

خاستگاه الیوین در سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی ملاطالب و نقش الیوین در سیر شکل‌گیری ماگما

امیر اثنی عشری^۱، فاطمه سر جو قیان^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

(دریافت مقاله: ۹۴/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۹۴/۳/۳۱)

چکیده: سنگ‌های گرانیت‌وئیدی بخش میانی نوار سنتندج-سیرجان واقع در استان لرستان، در ژوراسیک میانی و در محیط قوس قاره‌ای تشکیل شده‌اند. در مجاورت آن‌ها سنگ‌های الترامافیک با کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبول رخمنون دارند. الیوین‌ها در مقاطع میکروسکوپی گرد شده‌اند و دارای خلیج خردگی هستند. این بیانگر آنست که الیوین‌ها به درجات مختلف دستخوش هضم مانگمایی شده‌اند. آنالیزهای ریزپردازش الکترونی و محاسبه‌ی ترکیب شیمیایی گذازه در تعادل با هر یک از کانی‌ها نشان می‌دهد که با پیشرفت تبلور، $Mg\#$ مانگما به صورت خطی سیر صعودی دارد. این روند علاوه بر اینکه خاستگاه مانگمایی الیوین‌ها را تایید می‌کند، بیانگر افزایش $Mg\#$ مانگما حین تبلور بخشی است که کاملاً غیرعادی است. برای توجیه افزایش $Mg\#$ مانگما، دو احتمال بررسی شده‌اند. ۱- بالا بودن گریزندگی اکسیژن و تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن؛ ۲- هضم الیوین حین تبلور بخشی. با توجه به مدلسازی‌های شیمیایی‌های انجام شده و روند افزایشی $Ni\#$ حین تبلور بخشی:

واژه‌های کلیدی: الترامافیک؛ زئوشیمی؛ الیوین؛ هضم و تبلور یخشی؛ سندنج-سیر جازن.

گرفته و به صورت زینوکریستها در مآگماهای بازالتی مشاهده شوند. شناسایی خاستگاه مآگمایی یا زینوکریستی الیوین با پیچیدگی‌های خاصی همراه است، زیرا فراوانی عناصر کمیاب در الیوین بسیار اندک است. به همین دلیل مقایسه با کانی‌های دیگر، تعیین خاستگاه الیوین با استفاده از شواهد شیمیایی به سختی صورت می‌گیرد [۵]. همچنین تا قبل از انجماد کامل مآگما، ممکن است الیوین با مآگمای اطراف خود تبادله‌ای شیمیایی داشته باشد. بنابراین فراوانی عناصر در الیوین تغییر کرد.

الیوین به شکل‌های مختلف ترکیب شیمیایی مانند آب، می‌داند. تاثیر قرار می‌دهد. با توجه به اینکه در فرایندهای مانند این خیلی زود متبلور می‌شود، بنابراین فراوانی عناصری که در الیوین تمکن بالای دارند، در مانع باقیماندن کاشه،

مقدمة

الیوین از جمله کانی‌هایی است که نقش مهمی در روند شکل‌گیری ماقمایی داشته [۱] و با آگاهی از ترکیب شیمیایی آن می‌توان ویژگی‌های زمین‌ساختی و مباحث مربوط به سنگ‌زایی ماقما را مورد بررسی قرار داد [۲]. الیوین در سنگ‌های الترامافیک و مافیک فراوانی چشمگیری دارد و ممکن است خاستگاه ماقمایی یا زینوکریستی داشته باشد [۳]. بنابر واکنش‌های بون، اگر الیوین‌ها از نوع ماقمایی باشند، جزء اولین کانی‌هایی هستند که با کاهش دما از یک گدازه‌ی با ترکیب بازلتی متبلور می‌شوند. اما الیوین‌های زینوکریستی خاستگاه گوشه‌ای دارند. با توجه به اینکه بخش چشمگیری از سنگ‌های گوشه‌ای از الیوین تشکیل شده‌اند [۴]، ممکن است این الیوین‌ها تحت تاثیر ماقمه‌های بازالتی صعود کننده قرار

گستره‌ی منطقه‌ی مورد بررسی در **شکل ۱** با مختصات جغرافیایی $28^{\circ} 33' 30''$ شمالی و $49^{\circ} 35' 40''$ شرقی مشخص شده است. این منطقه در استان لرستان بوده و در شرق شهرستان ازنا و شمال غرب الگو درز قرار دارد. ویژگی‌های مبنایی این منطقه در نقشه زمین‌شناسی **شکل ۱ب** ارائه شده است.

اصلی‌ترین واحدهای سنگی منطقه به ترتیب فراوانی عبارتند از گرانودیوریت، تونالیت، گرانیت و سنگ‌های الترامافیک. در **شکل ۲ الف** نمایی از گرانیتوئیدها که بخش گستره‌ای از منطقه را در بر گرفته‌اند، نشان داده شده است. برخوردگاه بین هر یک از واحدها از نوع آذرین و ناگهانی است. گرانیتها به صورت دایک‌هایی درون گرانودیوریت نفوذ کردند (**شکل ۲ب**) و این ویژگی دلالت بر آن دارد که گرانیت پس از گرانودیوریت تشکیل شده است. در برخوردگاه گرانودیوریت-تونالیت نیز قطعات گسیخته شده‌ای از تونالیت درون گرانودیوریت مشاهده می‌شوند (**شکل ۲پ**). این ویژگی دلالت بر تشکیل گرانودیوریت پس از تونالیت دارد. سنگ‌های الترامافیک در کنار تونالیت‌ها دیده می‌شوند ولی برخوردگاه بین سنگ‌های الترامافیک و تونالیت به دلیل پوشش آبرفتی قابل مشاهده نیست (**شکل ۲ت**).

سنگ‌های الترامافیک، مجموعه‌ای را تشکیل می‌دهند که بیشتر به وسیله رسوب‌های آبرفتی پوشیده شده‌اند. قطعه سنگ‌های موجود در آبرفت‌ها بیشتر از بخش‌های فرسایش یافته توده‌ی اصلی الترامافیک هستند که دستخوش جابجایی اندکی شده‌اند. البته رخنمون‌هایی نیز در فواصل کوتاه مشاهده‌اند که گاهی به دلیل کوچک بودن ممکن است قطعات نایرجا به نظر آیند ولی بیشتر با توده‌ی اصلی در ارتباطند. مجموعه‌ی آذرین مورد اشاره به وسیله‌ی سنگ‌های دگرگون از جنس اسلیت و فیلیت و در بخش‌های جنوبی، با هاله‌ای از سنگ‌های دگرگون مجاورتی در بر گرفته شده‌اند (**شکل ۱ب**).

مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ‌کل، سنگ‌های الترامافیک و تونالیت‌های مجاور، نشان می‌دهد که این دو نوع سنگ با یکدیگر ارتباط ژنتیکی دارند [بررسی‌های در دست تهیه]. با توجه به تشکیل تونالیتها و گرانیتوئیدهای دیگر منطقه در محیط قوس قاره‌ای و ارتباط آن‌ها با فرایند فرورانش [۱۱]، می‌توان خاستگاه سنگ‌های الترامافیک را نیز به همین فرایند وابسته دانست. بنابراین نمی‌توان آن‌ها را بخشی از یک مجموعه‌ی افیولیتی در نظر گرفت.

می‌یابد (مثل آهن و منیزیم). از سوی دیگر هضم الیوین در ماگما تاثیر شیمیایی عکس داشته و ممکن است موجب افزایش این عناصر در ماگما باقیمانده شود.

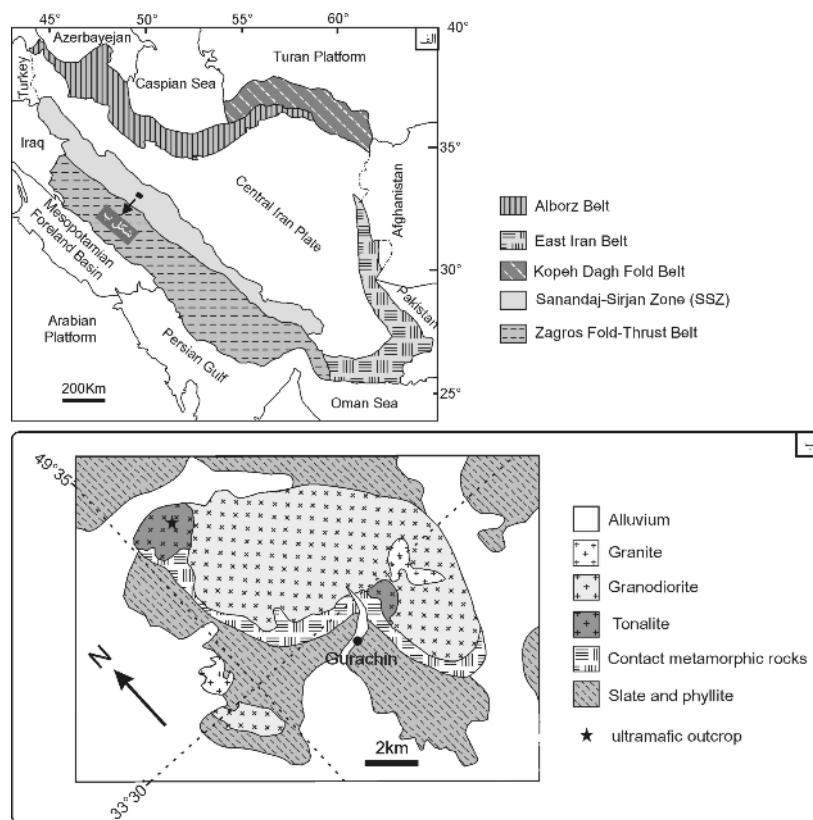
سنگ‌های الترامافیک مورد بررسی در این مقاله برای اولین بار است که گزارش می‌شوند. در بررسی‌های قبلی، صرفاً سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی مورد بررسی قرار گرفته‌اند [۶-۱۱]. حجم کم و رخنمون اندک سنگ‌های الترامافیک، موجب شده که از نظر پژوهشگران قبلی دور بمانند. هدف از ارائه این مقاله معرفی سنگ‌های الترامافیک برای اولین بار در منطقه ملاططلب است به طوری که بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها از جمله موارد مورد بررسی در این پژوهش اند و با توجه به فراوانی الیوین در سنگ‌های الترامافیک، خاستگاه ماگمایی یا زینوکریستی آن‌ها مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. علاوه بر آن، تاثیر حضور الیوین در شکل گیری شیمیایی ماگما مورد نظر بوده و به عبارت دیگر نقش الیوین در تغییر ترکیب شیمیایی ماگما حین سرد شدن ماگما مورد کنکاش قرار گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی

از نظر تقسیمات زمین‌شناسی، منطقه‌ی مورد بررسی در بخش مرکزی نوار سندج-سیرجان قرار گرفته است (**شکل ۱**). این نوار با طولی در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای تقریبی ۲۰۰ کیلومتر یکی از مهم‌ترین پهنه‌های ساختاری ایران زمین به شمار می‌آید.

این نوار را مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی و شدیداً تغییر شکل یافته‌ای تشکیل داده که مجموعه‌های پلوتونیک متعددی در آن تزریق شده‌اند. فعالیت‌های دگرگونی و پلوتونیکی که در پهنه‌ی سندج-سیرجان مشاهده می‌شوند با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نووتیس به زیر خرده قاره‌ی ایران مرکزی و به دنبال آن بسته شدن اقیانوس نووتیس در اوایل سنوزوئیک ارتباط دارند [۱۲].

گرانیتوئیدهای ملاططلب تحت تاثیر همین فرایند فرورانشی تشکیل شده‌اند [۱۱]. به دلیل نفوذ مگما طی ژوراسیک میانی {۱۶۵ میلیون سال، [۱۱]}، سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای با سن تریاس بالا تا ژوراسیک، تحت تاثیر قرار گرفته و منجر به شکل گیری هاله‌ای دگرگون در همبrij مستقیم با توده‌ی نفوذی شده است (**شکل ۱ب**). لازم به یادآوری است، که از سن توده‌ی الترامافیک و ارتباط آن با گرانیتوئیدهای اطراف اطلاع دقیقی در دست نیست.



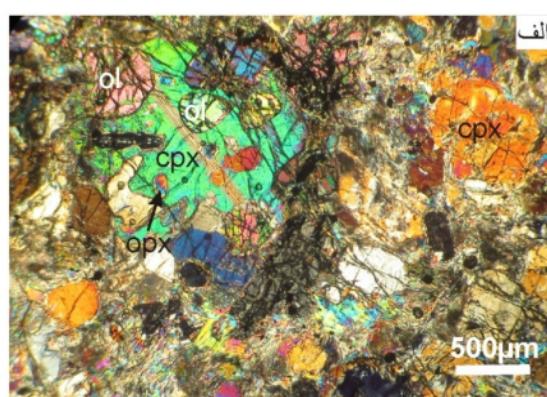
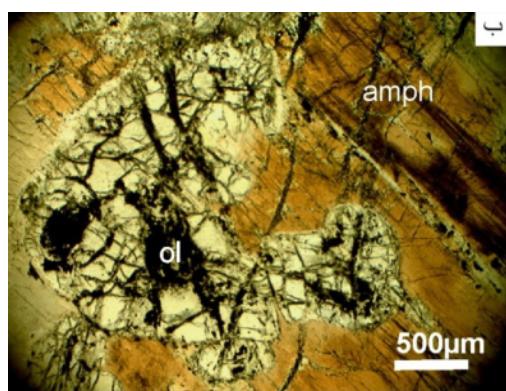
شکل ۱ الف: نقشه‌ی زمین‌شناسی ایران که موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی، در آن مشخص شده است، ب: نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌ی آذربایجان که موقعیت سنگ‌های الترامافیک و ارتباط آن‌ها با گرانیتوئیدها دیده می‌شود.



شکل ۲ الف) نمایی از سنگ‌های فلزیک رخمنون یافته در منطقه؛ ب) نفوذ سنگ‌های گرانیتی درون سنگ‌های گرانودیوریتی. این ویژگی گویای آنست که گرانیت‌ها پس از گرانودیوریت‌ها تزریق شده‌اند؛ پ) برخوردگاه تونالیت و گرانودیوریت که با وجود برونویوم‌هایی از جنس تونالیت درون گرانودیوریت مشخص می‌شود و دلالت بر سن بیشتر تونالیت دارد؛ ت) تصویر صحرایی از مجموعه سنگ‌های الترامافیک که در کنار تونالیت‌ها قرار دارند ولی بهدلیل اینکه به وسیله‌ی رسوب‌های آبرفتی احاطه شده‌اند، مرز آن‌ها با تونالیت قابل مشاهده نیست.

هورنبلند پیروکسنیت تا الیوین پیروکسن هورنبلندیت رده‌بندی کرد.

از نظر دنباله‌ی تبلور کانی‌ها، الیوین اولین کانی است که در مagma ظاهر شده است زیرا به صورت میانبار، درون بلورهای درشت آمفیبیول و پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۳ الف و ب). برخی الیوین‌ها سالم و فاقد تجزیه شدگی هستند. این بلورها بی‌شکل بوده و تقریباً گردشده‌اند. در حالی که برخی دیگر به سرپانتین و کلریت تجزیه شده‌اند. برخی از الیوین‌ها خلیج خورده اند که بر هضم شدگی الیوین‌ها دلالت دارد (شکل ۳ ب). در این سنگ‌ها پیروکسن‌ها به دو شکل ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن وجود دارند. در برخی موارد ارتوپیروکسن‌ها به صورت میانبارهایی درون کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شوند که نشان دهنده‌ی تبلور زود هنگام ارتوپیروکسن در مقایسه با کلینوپیروکسن است (شکل ۳الف). آمفیبیول‌ها به دو دسته آمفیبیول‌های قهقهه‌ای و سبز تقسیم می‌شوند. برخی آمفیبیول‌های قهقهه‌ای فضای خالی بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده‌اند و این بر تبلور دیرهنگام آن‌ها دلالت دارد. گاهی آمفیبیول‌های قهقهه‌ای، بلورهای بسیار درشتی را تشکیل داده‌اند که به وسیله حاشیه‌ای از آمفیبیول‌های سبز پوشیده شده‌اند. آمفیبیول‌های سبز به صورت میانبار نیز درون آمفیبیول‌های قهقهه‌ای دیده می‌شوند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی ملاطالب. الف: بلورهای الیوین و ارتوپیروکسن به صورت میانبار به وسیله‌ی یک بلور درشت کلینوپیروکسن احاطه شده‌اند. الیوین‌ها شکل گرد شده دارند که گویای هضم شدگی آن‌هاست؛ ب: یک بلور الیوین که به صورت میانبار درون یک بلور درشت آمفیبیول قرار گرفته است. بخش‌های حاشیه‌ای الیوین به دلیل هضم شدگی حالت گرد شده داشته و اشکالی شبیه به خلیج خورده‌گی در آن ایجاد شده است. شکل الف در نور PPL و شکل ب در نور XPL تهیه شده‌اند. Ol = olivine; opx = orthopyroxene; cpx = clinopyroxene; amph = amphibole

روش بررسی

پس از بررسی و نمونه برداری‌های صحرایی، ۱۵ نمونه از بخش‌های مختلف توده‌ی الترامافیک برداشت شدند و پس از تهیه‌ی مقاطع نازک میکروسکوپی، نمونه‌ها با میکروسکوپ قطبشی مورد بررسی قرار گرفتند. در پایان سه نمونه که کمترین درجه‌ی دگرسانی را داشتند، انتخاب و پس از تهیه‌ی مقاطع نازک صیقلی، برای آنالیزهای ریزپردازش الکترونی به دانشگاه میلان ایتالیا ارسال شدند. در آن آزمایشگاه از ابزار Jeol 8200 Superprobe کانی‌ها استفاده شد. لازم به یادآوری است که ولتاژ شتابنده‌ی دستگاه برابر با ۱۵ kV بوده است.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های الترامافیک ملاطالب به شدت دگرسان هستند. بنابراین بررسی‌های انجام شده بیشتر روی تعداد محدودی از نمونه‌هایی صورت گرفته است که کمترین درجه‌ی دگرسانی را دارند. از نظر بافتی این سنگ‌ها درشت دانه تا میان دانه هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها عبارتند از الیوین (۳۵٪-۲۰٪)، ارتوپیروکسن (۳۰٪-۵٪)، کلینوپیروکسن (۴۰٪-۵٪) و آمفیبیول (۵۵٪-۱۰٪). اسپینل، میکا و پلازیوکلаз نیز به مقدار بسیار اندک در این سنگ‌ها قابل مشاهده‌اند. ارتوپیروکسن‌ها از نوع برونزیت و کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند. بنابر رده‌بندی مدلی سنگ‌ها، آن‌ها را می‌توان از الیوین

تغییرات آهن و منیزیم مانع شکل گیری‌های ماگمایی

با توجه به این که سنگ‌های الترامافیک از انباست کانی‌هایی حاصل می‌شوند که در مراحل مختلف از ماگما متبلور شده‌اند، بنابراین ترکیب شیمیایی سنگ کل آن‌ها نمی‌تواند گویای ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه باشد. به ویژه اگر الیوین‌ها از نوع زینوکریستی باشند. در چنین شرایطی که شیمی سنگ کل کارآمدی لازم را ندارد، استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها کمک قابل توجهی به تعیین ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه می‌کند زیرا ترکیب شمیایی کانی‌ها متأثر از ترکیب شیمیایی ماگمایی است که از آن متبلور می‌شوند. از آنجا که فراوانی عناصر اصلی در کانی‌ها مشخص است (جدول ۱)، به کمک ضرایب جدایشی که برای عناصر مختلف در کانی‌ها گزارش شده است، می‌توان فراوانی عنصر مورد نظر را در ماگمای در تعادل با کانی‌ها (ماگمایی که کانی‌ها از آن متبلور شده‌اند) محاسبه کرد. به عنوان مثال، با توجه به اهمیتی که فراوانی آهن و منیزیم در کانی‌ها و ماگمای در تعادل با آن‌ها دارد، می‌توان نسبت فراوانی آهن و منیزیم ماگمای در تعادل با کانی‌های مختلف را به این روش محاسبه کرد. رابطه‌ی مربوطه به صورت زیر بیان می‌شود:

$$K_{D,Fe-Mg} = (Fe/Mg)^{\text{mineral}} / (Fe/Mg)^{\text{liquid}}$$

در این رابطه:

$K_{D,Fe-Mg}$ = ضریب جدایش نسبت Fe/Mg برای کانی مورد نظر (این ضریب را می‌توان از طریق منابع علمی در دسترس تهیه کرد)

$(Fe/Mg)^{\text{mineral}}$ = نسبت Fe/Mg کانی (این نسبت را می‌توان با استفاده از نتایج آنالیزهای ریزپردازش الکترونی تعیین کرد)
 $(Fe/Mg)^{\text{liquid}}$ = نسبت Fe/Mg گدازه‌ی در تعادل با کانی بدین طریق می‌توان نسبت Fe/Mg گدازه‌ی در تعادل با هر یک از کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبیول را محاسبه کرد.

مقدار $K_{D,Fe-Mg}$ برای الیوین [۱۴]، ارتوپیروکسن [۱۵]، کلینوپیروکسن [۱۶] و آمفیبیول [۱۷] به ترتیب برابر 0.345 ، 0.35 ، 0.23 و 0.35 است. نسبت Fe/Mg کانی‌ها را نیز می‌توان به روش آنالیزهای ریزپردازش الکترونی مشخص کرد. با داشتن چنین اطلاعاتی و با روشنی که در بالا به آن اشاره شد می‌توان نسبت Fe/Mg گدازه در تعادل با هر یک از کانی‌ها را محاسبه

شیمی بلورها

برای تعیین فراوانی عناصر اصلی کانی‌ها، سه نمونه برای آنالیز ریزپردازش الکترونی انتخاب شدند و نتایج آنالیزهای انجام شده در جدول ۱ ارائه شده‌اند. برپایه‌ی این نتایج محتوای فورستریت الیوین‌ها $[Fo=Mg/(Mg+Fe_{\text{tot}})]$ از 0.81 تا 0.84 تغییر کرده است. لازم به یادآوری است که به‌منظور محدود کردن تاثیر مبادرات شیمیایی الیوین با ماگما یا کانی‌های اطراف، آنالیزها روی بخش‌های مرکزی الیوین انجام شده‌اند. همچنین هیچ رابطه‌ی مشخصی بین محتوای فورستریت و فراوانی عناصر دیگر دیده نمی‌شود. میانگین عدد منیزیم ارتوپیروکسن‌ها $[Mg^{\#}=Mg/(Mg+Fe_{\text{tot}})]$ در حدود 0.85 است. کلینوپیروکسن‌ها نیز عدد منیزیم بالایی دارند $(Mg^{\#}=0.87-0.90)$. به نظر می‌رسد هیچگونه رابطه‌ای بین تغییرات فراوانی عناصر در بخش‌های حاشیه‌ای و مرکزی پیروکسن‌ها وجود ندارد. آمفیبیول‌های قهوه‌ای از نوع پارگاسیتی^۱ و ادنیتی^۲ هستند و عدد منیزیم آمفیبیول‌های قهوه‌ای از 0.83 تا 0.85 در تغییر است.

مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی الیوین‌ها با انواع شناخته شده ماگمایی و غیر ماگمایی

الیوین‌ها ممکن است خاستگاه ماگمایی یا زینوکریستی داشته باشند. بنابراین ممکن است بتوان با مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی الیوین‌ها با الیوین‌های دیگر، شناسایی شوند که آیا از نوع ماگمایی هستند یا زینوکریستی که در نتیجه بتوان، اطلاعاتی درخصوص خاستگاه الیوین‌های مورد بررسی به دست آورده. این مقایسه در جدول ۲ دیده می‌شود و ترکیب شیمیایی الیوین‌های سنگ‌های الترامافیک با الیوین‌های ماگمایی [۵] و زینوکریستی [۳، ۱۳] مقایسه شده است. در این جدول آن دسته از عناصری که از نظر فراوانی همپوشی قابل توجهی با الیوین‌های مورد بررسی دارند، فراوانی آن‌ها با رنگ خاکستری نشان داده شده چنانکه ملاحظه می‌شود الیوین‌های مورد بررسی از نظر فراوانی عناصر Cr و Ti و شبیه به الیوین‌های ماگمایی هستند [۵]. و نیز با الیوین‌های زینوکریستی از نظر فراوانی Al، Cr، Ca، Na و شباهت Ti دارند [۳، ۱۳].

1- pargasitic
2 - edenitic

کانی‌ها روند یکسانی دارند و روی یک خط مستقیم قرار گرفته‌اند.

کرد. نتایج حاصل در **شکل ۴** نشان داده شده‌اند. چنانکه ملاحظه می‌شود نسبت Fe/Mg گذاره در تعادل با تمامی

جدول ۱ نتایج آنالیزهای ریزپردازش الکترونی کانی‌های الیوین، ارتوبیروکسن، کلینوبیروکسن و آمفیبول در سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی ملاطالب

wt%	ol	ol	ol	ol	ol	ol	wt%	opx	opx	opx	opx	opx	opx
SiO ₂	۳۹,۹	۴۰,۲	۴۰,۲	۳۹,۴	۳۹,۶	۳۹,۹	SiO ₂	۵۱,۱	۵۴,۳	۵۶,۱	۵۶,۱	۵۶,۰	۵۶,۳
TiO ₂	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۴	TiO ₂	۰,۱۳	۰,۱۹	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۱۲	۰,۰۹
Al ₂ O ₃	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	Al ₂ O ₃	۲,۳۶	۲,۲۸	۱,۸۰	۱,۵۴	۱,۶۶	۱,۴۵
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۰	۰,۰۰	Cr ₂ O ₃	۰,۵۹	۰,۵۵	۰,۶۸	۰,۶۶	۰,۵۰	۰,۵۸
FeOT	۱۷,۶	۱۷,۲	۱۴,۹	۱۶,۸	۱۷,۲	۱۷,۹	FeOT	۹,۷	۱۰,۰	۱۰,۲	۹,۶	۱۰,۲	۹,۴
MnO	۰,۲۰	۰,۲۵	۰,۲۱	۰,۲۷	۰,۳۳	۰,۲۸	MnO	۰,۱۹	۰,۳۱	۰,۲۳	۰,۳۰	۰,۱۹	۰,۲۰
NiO	۰,۱۴	۰,۰۹	۰,۱۵	۰,۱۵	۰,۱۸	۰,۰۹	NiO	۰,۰۱	۰,۱۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۲
MgO	۴۲,۳	۴۲,۸	۴۵,۳	۴۳,۴	۴۲,۹	۴۳,۲	MgO	۲۹,۹	۲۹,۳	۳۰,۶	۳۰,۷	۳۰,۹	۳۱,۱
CaO	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	CaO	۱,۷۱	۱,۴۱	۱,۷۷	۱,۸۶	۱,۲۶	۱,۶۳
Na ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	Na ₂ O	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱
K ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	K ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Total	۱۰۱,۱	۱۰۱,۶	۱۰۰,۸	۱۰۰,۲	۱۰۰,۳	۱۰۱,۴	Total	۹۹,۸	۹۸,۵	۱۰۱,۶	۱۰۱,۰	۱۰۰,۹	۱۰۰,۸
Fo	۰,۸۱	۰,۸۲	۰,۸۴	۰,۸۲	۰,۸۲	۰,۸۱	Mg#	۰,۸۵	۰,۸۴	۰,۸۵	۰,۸۴	۰,۸۵	۰,۸۶

wt%	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	wt%	amph	amph	amph	amph	amph	amph
SiO ₂	۵۴,۸	۵۲,۷	۵۲,۹	۵۳,۷	۵۳,۱	SiO ₂	۴۳,۷	۴۴,۹	۴۴,۳	۴۴,۶	۴۵,۲	
TiO ₂	۰,۰۷	۰,۲۱	۰,۱۸	۰,۲۴	۰,۲۰	TiO ₂	۲,۸۴	۲,۵۵	۲,۸۵	۲,۸۶	۳,۰۳	
Al ₂ O ₃	۰,۵	۲,۶	۲,۳	۲,۶	۲,۶	Al ₂ O ₃	۱۲,۶	۱۱,۰	۱۱,۲	۱۲,۲	۱۲,۱	
Cr ₂ O ₃	۰,۳۰	۰,۷۸	۰,۷۹	۰,۸۸	۰,۸۶	Cr ₂ O ₃	۱,۸۰	۰,۴۷	۰,۶۳	۱,۲۸	۱,۲۶	
FeOT	۳,۳	۴,۰	۳,۹	۴,۴	۴,۷	FeOT	۵,۲	۶,۰	۶,۱	۵,۵	۵,۶	
MnO	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۱۹	۰,۰۸	MnO	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۹	
NiO	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۰۷	NiO	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۲	۰,۰۹	
MgO	۱۷,۱	۱۶,۳	۱۶,۰	۱۷,۲	۱۷,۷	MgO	۱۶,۷	۱۷,۱	۱۶,۵	۱۶,۶	۱۶,۷	
CaO	۲۳,۸	۲۲,۱	۲۲,۲	۲۰,۸	۲۰,۵	CaO	۱۲,۰	۱۱,۳	۱۱,۴	۱۱,۷	۱۱,۷	
Na ₂ O	۰,۱۲	۰,۱۵	۰,۲۴	۰,۱۵	۰,۱۶	Na ₂ O	۱,۵۴	۱,۹۰	۲,۴۴	۲,۴۴	۲,۳۳	
K ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	K ₂ O	۰,۷۲	۰,۶۳	۰,۶۰	۰,۵۷	۰,۶۲	
Total	۱۰۰,۰	۹۹,۱	۹۸,۸	۱۰۰,۲	۱۰۰,۰	Total	۹۷,۲	۹۵,۹	۹۶,۳	۹۷,۹	۹۸,۷	
Mg#	۰,۹۰	۰,۸۸	۰,۸۸	۰,۸۷	۰,۸۷	Mg#	۰,۸۵	۰,۸۴	۰,۸۴	۰,۸۴	۰,۸۴	

جدول ۲ مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی الیوین‌های سنگ‌های الترامافیک ملاطالب با الیوین‌های ماگمایی و زینوکریستی. رنگ خاکستری بدین معنی است که فراوانی عناظ موجود در الیوین‌های ماگمایی یا زینوکریستی با فراوانی این عناظ در الیوین‌های مورد بررسی همپوشی قابل توجهی دارد.

داده‌ها بر حسب ppm

	xenocrystic olivines [3]	xenocrystic olivines [13]	magmatic olivines [5]	Molataleb olivines
Ni	۲۰۴۰-۲۳۱۰	۲۹۴۹-۲۶۴۵	۸۶۴-۱۸۰۷	۷۰۷-۱۴۱۵
Mn	۴۶۰-۱۰۴۰	۹۲۹-۱۲۳۹	۱۳۲-۱۸۵۹	۱۵۴۹-۲۵۵۶
Al	۰,۱۶-۳,۰۰	۵۳-۳۷۰	۰-۱۰۶	۰-۱۵۹
Cr	۲۲-۷۵۴	۴۲-۵۷۹	۶۸-۳۴۲	۰-۴۱۱
Ca	۲۷-۶۳۰	۴۸۶-۱۲۱۵	۷۱-۲۸۶	۰-۱۴۳
Na	۳-۸۶۵		۷۴	۰-۷۴
Ti	۰-۲۹۰	۶۰	۶۰-۲۴۰	۰-۲۴۰

بحث و بررسی خاستگاه الیوین

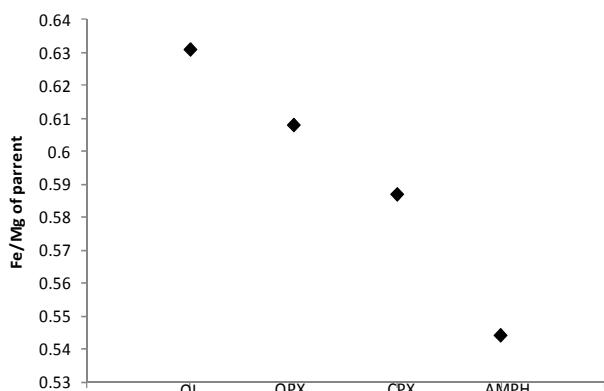
مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی الیوین‌های مورد بررسی با انواع شناخته شده‌ی ماقمایی و زینوکریستی کمک زیادی به تعیین خاستگاه آن‌ها نمی‌کند زیرا ترکیب شیمیایی آن‌ها با هر دو گروه دارای شباهت زیادی است (جدول ۲). بنابراین باید از شواهد دیگری در این خصوص استفاده کرد.

در شکل ۴ نشان داده شد که نسبت Fe/Mg گدازه‌ی در تعادل با کانی‌ها به صورت خطی تغییر می‌کند. به عبارت دیگر نسبت Fe/Mg گدازه در تعادل با الیوین در راستای روندی قرار می‌گیرد که ماقمایی مادر کانی‌های دیگر نیز هم در آن راستا قرار دارند. این می‌تواند دلیل قابل قبولی بر این ادعا باشد که الیوین‌های مورد بررسی با سایر کانی‌ها خاستگاه مشترکی داشته و از نوع ماقمایی هستند. شواهد دیگری نیز وجود دارد که این موضوع را ادعا می‌کند. الیوین‌های مورد بررسی دیده نشده اند. به اعتقاد بسیاری از پژوهندگان، وجود **کینک باند** [۱۸] و اتصال سه‌گانه^۳ [۵] در الیوین‌ها از جمله شواهدی هستند که خاستگاه گوشته‌ای الیوین‌ها را تایید می‌کنند. با توجه اینکه هیچ یک از این بافت‌ها در نمونه‌های مورد بررسی دیده نشده است، بنابراین می‌توان با اطمینان بیشتری الیوین‌ها را از نوع ماقمایی در نظر گرفت.

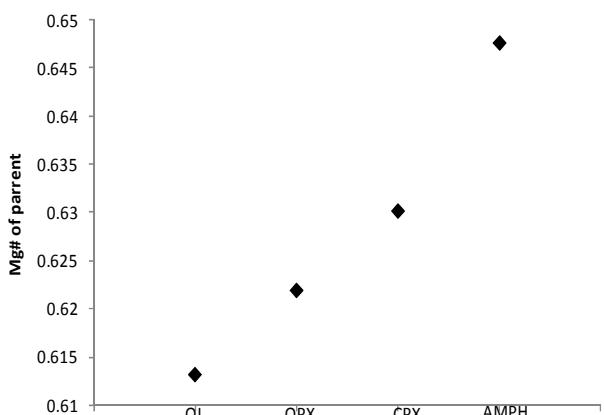
بررسی نقش الیوین در تغییر ترکیب شیمیایی ماقمایی تبلور بخشی

نمودار ارائه شده در شکل ۴، علاوه بر این که خاستگاه مشترک کانی‌ها را نشان می‌دهد، دلالت بر این دارد که تبلور بخشی عامل اصلی شکل گیری ماقمایی بوده است. بررسی‌های سنگ-نگاری نشان می‌دهد که نخست الیوین، سپس ارتوبیروکسن، کلینوپیروکسن و نهایتاً آمفیبیول متبلور شده اند. این زنجیر، با ترتیب تبلور کانی‌ها که از روند خطی شکل ۴ استنباط می‌شود، همخوانی دارد.

اعتقاد عمومی بر این است که کانی‌هایی که از همان آغاز فرایند تبلور بخشی متبلور می‌شوند، تمایلشان برای جذب منیزیم بیشتر از آهن است. همین شکل گیریهای است که نسبت Fe/Mg ماقمایی را نیز تحت تاثیر قرار می‌دهند. به طوری که قاعده‌ای باقیستی حین تبلور بخشی کانی‌ها، نسبت Fe/Mg ماقمایی را نیز تاثیر می‌گذارد. به عبارت دیگر باقیستی با تبلور کانی‌ها، عدد



شکل ۴ نمایش تغییرات نسبت Fe/Mg ماقمایی در تعادل با کانی‌های مختلف در سنگ‌های الترامافیک ملاطالب.



شکل ۵ نمایش تغییرات Mg# ماقمایی در تعادل با کانی‌های مختلف در سنگ‌های الترامافیک ملاطالب.

3 - triple junction

اگر چنین فرض شود که ضریب جدایش نیکل در کانی الیوین برابر ۴۷ و نیز ضریب جدایش نیکل در کانی آمفیبیول معادل ۱۸ است [۱۹] $D_{\text{Ni}}^{\text{O/L}} = 47$; $D_{\text{Ni}}^{\text{Amph/L}} = 18$ ، مقدار نیکل ماقمای در تعادل با الیوین و آمفیبیول، به ترتیب معادل ۲۳ ppm و ۳۰ ppm محاسبه می‌شود و می‌توان گفت نیکل ماقمای به تدریج افزایش یافته و یا حداقل که مقدار نیکل ماقمای تغییر چندانی نکرده است. لذا چنانکه که قبل اشاره شد، در صورت بالا بودن گریزندگی اکسیژن و تبلور کانی‌ها در یک سیستم بسته، می‌باشد مقدار نیکل ماقمای کاهش چشمگیری داشته باشد، لذا روند صعودی نیکل بیانگر آن است که ماقمای تحت تاثیر چنین شرایطی نبوده است.

فرایندی که باعث افزایش $\text{Mg}^{\#}$ در گدازه شده است، باشیستی قادر به توضیح افزایش نیکل نیز باشد و از کاهش $\text{Mg}^{\#}$ و Ni حین تبلور بخشی جلوگیری کند. تنها عاملی که می‌تواند این مشاهدات را توجیه کند، هضم الیوین است، زیرا الیوین به دلیل داشتن $\text{Mg}^{\#}$ و Ni بالا قادر است مانع کاهش منیزیم و نیکل حین تبلور بخشی شود. بنابراین نمی‌توان تغییرات شیمیایی مشاهده شده حین شکل‌گیری‌های ماقمایی را ناشی از گریزندگی بالای اکسیژن و تبلور اکسیدهای آهن دانست و عامل اصلی، هضم الیوین در حین تبلور بخشی است. شواهد میکروسکوپی نیز این ادعا را تایید می‌کند زیرا در تمامی مقاطع بررسی شده، هضم شدگی الیوین کاملاً مشهود است (شکل ۳). در ادامه، به یاری مدلسازی شیمیایی نیز تاثیر هضم شدگی الیوین بر شکل‌گیری‌های ماقمایی نشان داده شده است.

مدلسازی فرایند هضم و تبلور بخشی

چنانچه فرایندهای هضم شدگی و تبلور بخشی به طور همزمان عمل کنند، پیچیدگی‌های شکل‌گیری ماقمایی افزایش می‌یابد. دیپانولو [۲۰] روشی را ارائه کرد که به کمک آن می‌توان فرایند هضم و تبلور بخشی (AFC^5) را مدلسازی کرد.

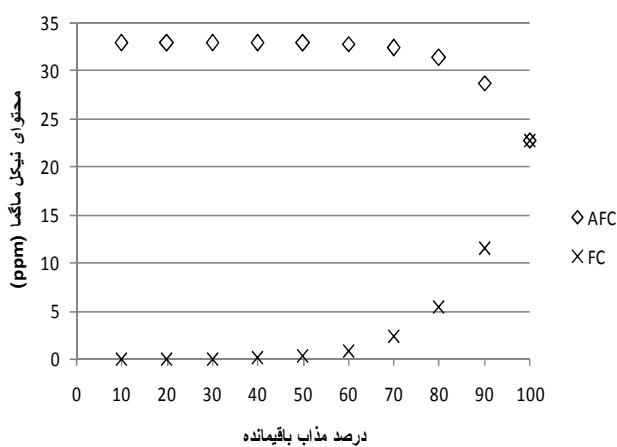
اگر ماقمای در تعادل با الیوین را به عنوان ماقمای آفریننده و ماقمای در تعادل با آمفیبیول را به عنوان ماقمای نهایی در نظر بگیریم، به کمک ضرایب جدایش نیکل در الیوین و آمفیبیول چنین استباط شد که مقدار نیکل ماقمای در تعادل با الیوین و آمفیبیول به ترتیب معادل ۲۳ ppm و ۳۰ ppm است. اکنون می‌خواهیم به این بررسی به پردازیم که آیا از روش مدلسازی AFC را نیز می‌توان از ماقمایی که نیکل آن در حدود ۲۳ ppm است در نهایت به ماقمایی رسید که نیکل آن

تبلور این اکسیدها باعث کاهش بیشتر آهن در ماقمای باقیمانده شده و موجب می‌شود تا $\text{Mg}^{\#}$ ماقمای کمتر از آنچه انتظار می‌رود، کاهش یابد [۱۷].

احتمال دیگری که در این خصوص مطرح می‌شود هضم الیوین حین تبلور بخشی است. از آنجایی که الیوین در مراحل آغازین تبلور ماقمای تشکیل می‌شود، این احتمال وجود دارد که در مراحل بعدی شکل‌گیری‌های ماقمایی دستخوش هضم شدگی شود. کاهش دما و تغییر تدریجی ترکیب شیمیایی ماقمای از عواملی هستند که می‌توانند منجر به کاهش پایداری الیوین در شرایط جدید شوند. **الیوین کانی** که $\text{Mg}^{\#}$ بالای دارد. بنابراین هضم شدگی آن حین تبلور بخشی، باعث افزایش ماقمای باقیمانده می‌شود.

برای اینکه مشخص شود کدامیک از عوامل یادشده در افزایش $\text{Mg}^{\#}$ ماقمای موثر بوده است، باید از عامل دیگری کمک گرفت که هر یک از فرایندهای بالا به شکلی متفاوت روی آن تاثیرگذار بوده‌اند. به این منظور می‌توان از تغییرات نیکل (Ni) ماقمای حین تبلور کمک گرفت. نیکل عنصری است که الیوین به شدت سازگار^۴ است. هضم الیوین (هرچند به مقدار اندک) می‌تواند مقدار نیکل موجود در ماقمای باقیمانده را به مقدار چشمگیری افزایش دهد، ولی در صورت قبول فرضیه‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن، مقدار نیکل موجود در گدازه باشیستی از گدازه در تعادل با الیوین تا گدازه در تعادل با آمفیبیول یک روند کاهشی داشته باشد، زیرا نیکل عنصری است که به شدت با مگنتیت و پیروکسن سازگار است. پس تبلور چنین کانی‌هایی باعث کاهش مقدار نیکل در گدازه‌ی باقیمانده شده و مقدار آن را در گدازه در تعادل با آمفیبیول کاهش می‌دهد. بنابراین اگر حین تبلور بخشی، مقدار نیکل ماقمای افزایش یافته باشد، هضم الیوین باعث بالا رفتن $\text{Mg}^{\#}$ ماقمای شده است و در غیر این صورت، ممکن آبدار بودن ماقمای و بالا بودن گریزندگی اکسیژن است که منجر به افزایش $\text{Mg}^{\#}$ شده است.

برای اینکه مشخص شود که حین تبلور بخشی، مقدار نیکل ماقمای چگونه تغییر کرده است، می‌توان با یاری فراوانی نیکل در کانی‌های الیوین و آمفیبیول (جدول ۱) و نیز ضرایب جدایشی که برای نیکل در این دو کانی ارائه شده است، مقدار نیکل ماقمای در تعادل با الیوین و آمفیبیول را محاسبه کرد. بدین ترتیب می‌توان مشخص کرد که در ماقمای اولیه که الیوین از آن متبلور شده است تا ماقمای انتهایی که آمفیبیول از آن متبلور شود، مقدار نیکل چه تغییری کرده است.



شکل ۶ مقایسه‌ی تغییرات نیکل ماقمای منطقه‌ی ملاطالب در دو حالت مختلف. در یک حالت ماقما صرفا تحت تاثیر فرایند تبلور بخشی (FC) قرار گرفته است. در حالت دیگر، ماقما تحت تاثیر فرایند هضم و تبلور بخشی (AFC) قرار گرفته است. محور افقی درصد گدازه باقیمانده.

برداشت
بررسی‌های میکروسکوپی و شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی ملاطالب، گویای این است که تمامی آن‌ها خاستگاه ماقمایی مشترکی دارند. الیوین اولین کانی متبلور شده از ماقمای اولیه است و ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبول وجود دارد. بنابراین نقطه‌ی شروع تبلور جایی است که درصد گدازه باقیمانده ۱۰۰٪ باشد.

مراجع

- [۱] قاسمی ح.الف، درخشی مرتضی، "کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پائوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص ۲۰۷-۲۲۴.

در حدود 30 ppm است؟ این مدلسازی شیمیایی با در نظر گرفتن شرایط زیر انجام شده است:

- (الف) برای رسیدن به ماقمای در تعادل با آمفیبول، کانی‌های ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن از ماقمای اولیه متبلور شده‌اند؛
- (ب) ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن به نسبت‌های مساوی از گدازه متبلور شده‌اند؛
- (ج) در حین تبلور، الیوین‌ها به‌طور بخشی در گدازه هضم شده‌اند؛
- (د) ترکیب شیمیایی الیوین‌های هضم شده، معادل ترکیب میانگین الیوین‌های بررسی شده در نظر گرفته شده‌اند (**جدول ۱**)؛

(و) ضریب جدایش نیکل برای ارتوپیروکسن معادل ۵ [۲۱] و ضریب جدایش نیکل برای کلینوپیروکسن معادل ۱۰ [۱۹] در نظر گرفته شده است.

در چنین شرایطی، بنابر مدل پیشنهادی دیپائولو [۲۰]، مقدار نیکل موجود در ماقمای نهایی (ماقما در تعادل با آمفیبول) در حدود 33 ppm خواهد بود البته به شرطی که نسبت الیوین‌های هضم شده به پیروکسن‌های متبلور شده معادل $0.2 = r^6$. بنابراین، ملاحظه می‌شود که مقدار نیکل موجود در گدازه انتهایی که از دو روش متفاوت به دست می‌آیند (روش ۱: استفاده از ضریب جدایش آمفیبول؛ روш ۲: مدلسازی فرایند AFC)، تا حد زیادی به یکدیگر نزدیک‌اند. در **شکل ۶** تغییرات نیکل ماقما در مراحل مختلف تبلور بر اساس مدلسازی به دو روش تبلور بخشی (FC⁷) و هضم و تبلور بخشی (AFC) با یکدیگر مقایسه شده‌اند. در فرایند تبلور بخشی نیز فرض بر این است که ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن به نسبت‌های مساوی از ماقما متبلور شده‌اند.

چنانکه ملاحظه می‌شود در همان مراحل آغازین تبلور، تبلور بخشی موجب کاهش چشمگیر نیکل می‌شود و قادر نیست تمرکز نیکل ماقما در حد 30 ppm را توجیه کند.

در این فرایند، پس از تبلور نیمی از ماقما (درصد گدازه باقیمانده = ۵۰٪) مقدار نیکل به صفر می‌رسد، ولی در فرایند هضم و تبلور بخشی، تا زمانی که ۳۰٪ از ماقمای اولیه متبلور شود (درصد گدازه باقیمانده = ۷۰٪) مقدار نیکل ماقما روند صعودی دارد ولی از این مرحله به بعد مقدار نیکل ماقما در حدود 33 ppm ثابت باقی می‌ماند.

6- $r = \text{assimilation to crystallization ratio}$

7- Fractional Crystallization

- [۲] [یزدانی م، جهانگیری الف، موذن م، حاجی علی اوغلی ر، آهنگری م، "بررسی شیمی اسپینل و الیوین و تعیین محیط زمین ساختی پریدوتیت های افیولیت شمال غرب ایرانشهر، شمال غرب ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴ (۱۳۹۳) ص ۵۷۰-۵۵۷.
- [۳] De Hoog J. C. M., Gall L., Cornell D. H., "Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry", Chemical geology 270 (2010) 196-215.
- [۴] Mallmann G., O'Neill H. S. C., Klemme S., "Heterogeneous distribution of phosphorus in olivine from otherwise well-equilibrated spinel peridotite xenoliths and its implications for the mantle geochemistry of lithium", Contributions to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 485-504.
- [۵] Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A., "High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy)", Journal of Petrology 49 (2011) 937-970.
- [۶] صدیقی س، "مطالعه زمین‌شناسی و پترولوزی توده نفوذی شمال الیگودرز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان ۱۳۷۳ صفحه ۱۵۲.
- [۷] باقری ن، "مطالعه پترولوزی و ژئوشیمی و خاکهای کمیاب در توده‌های گرانیتوئیدی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیگودرز با تأکید بر روی آنکلاو توده‌ها"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۰) ۱۰۷ صفحه.
- [۸] باقریان س، "خاکزاد الف،" خاستگاه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی منطقه ملاطالب (شمال الیگودرز)، فصلنامه علوم زمین، سال دهم، شماره ۴۱-۴۲ (۱۳۸۰) ص ۸۰-۸۳.
- [۹] اولی عشری الف، "پترولوزی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال غرب الیگودرز، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران (۱۳۹۰) ۱۸۳ صفحه.
- [۱۰] اولی عشری الف، ولی‌زاده م.و، سلطانی الف، "سنگ‌زایی برونویوم‌های ریز دانه‌ای در گرانیتوئیدهای بخش میانی نوار سنندج-سیرجان،" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۳) ص ۵۲۱-۵۳۴.
- [۱۱] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M. V., Hassanzadeh J., Sepahi A. S., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz
- [DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.124.]
- [Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]