارد بر اثر دگرسانی به بستیت تغییر یافته اند. کلینوپیروکسن ها تا اندازه ای سالم باقی مانده و از نظر اندازه کوچکتر از ارتوپیروکسن ها هستند. این کانی ها دارای ترکیب اوژیت و دیوپسید می باشند (شکل ۶).

اسپینل ها به رنگ قهوه ای روشن بوده، ریز دانه و ورمیکورلار هستند (شکل ۳-۳D). در اثر دگرسانی به صورت جزئی به مگنتیت تبدیل گردیده و دارای ترکیب اسپینل کروم دار می باشند. میزان Cr# این کانی ها به طور متوسط برابر با ۰/۱۹ می باشد (شکل ۷).

شرقی ملانژ واقع شده است. در نمونه دستی این پریدوتیت ها، برگوارگی موجود در سنگ به خوبی نمایان می باشد (شکل ۲-۳E).

پریدوتیت های مورد بررسی با سنگ های دگرگونی و رسوبی موجود در ملانژ در مجاورت بوده و در اغلب موارد دارای یک مرز مشخص با آنها می باشند. همچنین این توده ها توسط دایک های دیابازی و گابرویی متعددی که در اثر ورود به توده پریدوتیت سرپانتینی به رودنژیت تبدیل شده اند قطع گردیده اند (شکل ۲-۳C). بخش هایی از سنگ های پریدوتیتی مورد بررسی تحت تاثیر سیالات با فوگاسیته بالای CO<sub>2</sub> در محل گسل ها به لیستونیت تبدیل شده است.

## پتروگرافی و شیمی کانی های پریدوتیت های گوشته افیولیت ناین

سنگ های لرزولیت و هارزبورگیت در نمونه دستی به رنگ سبز تیره تا قهوه ای تیره می باشند. در سطح این سنگ ها با چشم غیر مسلح کانی های نسبتاً درشت پیروکسن قابل تشخیص می باشد. بخش های دونیتی در صحرا در اغلب موارد به سرپانتینیت تبدیل شده و رنگ آنها متمایل به زرد است. شدت فرآیند سرپانتینی شدن در آنها به حدی است که یافتن نمونه سالم را با مشکل مواجه می سازد.

لرزولیت های گوشته مجموعه افیولیتی ناین دارای بافت پورفیروکلاستیک تا گرانوبلاستیک می باشند و از

ارتوپیروکسن های موجود در سنگ به صورت میکروبودیناژ در آمده و شکلی چشم مانند به خود گرفته اند. این کانی های چشمی شکل همگی در یک جهت در زمینه ای از کانی های دیگر سنگ به طور ویژه الیون های ریز دانه و سرپانتین ها قرار گرفته اند و در واقع همین امر باعث بخشیدن برگوارگی به این سنگ ها شده است.

دونیت ها به طور عمده از الیون های سرپانتینی شده به همراه کانی های فرعی اسپینل کروم دار، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و مگنتیت ساخته شده اند. شدت سرپانتینی شدن در این سنگ ها به حدی است که تنها جزایر کوچکی از الیون های اولیه را می توان در سنگ مشاهده نمود. در واقع این سنگ ها در اثر فرآیند سرپانتینی شدن پیشرفته اغلب به سرپانتینیت تبدیل شده اند. حضور فراوان کانی های سرپانتین در این سنگ ها که بیشتر از نوع آنتی گوریت و کریزوتیل می باشند باعث بخشیدن بافت مشبک به این سنگ ها گردیده است (شکل ۳-G).

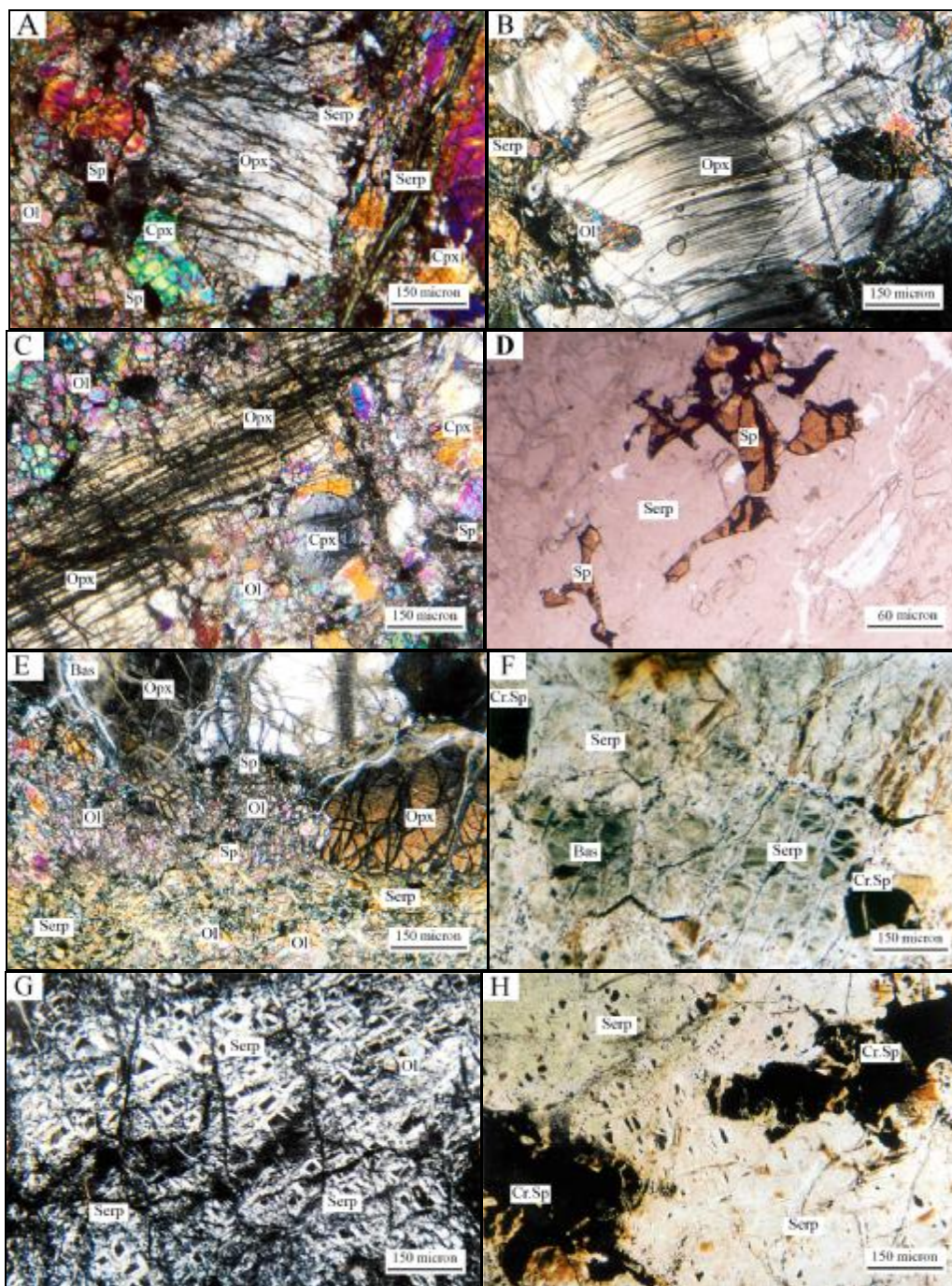
الیون های موجود در این سنگ ها دارای ترکیب کریزولیت (Fo88) می باشند (شکل ۴). کلینوپیروکسن ها از نوع دیوپسید و اسپینل ها با Cr# برابر با ۰/۴۷۰ از نوع اسپینل های کروم دار با ترکیبی بسیار نزدیک به منگزیوکرومیت می باشند (شکل ۷). اسپینل های کروم دار به صورت نیمه شکل دار تا شکل دار بوده و به رنگ قهوه ای تیره تا سیاه هستند (شکل ۳-H).

هارزبورگیت ها از کانی های الیون، ارتوپیروکسن و کانی های فرعی کلینوپیروکسن و اسپینل کروم دار ساخته شده اند و دارای بافت پورفیروکلاستیک تا گرانوبلاستیک می باشند. الیون های موجود در این سنگ ها از نوع فورستريت (Fo91) هستند (شکل ۴) و نسبت به الیون های موجود در لرزولیت ها شدیدتر سرپانتینی شده اند به طوری که در این سنگ ها باقی مانده های الیون کمتر از لرزولیت ها می باشد.

ارتوپیروکسن ها دارای ترکیب انستاتیت (En89 Fs8-9) هستند [۳۳] (شکل ۵) و مانند ارتوپیروکسن های لرزولیت شواهد تغییر شکل گوشته ای را نشان می دهند. حاشیه های ذوب شده در اطراف این کانی ها از توسعه و تکامل بیشتری نسبت به لرزولیت ها برخوردار می باشند (شکل ۳-E). کلینوپیروکسن ها از فراوانی کمی برخوردار هستند و دارای ترکیب دیوپسید و اوژیت می باشند [۳۳] (شکل ۶).

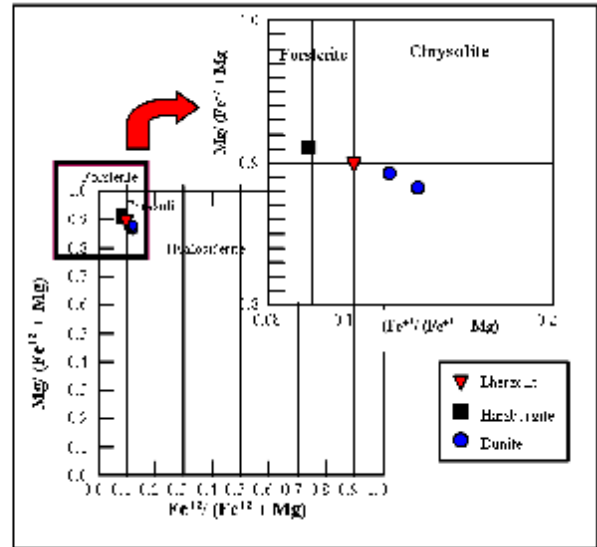
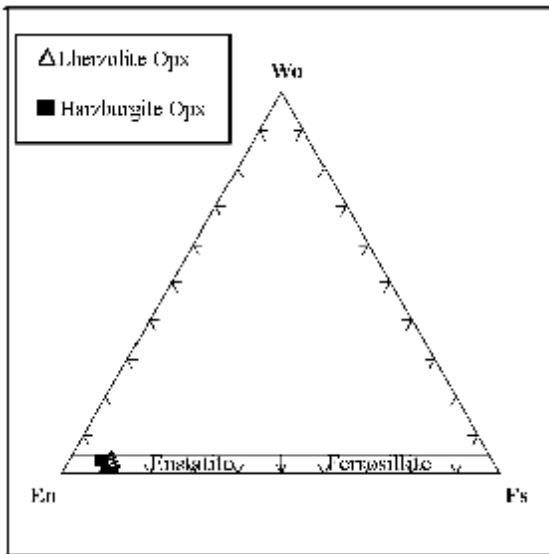
این کانی ها در برخی موارد در حال اورالیتی شدن می باشند. اسپینل های موجود در این سنگ ها به رنگ قرمز تا قهوه ای تیره بوده و از نوع اسپینل های کروم دار هستند. این کانی ها نیمه شکل دار بوده و به طور متوسط دارای Cr# برابر با ۰/۴۱۳ می باشند (شکل ۷). همچنین دارای اندازه بزرگتری نسبت به اسپینل های لرزولیت هستند (شکل ۳-F).

در لرزولیت و هارزبورگیت های برگواره این مجموعه افیولیتی کلینوپیروکسن ها و در مواردی

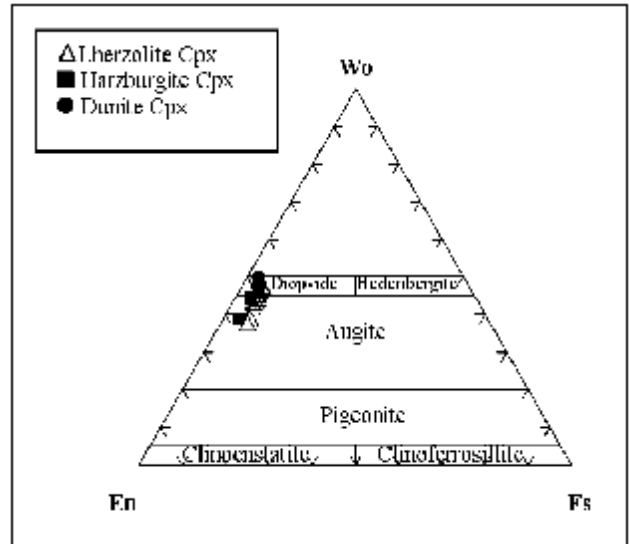
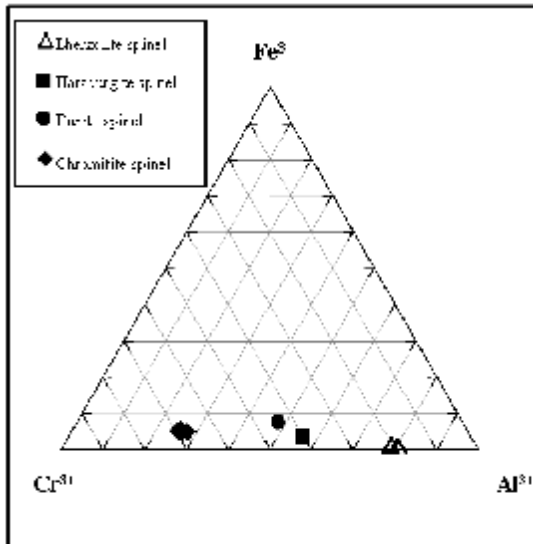


شکل ۳: (A) تصویری از لرزولیت گوشته با کانی های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و کانی فرعی اسپینل کروم دار و بافت پورفیروبلاستیک در نور پلاریزه (XPL); (B) تصویری از پورفیروبلاست ارتوپیروکسن در لرزولیت گوشته با خاموشی موجی و حاشیه انحلال که توسط الیوین های ریز دانه پر گردیده است (XPL); (C) ارتوپیروکسن در لرزولیت گوشته با کشیدگی نواری و شکستگی های پلکانی (XPL); (D) تصویری از اسپینل کروم دار ورمیکولار لرزولیت که در حاشیه مگنتیتی شده است (PPL); (E) تصویری از سنگ هارزبورگیت گوشته با کانی های الیوین، ارتوپیروکسن و کانی های فرعی کلینوپیروکسن و اسپینل کروم دار. پورفیروکلاست ارتوپیروکسن دارای حاشیه های انحلال یافته توسعه یافته می باشد که توسط الیوین دانه ریز پر گردیده است (XPL); (F) تصویری از هارزبورگیت گوشته با اسپینل های کروم دار نیمه شکل دار (XPL); (G) تصویری از سرپانتینیت با بافت شبکه ای و جزایر کوچک از کانی الیوین اولیه (XPL); (H) تصویری از سنگ دونیت با اسپینل های کروم دار نیمه شکل دار تا شکل دار (XPL).





شکل 4: ترکیب الیون های موجود در پریدوتیت های گوشته مجموعه افیولیتی ناین [18]. شکل 5: ترکیب ارتوپیروکسن های موجود در لرزولیت و هارزبورگیت های گوشته مورد بررسی [33].



شکل 7: ترکیب اسپینل های کروم دار موجود در پریدوتیت ها و کرومیتیت های گوشته مجموعه افیولیتی ناین [10].

شکل 6: ترکیب کلینوپیروکسن های موجود در پریدوتیت های گوشته مجموعه افیولیتی ناین [33].

دیاگرام درصد وزنی Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> اسپینل های کروم دار [۱۵]، [۲۰] و [۲۵] موقعیت پریدوتیت های مجموعه افیولیتی ناین را درون محدوده گوشته ای (Mantle array) نشان می دهد (شکل ۸). دیاگرام Cr# اسپینل در برابر محتوای فورستریت الیون های همزیست [۸] در این سنگ ها نیز گوشته ای

نتایج میانگین آنالیز میکروپروب و درصد اکسیدها همچنین فرمول ساختاری کانی های موجود در سنگ های فوق در جدول های ۱، ۲، ۴ و ۶ آورده شده است. همچنین میانگین درصد اعضاء انتهایی پیروکسن ها نیز در جداول ۳ و ۵ نمایش داده شده است. تعیین منشاء و شرایط تشکیل پریدوتیت های مجموعه افیولیتی ناین

بیشتر ژئوترموتری های در دسترس برای پریدوتیت ها و سیستم های پیروکسنیتی غنی از Mg بر اساس توزیع عناصر اصلی بین فازهای تشکیل دهنده این دسته از سنگ ها می باشد. این ژئوترموتری ها در گروه‌هایی زیر قرار می گیرند:

ترموتری بر اساس میزان Ca در ارتوپیروکسن همزیست با کلینوپیروکسن [۱۵] و [۴۲]

ترموتری بر اساس سولوس انستاتیت- دیوپسید [۱۳]، [۱۵] و [۳۹]

ترموتری بر اساس توزیع Cr-Al بین ارتوپیروکسن و اسپینل همزیست با الیون [۴۱]

ترموتری بر اساس Mg-Fe بین گارنت و پیروکسن ها [۱۵] و [۲۹]، گارنت و الیون [۱۵] و [۳۵] و الیون و اسپینل [۱۲] و [۲۱]

با توجه به حضور کانی های الیون، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و اسپینل در پریدوتیت های مورد بررسی و تعلق این سنگ ها به رخساره اسپینل پریدوتیت گوشته و اینکه زوج کانی های ارتوپیروکسن-کلینوپیروکسن و الیون - اسپینل بر اساس شواهد پتروگرافی بهترین شرایط همزیستی را در این سنگ ها نشان داده اند از ترمومتری های سولوس انستاتیت- دیوپسید [۳۵]، پیروکسن های همزیست [۱۵] و [۴۲] و الیون - اسپینل [۱۲] و [۲۱] برای تعیین دما و از بارومتری کلینوپیروکسن برای تعیین فشار تشکیل این سنگ ها استفاده گردیده است.

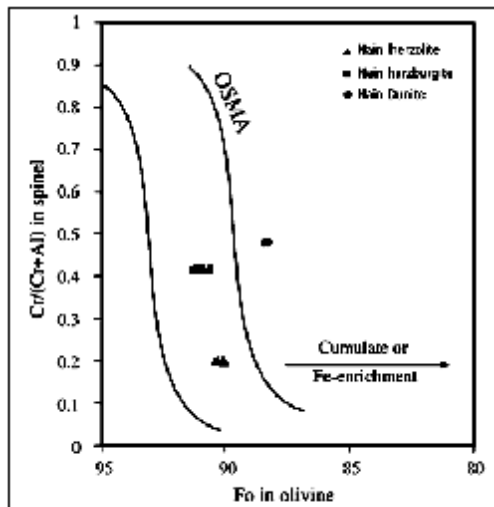
بودن لرزولیت و هارزبورگیت های مورد بررسی در این مطالعه را تایید می نماید (شکل ۹).

همچنین پریدوتیت های مورد بررسی علاوه بر این که گوشته ای می باشند مرتبط با یک لیتوسفر اقیانوسی هستند [۲۸] (شکل ۱۰). با توجه به تعلق پریدوتیت های مجموعه افیولیتی ناین به بخش گوشته ای یک لیتوسفر اقیانوسی تعیین دقیق شرایط دما و فشاری که این سنگ ها در آن قرار داشته اند می تواند در تعیین شرایط حاکم بر شکل گیری آنها موثر باشد. به همین منظور از بارومتری و ترمومتری های امروزی در ادامه استفاده گردیده است.

### ژئوترموتری

از معادلات ترمومتری برای سنگ های کریستالین استفاده می گردد، بدین ترتیب که ابتدا بررسی می شود کدام کانی ها در داخل سنگ با یکدیگر پاراژنز هستند سپس از روی پاراژنز این کانی ها و با استفاده از معادلات جبری که بر اساس نتایج آزمایشگاهی نوشته می شوند شرایط دما و فشار زمان رشد کانی ها و یا دمای آخرین تعادل حاکم بر آنها بدست می آید. استفاده از روش های ژئوترموتری برای سنگ های پریدوتیتی و وبستریتی بسیار حائز اهمیت می باشد زیرا با استفاده از این نتایج می توان فرآیند های ژئودینامیکی موثر بر این سنگ ها را مانند ریفت زایی [۲۳] و [۳۸] و یا فرورانش قاره ای [۷]، [۱۴] مدل سازی نمود.

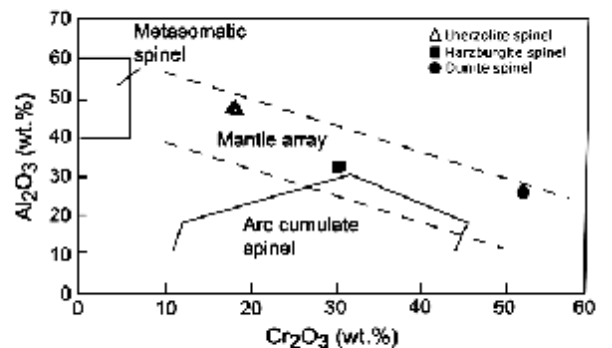
طبیعی نشان داده است که اضافه شدن Fe+2 به سیستم تبلور پیروکسن های همزیست باعث افزایش انحلال ارتوپیروکسن (Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>+Fe<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) در درون تشکیل دهنده کلینوپیروکسن می گردد. این امر خود باعث کاهش دمای بدست آمده از این دسته از ترمومتری ها است. تاثیر Al+3 در این انحلال هنوز دقیقاً مشخص نگردیده و نتایج در این مورد ضد و نقیض می باشد. در این روش ها از تاثیر فشار صرف نظر می گردد زیرا تغییرات آن از ۱ بار تا ۳۰ کلیوبار دمای تعادل بدست آمده را تنها به اندازه ۵۰ درجه سانتیگراد و یا کمتر تحت تاثیر قرار می دهد.



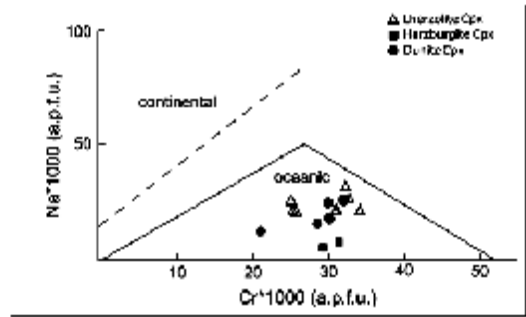
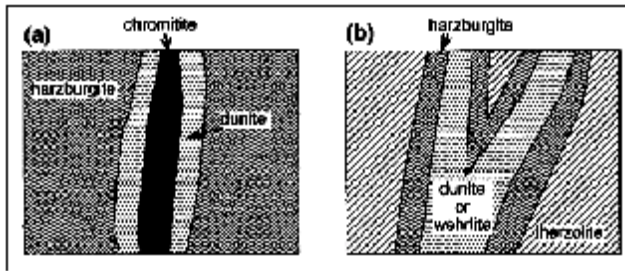
شکل 9: مقدار فورستریت الیون در برابر Cr# اسپینل کروم دار همزیست با آن نمایش داده شده است. به تغییرات ترکیبی کانی های مذکور در لرزولیت، هارزبورگیت و دونیت و قرارگیری آنها در محدوده پریدوتیت های گوشته توجه شود (شکل برگرفته از [8] می باشد). (OSMA=olivine – spinel mantle array)

### ترمومتری کلینوپیروکسن - ارتوپیروکسن

پترولوژیست ها مدت زمان طولانی می باشد که به پتانسیل پیروکسن های همزیست غنی از Ca و فقیر از Ca به عنوان وسیله ای برای بدست آوردن اطلاعات دماسنجی برای محدوده وسیعی از ترکیبات سنگی پی برده اند. این دسته از ترمومتری ها برای سیستم CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> نوشته شده اند. تغییرات عمده در این سیستم با اضافه شدن Fe+2 و Al+3 به محدوده محلول جامد پیروکسن ها صورت می گیرد. به طوری که نتایج بررسی های آزمایشگاهی بر روی محلول جامد سیستم CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-Fe<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> در بازالت های

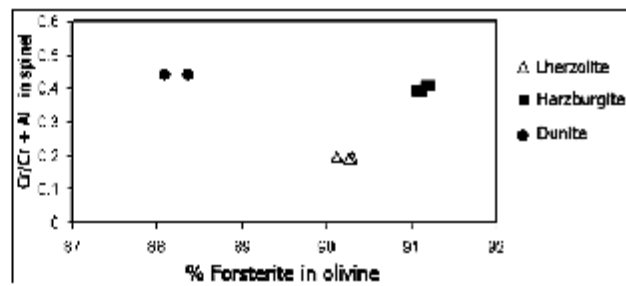
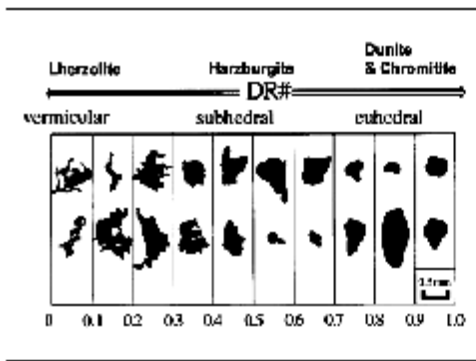


شکل 8: مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> اسپینل های کروم دار پریدوتیت های گوشته افیولیت ناین. تمام نمونه ها در محدوده گوشته ای قرار می گیرند [16]، [222] و [27].



شکل 11: محصولات حاصل از واکنش مذاب/گوشته، (a) زون واکنش مذاب گوشته، کرومیتیت انبانی با هاله ای از دونیت جایگزینی در زمینه هارزبورگیتی حاصل شده است، (b) دونیت (یا وریلت) جایگزینی با هاله ای از هارزبورگیت در داخل گوشته لرزولیتی [5].

شکل 10: دیاگرام مقدار اتمی کاتیون Na کلینوپروکسن را در برابر Cr آن در پریدوتیت های گوشته افیولیت ناین نشان می دهد [28]. پریدوتیت های افیولیت ناین در محدوده محیط اقیانوسی قرار می گیرند.



شکل 13: تغییرات مورفولوژی اسپینل های کروم دار در پریدوتیت و کرومیتیت ها [31].

شکل 12: Cr# اسپینل های موجود در پریدوتیت های گوشته افیولیت ناین در برابر محتوای فورستریت الیوین های همزیست با آنها. کاهش غیر عادی محتوای فورستریت در دونیت ها نسبت به هارزبورگیت و لرزولیت به خوبی قابل مشاهده است [8].

جدول 1: میانگین نتایج آنالیز شیمیایی الیوین های موجود در پریدوتیت های گوشته افیولیت ملانژ ناین بر حسب wt% و فرمول ساختمانی آنها

Sample Number:	Lherzolite 18	Lherzolite 19	Harzburgite 21	Dunite 24	Oxyg. Ann. -4	Sample Number:	Lherzolite 18	Lherzolite 19	Harzburgite 21	Dunite 24
SiO <sub>2</sub>	40.193	40.881	40.882	39.953	Si	0.995	0.995	0.993	0.982	
HO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.006	0.011	Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.008	0.003	0.010	Al	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.006	0.015	0.002	Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	
FeO*	9.110	9.515	8.662	11.112	Fe <sup>2+</sup>	0.191	0.191	0.176	0.235	
MnO	0.143	0.129	0.123	0.171	Mn	0.003	0.003	0.003	0.003	
MgO	49.181	49.785	50.483	48.835	Mg	1.806	1.806	1.828	1.790	
CaO	0.011	0.031	0.031	0.087	Ca	0.001	0.001	0.001	0.002	
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	Na	0.000	0.000	0.000	0.000	
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	K	0.000	0.000	0.000	0.000	
NiO	0.374	0.393	0.396	0.243	Ni	0.007	0.008	0.008	0.005	
Total	99.542	100.749	100.605	100.758	Total	3.006	3.006	3.008	3.019	
Mg <sup>2+</sup>	0.903	0.903	0.912	0.884						
Fe <sup>o</sup>	90.170	90.105	91.106	88.225						

Fo% [Forsterite content of olivines], Mg# [Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) atomic ratio]

جدول ۲: میانگین نتایج آنالیز شیمیایی ارتوپیروکسن های موجود در پریدوتیت های گوشته افیولیت ملائز ناین بر حسب wt% و فرمول ساختمانی آنها

Sample Number:	Lherzollite 18	Lherzollite 19	Harzburgite 21	Oxyg. Ann. - 6	Sample Number:	Lherzollite 18	Lherzollite 19	Harzburgite 21
SiO <sub>2</sub>	54.451	54.381	55.915		Si	1.891	1.898	1.929
TiO <sub>2</sub>	0.069	0.050	0.002		Ti	0.002	0.001	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.536	4.553	2.648		Al	0.186	0.187	0.198
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.698	0.623	0.688		Cr	0.019	0.017	0.019
FeO*	6.120	6.102	5.522		Fe <sup>2+</sup>	0.170	0.178	0.142
MnO	0.131	0.158	0.151		Mn	0.004	0.005	0.004
MgO	32.013	31.643	31.615		Mg	1.659	1.646	1.728
CaO	1.485	1.716	1.390		Ca	0.055	0.064	0.051
Na <sub>2</sub> O	0.023	0.025	0.009		Na	0.002	0.002	0.001
K <sub>2</sub> O	0.014	0.015	0.019		K	0.001	0.001	0.001
NiO	0.108	0.090	0.091		Ni	0.002	0.001	0.000
Total	99.540	99.688	100.072		Total	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.907	0.901	0.924					

Mg# [Mg/(Mg+Fe+2) atomic ratio]

جدول ۳: میانگین نتایج محاسبه درصد اعضای پایانی ارتوپیروکسن های ذکر شده در جدول ۲

Rock	Lherzollite (18)	Lherzollite (19)	Harzburgite
Wollastonite	2.917	3.39	2.64
Enstatite	87.47	86.10	88.93
Ferrosilite	9.41	9.70	8.42
Mineral name	Enstatite	Enstatite	Enstatite

جدول ۴: میانگین نتایج آنالیز شیمیایی کلینوپیروکسن های موجود در پریدوتیت های گوشته افیولیت ملائز ناین بر حسب wt% و فرمول ساختمانی آنها

Sample Number:	Lherzollite 18	Lherzollite 19	Harzburgite 21	Densite 24	Oxyg. Ann. - 6	Sample Number:	Lherzollite 18	Lherzollite 19	Harzburgite 21	Densite 24
SiO <sub>2</sub>	50.940	50.400	51.933	52.932		Si	1.857	1.852	1.889	1.918
TiO <sub>2</sub>	0.134	0.179	0.076	0.268		Ti	0.003	0.005	0.002	0.007
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.497	5.662	3.403	3.881		Al	0.236	0.245	0.146	0.133
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.062	1.090	1.045	0.972		Cr	0.030	0.031	0.030	0.028
FeO*	3.316	3.912	2.787	2.788		Fe <sup>2+</sup>	0.064	0.053	0.032	0.065
MnO	0.089	0.122	0.056	0.102		Mn	0.003	0.004	0.001	0.003
MgO	17.836	16.947	19.256	16.850		Mg	0.969	0.928	1.043	0.911
CaO	19.409	20.719	20.241	23.253		Ca	0.770	0.816	0.789	0.903
Na <sub>2</sub> O	0.368	0.391	0.161	0.304		Na	0.026	0.028	0.011	0.021
K <sub>2</sub> O	0.009	0.000	0.000	0.007		K	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.071	0.049	0.056	0.029		Ni	0.002	0.001	0.001	0.001
Total	99.029	98.471	99.017	100.367		Total	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.938	0.947	0.970	0.934						

Mg# [Mg/(Mg+Fe+2) atomic ratio]

جدول ۵: نتایج میانگین محاسبه درصد اعضای پایانی کلینوپیروکسن های ذکر شده در جدول ۴

Rock	Harzburgite	Lherzollite	Lherzollite	Densite
Wollastonite	41.65	41.797	44.4	47.482
Enstatite	53.801	52.572	50.523	47.908
Ferrosilite	4.543	5.63	5.08	4.61
Mineral name	Augite	Augite	Augite	Diopside

جدول ۶: میانگین نتایج آنالیز شیمیایی اسپینل های موجود در پریدوتیت های گوشته افیولیت ملائز ناین بر حسب WT% و فرمول ساختمانی آنها

Sample Number:	Lherzolite		Harzburgite		Dunite	
	18	19	21	24	21	24
SiO <sub>2</sub>	0.059	0.000	0.007	0.010	0.007	0.010
TiO <sub>2</sub>	0.052	0.061	0.038	0.461	0.038	0.461
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.298	19.711	32.989	26.916	32.989	26.916
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.041	18.224	41.691	36.111	41.691	36.111
FeO <sup>2</sup>	12.574	12.628	16.015	21.456	16.015	21.456
MnO	0.135	0.126	0.201	0.298	0.201	0.298
MgO	18.151	18.328	15.107	12.016	15.107	12.016
CaO	0.008	0.011	0.012	0.003	0.012	0.003
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	93.323	99.124	99.080	99.373	99.080	99.373
Mg#	0.737	0.739	0.662	0.544	0.662	0.544
Cr#	0.195	0.195	0.413	0.470	0.413	0.470
Oxyg. Ann. -32						
Si	0.011	0.000	0.017	0.002	0.017	0.002
Ti	0.008	0.010	0.007	0.084	0.007	0.084
Al	12.657	12.666	9.106	7.735	9.106	7.735
Cr	3.198	3.113	6.125	6.962	6.125	6.962
Fe <sup>2+</sup>	2.098	2.081	2.689	3.656	2.689	3.656
Fe <sup>3+</sup>	0.193	0.201	0.152	1.127	0.152	1.127
Mn	0.025	0.023	0.019	0.062	0.019	0.062
Mg	5.896	5.803	5.276	4.368	5.276	4.368
Ca	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000

Mg# [Mg/(Mg+Fe+2) atomic ratio], Cr# [Cr/(Cr + Al)]

جدول ۷: فشار و دماهای محاسبه گردیده برای لرزولیت، هارزبورگیت و دونیت های گوشته افیولیت ملائز ناین با استفاده از بارومتري و ترمومتري های ذکر گردیده در متن مقاله

Sample	Cpx Opx Geothermometers			Ol Sp Geothermometers		Cpx Barometer
	<sup>1</sup> W	<sup>2</sup> W	<sup>3</sup> BK	<sup>4</sup> F	<sup>5</sup> H	
Lherzolite	1219°C	1159°C	1092°C	772°C	730°C	21.1 kbar
Therzolite	1210°C	1149°C	1180°C	778°C	736°C	22.1 kbar
Harzburgite	1157°C	1067°C	1090°C	795°C	744°C	27.1 kbar
Dunite				819°C	757°C	

1(Wood & Banno, 1973) method; 2(Wells, 1977) method; 3(Bery & Kohler, 1990) method; 4(Fabries, 1979) method; 5(Ballhaus et al., 1991) method, 6(Nimis & Taylor, 2000) method.

## روش [۴۲]

سنگهایی به کار می رود که میزان درصد وزنی Na<sub>2</sub>O

موجود در آنها در حدود ۱/۳ در صد وزنی باشد یا به

عبارتی میزان Na<sup>+</sup> موجود در جایگاه M2 کانی های

کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن همزیست کمتر از ۱/۰

ترمومتري (۱) در سال ۱۹۷۳ توسط [۴۲] ارایه

گردیده است. این معادله برای محاسبه دمای تعادل

کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن های همزیست در

۱۱۵۷ درجه سانتیگراد می باشد. این نتایج در جدول ۷ به طور خلاصه آورده شده است.

### روش [۱۵]

این روش دارای هیچ گونه وابستگی سیستماتیک به دما و فشار و یا پارامترهای ترکیبی نمی باشد و دما را با خطای حدود  $\pm 15$  درجه سانتیگراد تعیین می نماید. از این روش می توان برای سیستم هایی که دارای Mg# در حدود ۸۹ تا ۱۰۰ (Free-Fe) درصد می باشند با کمترین خطا استفاده نمود.

معادله (۲) نسبت به دیگر روش های ترمومتری پیروکسن های همزیست دارای دقت بالاتری می باشد. زیرا در روش های دیگر مانند [۳۹] و [۴۲] یک ارتباط منحنی بین دمای بدست آمده از روش های تجربی با  $\ln KD$  یا ثابت تعادل وجود دارد در حالی که در روش حاضر به جای  $\ln KD$  از  $\ln KD^2$  استفاده گردیده است که دارای یک ارتباط خطی با مقادیر دمایی تجربی در سیستم CaO-MgO-SiO<sub>2</sub> است.

همچنین در روش های ترمومتری دو پیروکسن فرض می گردد که تمامی Ca در جایگاه M2 پیروکسن ها حضور دارد و نسبت  $MgM1cpx/MgM2opx \approx 1$  می باشد. در حالی که در روش حاضر در این مورد تصحیح Na صورت گرفته و به جای KD از KD\* استفاده شده است که در واقع همان متغیر KD با تصحیح Na است.

باشد. که البته این ویژگی در مورد کانی های پیروکسن موجود در پریدوتیت های گوشته مورد بررسی صادق است. در این روش به دلیل این که از نتایج حاصل از مایکروپروب کانی های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن برای محاسبه دمای تعادل استفاده گردیده است. تمامی آهن موجود در این کانی ها Fe+2 در نظر گرفته شده است.

اما با توجه به این که در مواردی میزان Fe+3 موجود در پیروکسن ها بیشتر از ۱۰ درصد کل آهن موجود در این کانی ها می باشد، ممکن است دمای محاسبه گردیده از این روش در حدود ۲۰ تا ۳۰ درجه سانتیگراد بالاتر از مقدار واقعی باشد. به طور کلی این معادله دمای تعادل کانی های ارتوپیروکسن - کلینوپیروکسن همزیست را حداکثر با خطای ۶۰ درجه سانتیگراد بدست می دهد.

(۱)

$$T_c = \frac{-10202}{\ln\left(\frac{a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}}{a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}}\right) - 7.65X_{Fe}^{opx} + 3.88(X_{Fe}^{opx})^2} - 273.15$$

در معادله (۱)

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx} = (X_{Mg}^{M_2} X_{Mg}^{M_1})_{opx} \quad \text{و} \quad a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} = (X_{Mg}^{M_2} X_{Mg}^{M_1})_{cpx}$$

به ترتیب اکتیویته کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و

$$X_{Fe}^{opx} \text{ برابر با } \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg^{+2}} \text{ می باشد.}$$

دمای تعادل بدست آمده برای پیروکسن های همزیست موجود در لرزولیت های مجموعه افیولیتی ناین با استفاده از این روش ۱۲۱۴ و برای هارزبورگیت ها

(۲)

$$T_C = \frac{23664 + (24.9 + 126.3 X_{Fe}^{cpx}) \cdot P_{Kbar}}{13.38 + (\ln K^*_D)^2 + 11.59 X_{Fe}^{opx}} - 273.15$$

در این واکشنش  $KD^*$  به صورت

$$KD^* = \frac{(1 - N_{Ca}^{cpx}) / (1 - N_{Na}^{cpx})}{(1 - N_{Ca}^{opx}) / (1 - N_{Na}^{opx})}$$

دمای بدست آمده با استفاده از این روش برای نمونه های لرزولیتی مجموعه افیولیتی ناین که دارای پیروکسن هایی با Mg# در حدود ۹۱-۹۹ درصد می باشند به طور میانگین ۱۱۳۶ و برای هارزبورگیت با Mg# در حدود ۹۳-۱۰۰ درصد ۱۰۹۰ درجه سانتیگراد است. این نتایج در مقایسه با دیگر نتایج ترمومتری های بکار رفته در جدول ۷ آورده شده است.

### ترمومتری سولوس انستاتیت - دیوپسید

در این مورد از روش پیشنهاد گردیده توسط [۳۹] برای تعیین دمای تعادل کانی های پیروکسن همزیست استفاده شده است. معادله پیشنهاد شده توسط [۳۹] بر ترمومتری [۴۲] در سال ۱۹۷۳ استوار می باشد. ترمومتری (۳) توانایی اندازه گیری دما را در محدوده دمایی ۸۰۰ تا ۱۷۰۰ درجه سانتیگراد دارا می باشد. این روش مدل ساده ای است که دمای تعادل پیروکسن ها را با دقت ۷۰ درجه سانتیگراد محاسبه می نماید.

(۳)

$$T_C = \frac{7341}{3.355 + 2.44 \cdot X_{Fe}^{OPX} - \ln K} - 273.15$$

در محدوده محلول جامد کلینوپیروکسن - ارتوپیروکسن افزایش میزان انحلال Al در کلینوپیروکسن باعث کاهش اکتیویته  $Mg_2Si_2O_6$  می گردد زیرا در واقع میزان اکتیویته تشکیل دهنده  $Mg_2Si_2O_6$  با محاسبه میزان جایگزینی Al به جای Mg و Si به ترتیب در جایگاه های M1 و تتراندراال محاسبه می شود. اما اطلاعات و داده ها نشان داده است که اگر محتوای  $Al_2O_3$  کلینوپیروکسن کمتر از ۱۲ درصد وزنی باشد، نمی تواند تاثیر محسوسی بر روی  $\ln KD$  یا ثابت تعادل بگذارد.

بنابراین در مورد پریدوتیت های مجموعه افیولیتی ناین نیز که میزان  $Al_2O_3$  موجود در کلینوپیروکسن ها کمتر از ۱۲ درصد وزنی است می توان از تاثیر عنصر آلومینیوم در دماهای بدست آمده را ناچیز دانست. البته به غیر از Al عنصر Fe نیز در این میان می تواند تاثیر قابل توجهی را بر دمای بدست آمده بگذارد به طوری که افزایش آهن باعث کاهش میزان اکتیویته پیروکسن ها می گردد. در واقع با افزایش آهن در دما و فشار ثابت میزان Ca موجود در این پیروکسن ها کاهش می یابد و تنها در موردی که میزان فاکتور  $X_{Fecpx}$  در محدوده ۰/۰ تا ۰/۱ قرار می گیرد تاثیر این عنصر بر دمای تعادل بدست آمده قابل صرف نظر می باشد.

خوشبختانه در این مورد نیز محتوای فاکتور  $X_{Fecpx}$  در مورد پریدوتیت های مورد بررسی در محدوده مقداری مذکور قرار گرفته و تغییرات میزان عنصر Fe نیز در دمای محاسبه گردیده چندان موثر نبوده



الیوین و اسپینل شدیداً وابسته به تغییرات ترکیبی صورت گرفته در دمای ساب سولیدوس است. در واقع دمای بدست آمده از این روش وابسته به تغییرات ترکیبی الیوین در دمای ساب سولیدوس می باشد.

از میان معادلات ترمومتری الیوین - اسپینل از روشهای (۳) و (۴) که به ترتیب توسط [۱۲] و [۲۱] ارایه گردیده‌اند برای سنگ‌های مورد بررسی در این مطالعه استفاده شده است.

(۳)

$$T_C = \frac{4250 \cdot Y_{Spl}^{Cr} + 1343}{\ln K_{D2} + 1.825 \cdot Y_{Spl}^{Cr} \cdot 0.571} - 273.15$$

که  $K_{D2} = \ln K_{D1} - 4 \cdot Y_{Spl}^{Fe^{+3}}$  می باشد.

(۴)

$$T_C = \frac{A + [16150 \cdot X_{Spl}^{Cr} + (25150 \cdot (X_{Spl}^{Fe^{+3}} + X_{Spl}^{Ti}))]}{R \cdot \ln K_{D1} + 4.705} - 273.15$$

متغیر A در معادله شماره (۴) به صورتی که در معادله شماره (۵) آورده شده است محاسبه می گردد.

(۵)

$$A = 6350 + 280 \cdot P_{GPa} + [(7000 + 108 \cdot P_{GPa}) \cdot (1 - 2 \cdot X_{ol}^{Fe^{+3}})] - [1960 \cdot (X_{Spl}^{Mg} - X_{Spl}^{Fe^{+3}})]$$

۷۷۵، ۷۹۵ و ۸۱۹ درجه سانتیگراد و روش [۱۲] همان دما را به ترتیب ۷۳۳، ۷۴۴ و ۷۵۷ درجه سانتیگراد برای تعیین میزان فشار حاکم بر پریدوتیت های مورد بررسی از روش [۳۴] استفاده گردیده است. این بارومتری توسط کلینوپیروکسن‌های سنتز شده در آزمایشگاه در دمای

است. با استفاده از این روش دمای تعادل برای کانی های ارتوپیروکسن - کلینوپیروکسن در سنگ لرزولیت به طور میانگین ۱۱۵۴ و برای هارزبورگیت ۱۰۶۷ درجه سانتیگراد بدست آمده است (جدول ۷).

### ترمومتری الیوین - اسپینل

ترمومتری الیوین - اسپینل برای اولین بار در سال ۱۹۷۵ توسط [۲۰] برای سنگ های لرزولیتی به کار گرفته شد. در مجموعه های اولترامافیک دماهای محاسبه گردیده از این ترمومتری کمتر از دماهایی است که از دیگر روش های رایج مانند ترمومتری پیروکسن های همزیست بدست می آید و معمولاً در محدوده دمایی ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد قرار می گیرد.

به طور کلی اساس این ژئوترمومتری بر جابجایی Mg و Fe بین الیوین و اسپینل می باشد. این جابجایی در کانی های الیوین و اسپینل در سنگ های پریدوتیتی حتی در زمان سرد شدن کامل این سنگ ها و دماهای بسیار پایین نیز ادامه می یابد و مانند دیگر ژئوترمومتری های رایج پیروکسن های همزیست در دماهای بالا قطع و ثابت نمی گردد. در واقع ضریب جدایش عناصر Fe و Mg بین بدست می دهد. مقادیر محاسبه گردیده در جدول ۷ آورده شده اند.

### بارومتری

روش [۱۹] دمای تعادل کانی الیوین - اسپینل را در سنگ های لرزولیت، هارزبورگیت و دونیت به ترتیب

### نتایج ژئوترموبارومتری

محدوده های فشار و دمای بدست آمده با توجه به بارومتری و ژئوترموتری های بکار رفته در مورد پریدوتیت های گوشته مجموعه افیولیتی ناین در جدول ۸ آورده شده است. نتایج ژئوترموتری های دویپروکسن و الیون - اسپینل در مورد لرزولیت های گوشته مجموعه افیولیتی ناین به ترتیب بیانگر تغییرات دمایی بین ۱۰۹۲ تا ۱۲۱۹ و ۷۳۰ تا ۷۷۸ درجه سانتیگراد در فشار متوسط ۲۲ کیلو بار و برای هارزبورگیت های مورد مطالعه بیانگر تغییرات دمایی بین ۱۰۶۷ تا ۱۱۵۷ و ۷۴۴ تا ۷۹۵ درجه سانتیگراد در فشار متوسط ۲۷ کیلو بار می باشد.

همانطور که مشاهده می شود در هر دو نوع سنگ لرزولیت و هارزبورگیت دمای تعادل کانی های الیون - اسپینل بسیار پایین تر از دمای بدست آمده از ترمومتری های دو پیروکسن می باشد. دلیل این اختلاف دمایی را می توان تعادل مجدد کانی های الیون و اسپینل موجود در سنگ های پریدوتیتی مورد بررسی در شرایط ساب سولیدوس دانست.

در واقع از جمله کانی هایی که در مجموعه های مافیک و اولترامافیک در شرایط ساب سولیدوس به شدت تحت تاثیر قرار گرفته و ترکیب آنها دچار تغییر می گردد کانی الیون می باشد [۳۲]. روند کاهشی میزان درصد فورستریت یا Mg# الیون های موجود در پریدوتیت های مجموعه افیولیتی ناین طی روند تغییر لیتولوژی از

۸۵۰-۱۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۰-۶۰ کیلو بار در سیستم CMS و CMAS-Cr کالیبره گردیده است.

این روش برای محدوده گسترده ای از پریدوتیت های طبیعی شامل پیرولیت اولیه یا بارور (Fertile) تا لرزولیت غنی از Cr باقیمانده کاربرد دارد. بارومتری (۶) تابعی از جابجایی Cr بین کلینوپیروکسن و گارنت می باشد. در واقع این روش تحت تاثیر دما و ترکیب کلینوپیروکسن است و فشار را با اختلاف  $\pm 2/3$  کیلو بار محاسبه می نماید. وابستگی دمایی این معادله  $(1/2 - 2/4 \text{ kbar}/50^\circ\text{C})$  و بسیار کمتر از بارومتری های رایجی می باشد که بر اساس محتوای Al در ارتوپیروکسن است  $(2-3 \text{ kbar}/50^\circ\text{C})$ .

(۶)

$$P(\text{kbar}) = -\frac{T(K)}{126.9} \cdot \ln[a_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}}] + 15.483 \cdot \ln\left(\frac{\text{Cr}\#^{\text{Cpx}}}{T(K)}\right) + \frac{T(K)}{71.38} + 107.8$$

در معادله (۶)

$$a_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}} = \text{Cr} - 0.81 \cdot \text{Cr}\# \cdot (\text{Na} + \text{K})$$

و

$$\text{Cr}\# = \left( \frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al}} \right) \text{ می باشد.}$$

در واقع به دلیل این که در بکارگیری این روش تنها دانستن سه پارامتر Cr، Al و Na در مورد ترکیب کانی کلینوپیروکسن کافی می باشد می توان آنرا روشی ساده و قابل اطمینان در تعیین فشار به حساب آورد. فشار بدست آمده برای لرزولیت بدین ترتیب  $22 \pm 2/4$  کیلو بار و برای هارزبورگیت  $27 \pm 2/4$  کیلو بار می باشد (جدول ۷).

لرزولیت به سمت دونیت را نیز می توان شاهدی بر تغییر ترکیب این کانی ها در دمای ساب سولیدوس دانست. اما طی مطالعاتی که توسط دانشمندان مختلف [۹]، [۲۴]، [۲۲۵] و [۲۶] بر روی عامل موثر در ایجاد این اختلاف دمایی و تغییر ترکیب الیوین ها صورت گرفته مشخص شده است که الیوین های به تعادل رسیده در دمای پایین (۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد) در مجاورت پیروکسن های به تعادل رسیده در دمای بسیار بالاتر (۱۰۶۷ تا ۱۲۱۹) در سنگ های پریدوتیتی در واقع الیوین های تغییر ترکیب یافته اولیه در دمای ساب سولیدوس نیستند بلکه این کانی ها الیوین های نوظهوری می باشند که طی واکنش مذاب صعود کننده فقیر از سیلیس با سنگ پریدوتیتی دربرگیرنده این کانی ها در آن حاصل گردیده اند (الیوین های جایگزینی یا Replacive Olivines).

بدین ترتیب که طی برخورد مذاب صعود کننده فقیر از سیلیس (بازالت یا پیکریت) با سنگ پریدوتیت اولیه غنی از کلینوپیروکسن (لرزولیت) کانی های کلینوپیروکسن موجود در سنگ لرزولیت اولیه ذوب گردیده و هارزبورگیت جایگزینی حاصل می گردد. در اثر ادامه واکنش ارتوپیروکسن های موجود در سنگ هارزبورگیت حاصل نیز دچار ذوب نامتجانس شده و الیوین های جایگزینی به همراه تشکیل دهنده  $SiO_2$  از آنها حاصل می شود.

الیوین های جایگزینی حاصل سنگ دونیت جایگزینی را ایجاد نموده و تشکیل دهنده  $SiO_2$  به مذاب صعود کننده اضافه می گردد و از محیط خارج می شود. همچنین طی این واکنش به راحتی می توان کاهش میزان فورستریت یا  $Mg\#$  کانی های الیوین را از لرزولیت به سمت دونیت توضیح داد به طوری که افزایش میزان الیوین حاصل از ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن ها را در سنگ می توان به عنوان یک عامل رقیق ساز در میزان محتوای عنصر  $Mg$  کانی های الیوین در نظر گرفت. بدین ترتیب دماهای بدست آمده از ترمومتری الیوین-اسپینل در سنگ های مورد مطالعه دمای تعادل کانی های الیوین جایگزینی حاصل با اسپینل همزیست شان طی واکنش مذاب/گوشته در نظر گرفته می شود. اما دمای تعادل بدست آمده از ترمومتری های دو پیروکسن را می توان دمای تبلور این کانی ها و در حقیقت سنگ مورد مطالعه دانست. زیرا همان طور که ذکر گردید طی واکنش مذاب گوشته که بر پریدوتیت های مورد بررسی موثر بوده است مذابی با ترکیب مافیک تا اولترامافیک (فقیر از سیلیس) با سنگ های پریدوتیتی میزبان واکنش داده است. یک چنین مذابی دارای دمای بالاتری از دمای ذوب کانی های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن موجود در متن سنگ بوده است و قبل از این که باعث تغییر ترکیب آنها بگردد باعث ذوب آنها شده است.

بدین ترتیب اگر کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن موجود در سنگ های پریدوتیت مورد بررسی دمایی را

گوشته‌ای مرتبط به یک لیتوسفر با ماهیت اقیانوسی می‌باشند (شکل های ۸، ۹ و ۱۰).

بررسی های صحرایی و پتروگرافی این سنگ ها نیز نشان داده است که آنها از نوع لرزولیت، هارزبورگیت و دونیت هستند و که به صورت یک تغییر تدریجی کانی شناسی از لرزولیت به هارزبورگیت و سپس دونیت قرار می گیرند. نبود مرز مشخص در کانی شناسی مقاطع میکروسکوپی این سنگ ها و همچنین در تغییرات لیتولوژی آنها در صحرا از دیگر مناطق افیولیتی مشابه در دنیا گزارش گردیده است و به عنوان شاهدهی بر تاثیر واکنش مذاب گوشته در پریدوتیت ها معرفی شده است [۹]. در شکل ۱۱ تصویر شماتیک از تاثیر واکنش مذاب صعود کننده بر پریدوتیت های میزبان و ترتیب قرار گیری سنگ ها نشان داده شده است.

چنین ترتیبی که در شکل نمایش داده شده است می تواند در مقیاس های کوچک در حد چندین متر تا مقیاس های بزرگ در حدود چندین کیلومتر قابل پیگیری باشد [۹] و [۱۱].

همچنین نتایج بارومتري و ترمومتري های بکار رفته برای این سنگ ها یک اختلاف دمایی نسبتاً زیاد را بین دمای تبلور بدست آمده از ترمومتري های دو پیروکسن و دمای تعادل بدست آمده از ترمومتري های الیوین - اسپینل در فشار ۲۲ کیلو بار برای لرزولیت و ۲۷ کیلو بار برای هارزبورگیت نشان داد. این اختلاف دمایی خود مبین این مطلب است که کانی های الیوین و اسپینل

نشان دهند آن در واقع دمای تبلور اولیه آنها و در واقع دمای تبلور سنگ می باشد.

علاوه بر اختلاف دمای تبلور کانی های کلینوپیروکسن - ارتوپیروکسن با دمای تعادل الیوین - اسپینل تغییرات دمایی ترمومتري الیوین - اسپینل از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و در نهایت دونیت بر اساس روش [۲۱] به صورت ۷۷۵، ۷۹۵ و ۸۱۹ و بر طبق ترمومتري [۱۲] به صورت ۷۳۳، ۷۴۴ و ۷۵۷ درجه سانتیگراد می باشد. همانطور که مشاهده می شود دما از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و در نهایت دونیت در هر دو روش افزایش یافته است.

این روند افزایشی شاهدهی دیگری بر تاثیر واکنش مذاب گوشته بر سنگ های مورد مطالعه می باشد. این امر بیان می دارد که کانی های الیوین و اسپینل موجود در سنگ دونیت در دمای بالاتری نسبت به کانی های مشابه خود در سنگ لرزولیت و هارزبورگیت به تعادل رسیده اند. و این مشاهده به خوبی با تمرکز و گستردگی بیشتر مذاب صعود کننده در محدوده های دونیتی نسبت به هارزبورگیتی و لرزولیتی قابل توضیح می باشد.

### بحث و نتیجه گیری

نتایج آنالیز شیمیایی کانی های اسپینل و الیوین موجود در سنگ های مورد بررسی در دیاگرام های پتروژنیک نشان داد که این سنگ ها پریدوتیت های

فورستریت الیوین همزیست با آن کاهش می یابد (شکل ۱۲). این عدم تطابق بین فاکتور های ذکر گردیده تنها با توجه به تاثیر واکنش مذاب صعود کننده/گوشته و افزوده شدن الیوین جایگزینی حاصل از ذوب نامتجانس ارتوپروکسن در داخل سنگ قابل تعبیر و تفسیر می باشد.

وجود شواهد تغییر شکل گوشته ای در پروکسن ها و عدم مشاهده این شواهد در درون الیوین ها، حضور حاشیه های خلیجی شکل انحلال در اطراف پورفیروکلاست های ارتوپروکسن که توسط الیوین های دانه ریز فاقد استرین پرگردیده اند، روند تکاملی مورفولوژی مشاهده شده در اسپینل کروم دار موجود در این سنگ ها از حالت ورمیکولار به سمت نیمه شکل دار و در نهایت شکل دار (شکل ۳-D, F و H و ۱۳)، حضور نهشته های کرومیتیت پادیفرم در محدوده های دونیتی [۱]، همگی بیانگر این است که این سنگ ها در اثر یک ذوب بخشی ساده از سنگ لرزولیت مادر خود حاصل نگردیده اند بلکه تحت تاثیر واکنش با یک مذاب قرار گرفته اند.

مذاب مذکور مذابی فقیر از سیلیس با ترکیب بازیک تا الترابازیک بوده که از میان گوشته اشباع از پروکسن با جنس لرزولیت و هارزبورگیت عبور کرده است و به دلیل اینکه کانی های غنی از سیلیس معمولاً دارای دمای ذوب پایین تری نسبت به کانی های فقیر از سیلیس می باشند، پروکسن های موجود در سنگ میزبان ماگما در اثر

موجود در این پریدوتیت ها در دمای پایین تری نسبت به پروکسن های همزیست خود تحت تاثیر واکنش مذاب صعود کننده/گوشته به تعادل دست یافته اند که این خود شکل گیری کانی های الیوین موجود در این سنگ ها را طی روند ترتیب تبلور عادی در سنگ های پریدوتیتی باقی مانده رد می نماید.

همچنین افزایش دمای تعادل ترمومتری الیوین - اسپینل از لرزولیت به سمت دونیت بیان می دارد که عاملی باعث گردیده که این کانی ها در سنگ دونیت در دمای بالاتری به تعادل دست یابند که همان گستردگی و تمرکز بیشتر مذاب صعود کننده در این بخش بوده است. البته به غیر از مشاهدات صحرائی و ترمومتری رفتارهای ژئوشیمیایی کانی های موجود در سنگ های مورد بررسی نیز فرضیه صورت پذیرفتن یک ذوب بخشی ساده را به عنوان فرایند مسئول شکل گیری پریدوتیت های گوشته افیولیت ناین رد می نماید.

بدین ترتیب که اگر سنگ های مورد بررسی باقیمانده حاصل از ذوب بخشی سنگ پریدوتیتی اولیه باشند، بایستی طی گذر از لرزولیت به هارزبورگیت و سپس دونیت همراه با افزایش میزان Cr# اسپینل ها، میزان Mg# یا محتوی فورستریت الیوین های همزیست با این کانی ها نیز افزایش می یافت. اما همانطور که در پریدوتیت های گوشته افیولیت ناین مشاهده می شود با افزایش Cr# اسپینل کروم دار از لرزولیت به سمت هارزبورگیت و در نهایت دونیت میزان محتوی

بدین ترتیب در بررسی‌های صحرایی ابتدا لرزولیت، سپس هارزبورگیت و در نهایت دونیت به صورت یک سری سنگی قابل مشاهده است.

### منابع

- ۱- ترابی، قدرت، پترولوژی افیولیت‌های منطقه انارک (شمال شرق استان اصفهان) با تاکید بر مطالعه سنگهای اولترامافیک-مافیک افیولیت شمال انارک و سنگ‌های اولترامافیک-مافیک ملائز افیولیتی عشین-زوار، رساله دکترای پترولوژی، بخش زمین شناسی دانشگاه تربیت مدرس، ۲۴۰ صفحه، ۱۳۸۳.
- ۲- جباری، ع، زمین شناسی و پترولوژی افیولیت نایین. رساله کارشناسی ارشد پترولوژی گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، ۱۶۳ صفحه، ۱۳۷۶.
- ۳- رهگشایی، م، شفایی مقدم، منصف، ا، پترولوژی و پتروفابریک و انواع دگرگونی‌های مجموعه افیولیتی نایین (ایران مرکزی). مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۲، شماره ۲، صفحه ۳۷ تا ۵۶، ۱۳۸۵.
- ۴- منوچهری، ش، بررسی پتروگرافی و پترولوژی افیولیت‌های شمال نایین. رساله کارشناسی ارشد پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۰ صفحه، ۱۳۷۶.
- 5- M., Alavi, Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. Tectonophysics, v. 229, p. 211-238; (1994).
- 6- M., Alavi, H., Vaziri, K., Seyed-Emami and Y., Lasemi, Triassic and associated rocks of the Nakhllak and Aghdarband areas in central and northaestern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1563-1575; (1997).
- 7- R., Altherr, and A., Kalt, Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure garnet peridotites from the Variscan Vosges Mts, France. Chemical Geology, v. 134, p. 27-47; (1996).

واکنش با آن به صورت بخشی انحلال یافته و در جای خود الیوین را بر جا گذارده‌اند [۳۰]. امروزه مشخص گردیده است که واکنش‌های مذاب/گوشته بیشتر در زون انتقالی سکانس‌های افیولیتی یعنی بین واحد‌های اولترامافیک‌های تکتونایت و اولترامافیک‌های کومولا حادث می‌شوند [۳۰].

بدین ترتیب پریدوتیت‌های گوشته مورد بررسی در این نوشتار را با توجه به ماهیتی که از خود نشان می‌دهند می‌توان متعلق به زون انتقالی بخش اولترامافیک یک لیتوسفر اقیانوسی دانست. بررسی پریدوتیت‌های گوشته موجود در تعداد دیگری از افیولیت‌های ایران مرکزی (عشین - زوار، انارک و جندق) نیز بیانگر رخداد واکنش‌های سنگ- مذاب در این افیولیت‌ها همچون افیولیت نایین می‌باشد [۱].

در اثر رخداد ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن‌ها، سیلیس نیز به ماگمای در حال صعود افزوده می‌شود و ترکیب ماگمای در حال صعود که در ابتدا بازالتی یا پیکریتی بوده است، با گذشت زمان از حالت اولیه خارج شده و اسیدی‌تر می‌شود. از طرف دیگر سنگ میزبان اولیه نیز که لرزولیت بوده است ابتدا در اثر ذوب کلینوپیروکسن‌ها به هارزبورگیت و سپس در اثر ذوب ارتوپیروکسن‌ها و افزوده شدن الیوین‌های جایگزین، به دونیت تبدیل می‌شود که مقدار فورستریت الیوین‌های این دونیت‌ها کمتر از مقدار فورستریت‌های موجود در لرزولیت‌های اولیه است.

- criteria. *Mineralogical Magazine*, v. 51, p. 431-435; (1987).
- 20- B.W., Evans, and B.R., Frost, Chrome-spinel in progressive metamorphism: A preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, p. 959-972; (1975).
- 21- J., Fabriès, Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 329-336; (1979).
- 22- S.E., Haggerty, Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts. *Journal of Geological Society of Australia*, v. 14, p. 687-699; (1988).
- 23- F., Henjes-Kunst, and R., Alther, Metamorphic petrology of xenoliths from Kenya and northern Tanzania and implication for geotherms and lithospheric structure. *Journal of Petrology*, v. 33, p. 1125-1156; (1992).
- 24- P. B., Kelemen, Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relation, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*, v. 31, p. 55-98; (1990).
- 25- P. B., Kelemen, D. B. Joyce, J. D. Webster, and J. R. Holloway, Reaction between ultramafic wall rock and fractionating basaltic magma: Part II, Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150 and 1050°C and 5 kbar. *Journal of Petrology*, v. 31, p. 99-134; (1990).
- 26- P. B., Kelemen, H. J. B. Dick, and J. E. Quick, Formation of harzburgite by pervasive melt-rock reaction in the upper mantle. *Nature*, v. 358, p. 635-641; (1992).
- 27- P.K., Kepezhinskas, M.J., Defant, and M.S., Drummond, Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc. *Journal of Petrology*, v. 36, p. 1505-1527; (1995).
- 28- J., Kornprobst, D., Ohnenstetter, and M., Ohnenstetter, Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminate between sub-continental and sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 241-254; (1981).
- 29- E.J., Krogh, The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer- a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 44-48; (1988).
- 30- K., Kubo, Dunite Formation Processes in Highly Depleted Peridotite: Case Study of the Iwandake Peridotite, Hokkaido, Japan. *Journal of Petrology*, vo.43, p. 423-448; (2002).
- 8- S., Arai, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships, Review and Interpretation. *Chemical Geology*, v. 113, p. 191-204; (1994).
- 9- S., Arai, and N., Abe, Possible presence of podiform chromitite in the arc mantle: chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, south-west Japan arc. *Mineralium Deposita*, v. 29, p. 434-438; (1994).
- 10- S.J., Barnes, and P.L., Roeder, The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks, *Journal of Petrology*, 42, p. 2279-2302; (2001).
- 11- W.J., Bai, M.F., Zhou, and P.T., Robinson, Possibly diamond bearing mantle peridotites and podiform chromitites in the Luobusa and Donqiao ophiolites, Tibet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1650-1659; (1993).
- 12- C., Ballhaus, R.F., Berry, and D.H., Green, High-pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 107, p. 27-40; (1991).
- 13- P., Bertrand, and J.C.C., Mercier, The mutual solubility of coexisting ortho-and clinopyroxene: Toward and absolute geothermometer for the natural system?. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 76, p. 109-122; (1985).
- 14- F.E., Brenker, and G.P., Bery, Reconstruction of the exhumation path of the Alpe Arami garnet-peridotites body from depths exceeding 160 km. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15. p. 581-592; (1997).
- 15- G.P., Brey, and T., Köhler, Geothermobarometry in four-phase lherzolites II: New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, v. 31, p. 1353-1378; (1990).
- 16- W.K., Conrad, and R.W., Kay, 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*, v. 25, p. 88-125; (1984).
- 17- M., Davoudzadeh, Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran. *Geological survey of Iran Report*, v. 14, 89p; (1972).
- 18- W.A., Deer, R.A., Howie and J., Zussman An Introduction To The Rock Forming Minerals. 2 Rev Ed. Pearson Education Limited(United Kingdom), 712p; (1992).
- 19- G.T.R., Droop, A general equation for estimating Fe+3 concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric

- 37- Technoexport, Geology of the Anarak area (Central Iran). Geological Survey of Iran, V/O "Technoexport", Report TE/No.19, 143 p; (1984).
- 38- F., Werling, and R., Altherr, Thermal evolution of the lithosphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths. *Tectonophysics*, v. 275, p. 119-141; (1997).
- 39- P.R.A., Wells, Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 62, p. 129-139; (1977).
- 40- F., Werling, and R., Altherr, Thermal evolution of the lithosphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths. *Tectonophysics*, v. 275, p. 119-141; (1997).
- 41- G., Witt-Eickschen, and H.A., Seck, Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: An improved version of an empirical geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106, p. 431-439; (1991).
- 42- B.J., Wood, and S., Banno, Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 42, p. 109-124; (1973).
- 31- L., Matsumoto, and S., Arai, Petrology of dunitite/harzburgite with decimeter-scale stratification in a drill core from the Trai-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan. *Journal of Mineralogy and Petrology Sciences*, v. 96, p. 19-28; (2001).
- 32- I. S., McCallum, How magnesian are mg-suite troctolites?. 31st Annual Lunar and Planetary Science Conference, v. 1477; (2000).
- 33- N., Morimoto, Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27, 143-156; (1989).
- 34- P., Nimis, and W.R., Taylor, Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 541-554; (2000).
- 35- H., O'Neill and B.J., Wood, An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 59-70; (1979).
- 36- E.A.Jr., Pessagno, A.M., Ghazi, S.M., Kariminia, R.A., Duncan, and A.A., Hassanipak, Tectonostratigraphy of the Khoy complex, Northwestern Iran. *Stratigraphy*, 1(2), 49-63; (2004).