



## سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و شکل‌گیری بخش پریدوتیتی در آمیزه افیولیتی راتوک (شرق ایران)

زهره رحیمی نژاد<sup>\*</sup>، محمدحسین زرین‌کوب، سیدسعید محمدی

دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۹۵/۷/۲۵، نسخه نهایی: ۹۵/۱۰/۵)

**چکیده:** منطقه مورد بررسی، بخشی از آمیزه افیولیتی زمین‌درز سیستان در شرق ایران است که در ۶۰ کیلومتری جنوب گزیک واقع شده است. واحدهای آمیزه افیولیتی منطقه راتوک شامل پریدوتیت (هارزبوژیت-لرژولیت)، گابرو (لایه‌ای و همسانگرد) و با گسترش کمتر دایک‌های دیابازی و واحدهای گدازه‌ای است. بافت‌های غالب واحد پریدوتیتی دانه‌ای، ریزدانه‌ای، پوئی کلیتیک و مشبک بوده و بلورهای تشکیل‌دهنده آن‌ها الیوین، پیروکسن و به مقدار کم اسپینل هستند. بررسی ریزپردازش کانی‌های الیوین، پیروکسن و اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان می‌دهد که الیوین از نوع فورستريت ( $\text{Fo}_{88.3-97.4} \text{Fa}_{2.6-11.7}$ )، ارتوپيروكسن از نوع انستاتيت و اسپینل بیشتر آلومینیوم- کروم‌دار و بندرت آهن‌دار ( $\text{Spl}_{0.003-0.691} \text{Chr}_{0-0.443} \text{Mag}_{0.028-0.997}$ ) است. نتایج حاصل از شیمی کانی‌های اسپینل و الیوین نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های مورد بررسی از نوع گوشته‌ای و افیولیت مورد مطالعه از نوع MORB بوده و از یک خاستگاه گوشته تهی‌شده اسپینل لرژولیتی با درجه ذوب‌بخشی بیش از ۲۰ درصد حاصل شده‌اند. در الگوی عناصر کمیاب پریدوتیت‌ها بهنجار شده با گوشته اولیه، برای عناصر Cs, Th, La, P, K ناهنجاری مثبت و برای عناصر Sr, Rb, Ba, Nb, Ce, Zr, Ti ناهنجاری منفی مشاهده می‌شود. غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE می‌تواند تحت تاثیر فرآیندهای ثانویه نظیر دگرسانی و دگرنهادی یا تله گدازه صورت گرفته باشد. دماسنجی ارتوپيروكسن در پریدوتیت‌ها برای فشار ۱ تا ۱۰ کیلوپار دمایی بین ۹۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد.

**واژه‌های کلیدی:** دماسنجی؛ پریدوتیت؛ مورب؛ راتوک؛ زمین‌درز سیستان.

### مقدمه

بین صفحات قاره‌ای قرار می‌گیرند [۳]. بررسی‌ها نشان داده است که ترکیب سنگ‌های گوشته‌ای توسط فرآیندهای پیچیده ذوب گوشته و همچنین واکنش سیالات در حال حرکت کنترل می‌شود که می‌تواند اطلاعات مهمی درباره ماهیت ذوب‌بخشی، خاستگاه گدازه و محیط زمین‌ساختی ماگمایی تشکیل افیولیت ارائه دهد [۴]. مجموعه‌های افیولیتی ایران در مناطق زمین‌درز از جمله زاگرس، البرز (مربوط به بسته شدن تیس دیرینه)، شرق ایران (از جمله زمین‌درز سیستان) و ایران مرکزی واقع شده‌اند [۵].

زمین‌درز سیستان ناشی از برخورد بلوک قاره‌ای لوت با

افیولیت‌ها راهنمای مهمی در مطالعه چگونگی تشکیل حوضه‌های اقیانوسی، ناپدید شدن آن‌ها در گذشته و جغرافیای گذشته زمین (توزیع قاره‌ها و اقیانوس‌ها) در میلیون‌ها سال پیش هستند [۱]. این مجموعه سنگی بقایایی از یک سنگ‌کره اقیانوسی هستند که در موقعیت‌های زمین-ساختی مختلف از جمله پشته‌های میان اقیانوسی، مراکز گسترش پشت کمان و محیط‌های گسترش مناطق کششی بالای منطقه فرورانش تشکیل شده و بوسیله پدیده‌های زمین-ساختی به حاشیه قاره‌ها فرارانده شده [۲] و یا بدون فرارانش

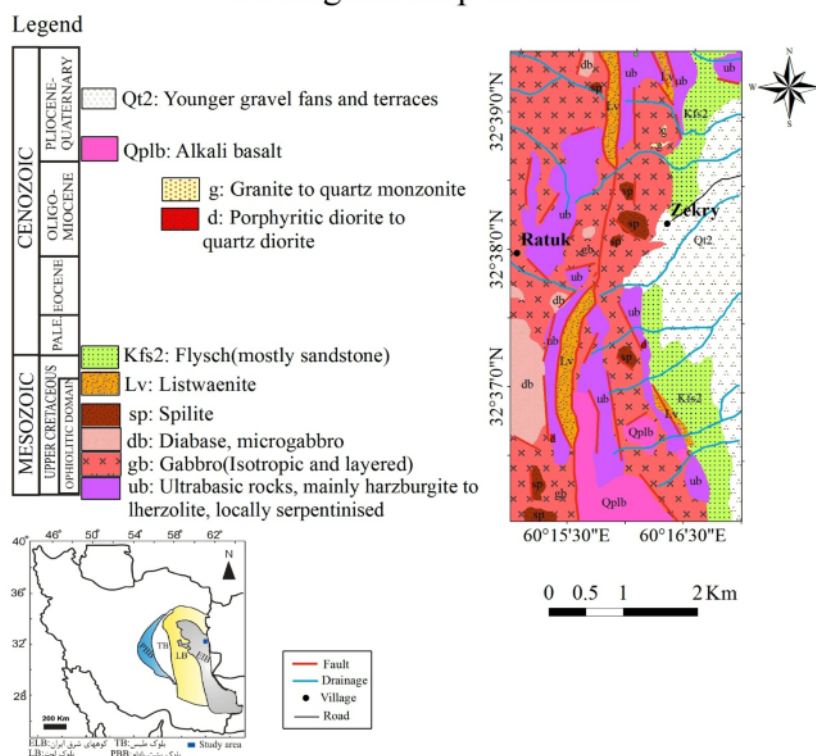
و زمین‌شیمی بخش پریدوتیتی مجموعه افیولیتی راتوک، سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی این واحدها تعیین گردد.

### زمین‌شناسی

براساس نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مورد بررسی (شکل ۱)، واحدهای سنگی شامل: واحدهای آمیزه افیولیتی به سن کرتاسه پسین (پریدوتیت، گابرو، دایک‌های صفحه‌ای و واحدهای گدازه‌ای) (شکل ۲ الف)، فلیش منسوب به کرتاسه پسین- پالئوسن، توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق (با سن ترشیری) مربوط به پس از جایگیری آمیزه افیولیتی و واحدهای آتشفشانی پلیوکواترن هستند. پریدوتیت‌ها با گستردگی نسبتاً زیاد، بشکل قطعه‌هایی با مرزهای گسلی در کنار سایر واحدها رخنمون دارند. این واحد سنگی به طور نسبی سرپانتینی و در پهنه‌های گسلی لیستونیته شده‌اند. وجود کانی‌های سرپانتین می‌تواند دلیلی بر آگیری گوشته و چرخه آب در عمق زمین باشد [۱۵]. لیستونیت در سه گروه سیلیسی، کربناتی و سیلیسی- کربناتی [۱۶، ۱۷]، با ریخت‌شناسی برجسته به صورت رگه‌هایی با پهنای تا بیش از ۵۰ متر در منطقه‌های گسله با روند شمال غرب- جنوب شرق دیده می‌شود (شکل ۲ ب).

افغان و بسته شدن باریکه اقیانوسی بین این دو است. این اقیانوس در کرتاسه پیشین (آپسین تا آلبین) حیات داشته [۶] و قبل از ۸۶ میلیون سال پیش (اوایل کرتاسه پسین) بسته شده و منطقه جوش‌خورده سیستان را ایجاد کرده است [۵، ۷]. آمیزه‌های افیولیتی زمین‌درز سیستان، در دو مجموعه مجزا با نام‌های کمپلکس نه و راتوک [۸] معرفی شده‌اند. بخش‌هایی از این مجموعه آمیزه افیولیتی توسط افراد مختلف بررسی شده است و عده‌ای این مجموعه افیولیتی را در زمره نوع ابرفرورانش و برخی آنها را از نوع مورب معرفی کرده‌اند [۹-۱۱، ۵]. منطقه مورد بررسی در بخش شمالی زمین‌درز سیستان در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گزیک [۱۲] و در ۶۰ کیلومتری جنوب گزیک، در بخش شرقی روستای راتوک بین طول‌های جغرافیایی  $60^{\circ} 15'$  و  $60^{\circ} 17'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $32^{\circ} 36'$  و  $32^{\circ} 39'$  شمالی واقع شده است. از آنجائیکه استفاده از ترکیب عناصر موجود در کانی کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها می‌تواند برای تعیین خصوصیات و شکل‌گیری این واحدها راهگشا باشد [۱۳، ۱۴] در این پژوهش سعی بر آن است که با بررسی خصوصیات صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها

## Geological Map of Ratouk



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه راتوک برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گزیک [۱۲] با اصلاحات و ترسیم مجدد.



شکل ۲ الف) نمای کلی از واحدهای مجموعه افیولیتی راتوک، دید به سمت شمال شرق. ب) لیستونیت‌ها با پهنای متفاوت با میزبان پریدوتیتی، دید به سمت شرق.

الکترونی (Cameca SX100) با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ KV و شدت جریان ۲۰ mA با مدت زمان شمارش ۱۵-۲۰ ثانیه و قطر باریکه الکترونی متمرکز ۱ تا ۳ میکرون انجام شد. تفسیر داده‌ها به کمک نرم‌افزارهای GCDkit، Minpet و PTMAFIC انجام و نقشه زمین‌شناسی منطقه با نرم‌افزار Arc GIS رسم شد.

### سنگ‌نگاری

**پریدوتیت:** براساس بررسی‌های میکروسکوپی، پریدوتیت‌ها در دو گروه هارزبوژیت و لِرزولیت رده‌بندی شده‌اند. بافت غالب در پریدوتیت‌ها ریزدانه‌ای، پوئی کلیتیک (الیوین درون پیروکسن) و مشبک است. الیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن کانی‌های اصلی و اسپینل کانی فرعی این سنگ‌ها هستند. الیوین در پریدوتیت‌ها، به‌صورت بلورهای درشت نیمه شکل‌دار با اندازه ۳ تا ۵ میلی‌متر و گاهی ریز و بی‌شکل در زمینه سنگ و در فضاهای خلیجی ارتوپروکسن‌ها مشاهده می‌شوند که به دو نسل اولیه و الیوین واکنشی قابل تفکیک‌اند. الیوین‌های نسل اول که در طی تبلور ماگما حاصل شده‌اند، بیشتر درشت و دگرسان شده‌اند، اما الیوین‌های واکنشی، بصورت ریزدانه و کمتر دگرسان شده‌اند (شکل ۳ الف). رجبی و ترابی [۱۹]، تشکیل الیوین‌های جایگزینی را در اثر ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته و در تماس با گدازه بازالتی می‌دانند. با گسترش فرآیند ذوب، ارتوپروکسن‌ها دچار ذوب نامتجانس شده و بلورهای الیوین جایگزینی طی واکنش زیر در کناره این کانی تشکیل می‌شوند:

گابروها با ساخت‌های همسانگرد و لایه‌ای از گستردگی نسبتاً زیادی برخوردارند. واحد گدازه‌ای به‌صورت پراکنده در منطقه، با ساخت توده‌ای و بالشی بر روی گابروها و پریدوتیت‌ها رخمون دارد. علاوه بر واحدهای مجموعه افیولیتی، واحدهای دیگری مانند شیل و ماسه سنگ‌های مربوط به رخساره فلیش منسوب به کرتاسه پسین-پالتوسن در این منطقه دیده می‌شوند. واحدهای دیوریت، کوارتز دیوریت پورفیری و توده‌های نفوذی گرانیات و کوارتز مونزونیت به‌صورت توده‌های کوچک در درون واحدهای مجموعه افیولیتی برونزد دارند که به ترشیری نسبت داده شده‌اند [۱۲]. سنگ‌های آتش‌فشانی جوان پساافیولیتی منسوب به پلیوکواترنر [۱۲] در منطقه راتوک فراوان است که روی کلیه واحدهای قدیمی منطقه ریخته‌اند [۱۸].

### روش بررسی

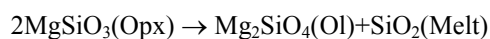
پس از بررسی‌های صحرایی و برداشت ۱۲۰ نمونه سنگی، تعداد ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و با میکروسکوپی قطبشی مدل Leitz بررسی شدند. ۲ نمونه پریدوتیت با کمترین دگرسانی، برای انجام بررسی سنگ کل به روش ICP-ES به منظور تعیین مقدار عناصر اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و خاکی نادر به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شدند. همچنین سه مقطع نازک صیقلی از پریدوتیت برای بررسی نقطه‌ای (EPMA) کانی‌های الیوین، پیروکسن و اسپینل به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، ارسال شد. تجزیه نقاط با استفاده از دستگاه ریزپردازشگر



می‌شوند. بافت غالب در گابروها، دانه‌ای و پوئی کلیتیک و کانی‌های اصلی موجود شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. الیوین و در برخی مقاطع کانی‌های کدر به‌صورت پراکنده، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را می‌سازند. پلاژیوکلازها بر اساس زاویه خاموشی در گستره لایرادوریت قرار می‌گیرند. ماکل کوتاه‌شونده در پلاژیوکلازهای موجود در گابروهای لایه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۳ ث). این دگرشکلی در دمای بالا رخ می‌دهد [۲۰، ۲۵]. کلینوپیروکسن (دیوپسید) بیشتر بصورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار وجود دارد. حضور پلاژیوکلاز درون پیروکسن از ویژگی‌های افیولیت‌های نوع موب است [۲۶] که در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ ج).

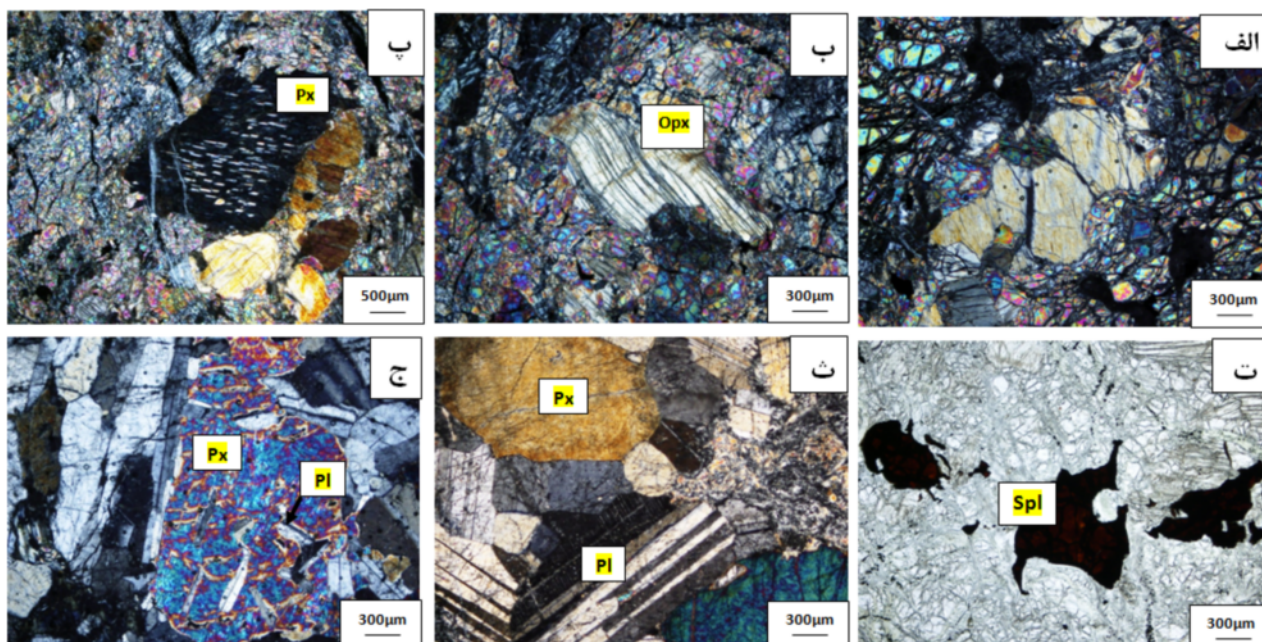
**دیاباز:** بافت غالب در این سنگ‌های بافت‌های افیتیک و ساب افیتیک است. پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها هستند.

**واحد گدازه‌ای:** گدازه‌ها دارای بافت غالب واریولیتی (دم چلچله‌ای) هستند. بافت واریولیتی در پلاژیوکلازهای گدازه‌های بالشی متداول است که از مشخصه‌های سرد شدگی سریع گدازه‌ها در اثر تماس با آب دریاست [۲۷]. پیروکسن و پلاژیوکلاز تنها فنوکریست‌های این سنگ‌ها هستند.



اندازه بلورهای پیروکسن از ۱ تا ۳ میلی متر تغییر می‌کند. ارتوپیروکسن و الیوین‌های درشت آثاری از دگرشکلی شکل‌پذیر مانند نوارشکنجی را نشان می‌دهند (شکل ۳ ب)، که می‌تواند ناشی از شرایط گشته‌ای و رخداد دگرشکلی کشسان دمای بالا باشد [۲۰-۲۲]. در برخی نمونه‌های لرزولیتی مورد بررسی، تیغه‌های عدم آمیزشی کلینوپیروکسن به موازات رخ‌های ارتوپیروکسن دیده می‌شود (شکل ۳ پ). تیغه‌های عدم آمیزشی ناشی از عدم ترکیب پیروکسن‌های دارای کلسیم، منیزیم و آهن است، بطوری که با کاهش تدریجی دما، پیروکسن فقیر از کلسیم از پیروکسن غنی از کلسیم جدا می‌شود [۲۳]. کروم اسپینل و کرومیت به‌عنوان کانی‌های اولیه در سنگ‌های فرامافیک وجود دارند و به‌دلیل مقاومت بالای آنها در برابر فرآیندهای دگرسانی گرمایی و دگرگونی به نسبت سالم می‌مانند [۲۴]. کروم اسپینل به‌صورت فرعی، بی‌شکل تا نیمه-شکل‌دار در فضای بین پیروکسن و الیوین مشاهده می‌شود (شکل ۳ ت).

**گابرو:** براساس بررسی‌های میکروسکوپیکی، گابروهای منطقه، در سه گروه گابرو، الیوین گابرو و تروکتولیت رده‌بندی



**شکل ۳** الف: حضور بلورهای الیوین و ارتوپیروکسن. ب: خمیدگی رخ‌های ارتوپیروکسن در پریدوتیت. پ: تیغه‌های عدم آمیزشی کلینوپیروکسن به موازات رخ‌های ارتوپیروکسن در پریدوتیت. ت: کروم اسپینل در پریدوتیت. ث: ماکل کوتاه‌شونده در پلاژیوکلاز درون گابرو. ج: قرارگیری پلاژیوکلاز درون پیروکسن در گابرو. شکل‌های الف، ب، پ، ث، ج، در نور متقاطع (XPL) و شکل ت در نور موازی (PPL) گرفته شده‌اند. علائم اختصاری با اقتباس از [۲۸] عبارتند از: Pl = پلاژیوکلاز، Px = پیروکسن، Opx = ارتوپیروکسن، Spl = اسپینل.

## شیمی‌کانی

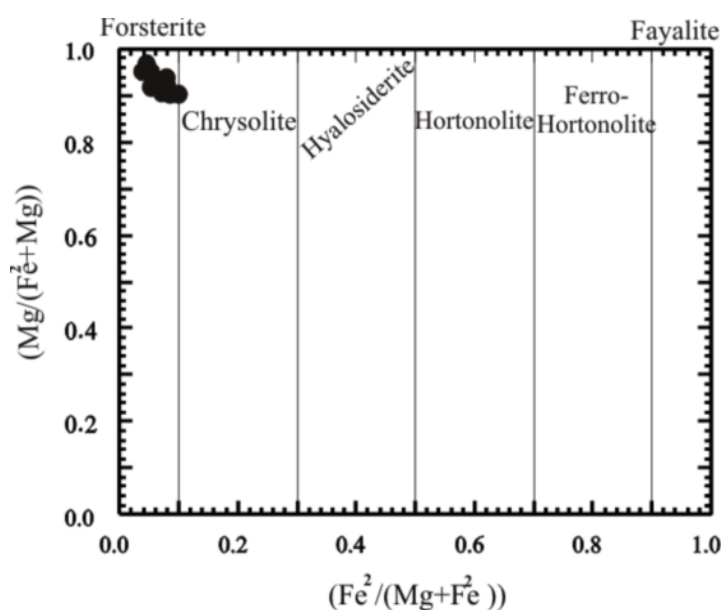
[۳۲]

**الیون:** الیون از جمله کانی‌هایی است که با آگاهی از ترکیب شیمیایی آن می‌توان ویژگی‌های زمین‌ساختی و مباحث مربوط به سنگ‌زایی ماگما را بررسی نمود [۳۳]. براساس نتایج تجزیه شیمیایی کانی الیون (جدول ۱)، مقدار  $\text{MgO}(\text{wt}\%)$  از ۴۷/۰۹ تا ۴۹/۶۳ و مقدار  $\text{FeO}(\text{wt}\%)$  بین ۷/۷۷ تا ۸/۸۶ درصد در تغییر است و کانی دارای ترکیب شیمیایی  $\text{Fo}_{88.3-97.4}$  طبق رده‌بندی واگر و دی‌یر [۳۴] ترکیب الیون موجود در پریدوتیت‌ها در گستره فورستريت قرار می‌گیرد (شکل ۴).

داده‌های شیمیایی کانی‌ها در کنار ویژگی‌های میکروسکوپیکی سنگ‌ها، ابزار بسیار مفیدی در تفسیرهای سنگ‌شناسی و زمین‌دینامیکی است [۲۹،۳۰]. از آنجائی‌که ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند کروم‌اسپینل می‌تواند در شناخت ماهیت و شرایط تشکیل پریدوتیت‌های گواشته موثر باشد [۳۱] لذا، برای شناخت ترکیب شیمیایی، نامگذاری، تعیین دما و فشار تبلور تعادلی مجموعه‌های کانیایی واحد سنگی فرامافیک منطقه، از تجزیه شیمیایی کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل استفاده شده است. بعبارتی ترکیب اسپینل و الیون برای پی بردن به گواشته‌ای بودن پریدوتیت‌های مورد بررسی بسیار موثر است

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی الیون در پریدوتیت‌های مجموعه آمیزه افیولیتی راتوک.

اکسید (Wt%) / Min	Ol 5	Ol 6	Ol 7	Ol 8	Ol 16	Ol 17	Ol 5	Ol 6	Ol 7	Ol 8	Ol 16	Ol 17
$\text{SiO}_2$	۴۲/۰۹	۴۱/۴۶	۴۱/۵۹	۴۲/۳۷	۴۰/۸۸	۴۱/۲۳	تعداد کاتیون‌ها برپایه ۴ اکسیژن					
$\text{TiO}_2$	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	Si	۱/۰۳۶	۱/۰۳۰	۱/۰۳۸	۱/۰۲۳	۰/۹۹۹
$\text{Al}_2\text{O}_3$	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۶	۰/۳۱	۱/۱۴	۲/۵۰	Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	Al	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۹	۰/۰۳۴	۰/۰۷۱
$\text{FeO}$	۸/۱۰	۸/۱۳	۸/۰۵	۷/۸۶	۸/۷۷	۸/۱۷	Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
$\text{MnO}$	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۴	$\text{Fe}^{2+}$	۰/۱۶۷	۰/۱۶۹	۰/۱۶۸	۰/۱۸۳	۰/۱۶۶
$\text{MgO}$	۴۸/۹۱	۴۸/۵۲	۴۷/۶۰	۴۹/۶۳	۴۷/۰۹	۴۸/۷۵	Mn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
$\text{CaO}$	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	Mg	۱/۷۹۴	۱/۷۹۷	۱/۷۷۱	۱/۷۵۶	۱/۷۶۱
$\text{Na}_2\text{O}$	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Ca	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
$\text{K}_2\text{O}$	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱						
مجموع	۹۹/۳۹	۹۸/۴۱	۹۸/۱۷	۱۰۰/۴۲	۹۸/۲۲	۱۰۰/۹۵						



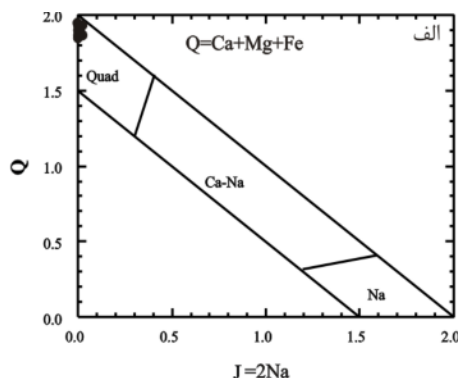
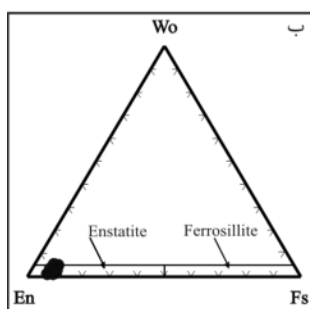
شکل ۴ موقعیت ترکیبی کانی الیون در پریدوتیت‌های آمیزه افیولیتی راتوک [۳۴].

بررسی در گستره (Quad) پیروکسن‌های کلسیم، آهن، منیزیم واقع شده‌اند (شکل ۵ الف). باتوجه به طبق نمودار سه تایی Wo-En-Fs (ولاستونیت - انستاتیت - فروسیلیت) [۳۵] پیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه انستاتیت هستند (شکل ۵ ب).

**پیروکسن:** براساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی کانی پیروکسن (جدول ۲)، از روش موریموتو [۳۵] جهت نامگذاری این کانی استفاده شده است. در این روش ابتدا با استفاده از نمودار Q-J انواع پیروکسن‌های سدیمی، سدیمی-کلسیمی و کلسیمی از همدیگر متمایز شده است  $(Q = Ca + Mg + Fe^{2+}, J = 2Na)$ ، که پیروکسن‌های مورد

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی پیروکسن در پریدوتیت‌های مجموعه آمیزه افیولیتی راتوک.

اکسید (Wt%)/ Min	Px1	Px2	Px3	Px4	Px13	Px14	Px15
SiO <sub>2</sub>	۵۵٫۶۵	۵۶٫۷۵	۵۶٫۶۳	۵۶٫۵۱	۵۶٫۸۹	۵۶٫۶۲	۵۶٫۶۰
TiO <sub>2</sub>	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲٫۱۳	۲٫۰۷	۲٫۲۳	۲٫۳۷	۳٫۴۴	۲٫۱۰	۲٫۱۱
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰٫۵۸	۰٫۶۰	۰٫۶۹	۰٫۶۱	۰٫۶۳	۰٫۷۰	۰٫۵۶
FeO	۴٫۵۴	۵٫۱۳	۵٫۳۷	۵٫۴۱	۴٫۹۳	۵٫۳۴	۵٫۴۱
MnO	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۳
MgO	۳۲٫۱۳	۳۳٫۱۴	۳۳٫۳۴	۳۲٫۲۳	۳۱٫۸۹	۳۲٫۸۳	۳۲٫۹۴
CaO	۲٫۸۴	۰٫۷۸	۰٫۷۳	۱٫۸۱	۲٫۵۸	۰٫۸۳	۰٫۵۸
K <sub>2</sub> O	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۸٫۱۴	۹۸٫۶۲	۹۹٫۱۸	۹۹٫۱۱	۱۰۰٫۵۳	۹۸٫۶۲	۹۸٫۳۶
تعداد کاتیون‌ها برپایه ۶ اکسیژن							
Si	۱٫۹۶۰	۱٫۹۸۶	۱٫۹۷۱	۱٫۹۷۵	۱٫۹۶۲	۱٫۹۸۵	۱٫۹۸۸
Ti	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰
Al	۰٫۰۸۸	۰٫۰۸۵	۰٫۰۹۱	۰٫۰۹۸	۰٫۱۴۰	۰٫۰۸۷	۰٫۰۸۷
Cr	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۶
Fe <sup>2+</sup>	۰٫۱۵۶	۰٫۲۲۴	۰٫۲۰۹	۰٫۲۲۴	۰٫۲۲۳	۰٫۲۳۴	۰٫۲۳۸
Mn	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴
Mg	۱٫۶۷۸	۱٫۷۲۹	۱٫۷۳۰	۱٫۶۸۰	۱٫۶۳۹	۱٫۷۱۶	۱٫۷۲۵
Ca	۰٫۱۰۷	۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۷	۰٫۰۶۸	۰٫۰۹۵	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۲
K	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mg(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰٫۹۱۵	۰٫۸۸۵	۰٫۸۹۲	۰٫۸۸۲	۰٫۸۸۰	۰٫۸۸۰	۰٫۸۷۹
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sub>tot</sub> )	۱٫۱۷۰	۱٫۴۹۲	۱٫۳۳۸	۱٫۴۱۹	۱٫۵۷۰	۱٫۴۹۷	۱٫۴۹۵
Al/(Al+Fe <sup>3+</sup> +Cr)	۱٫۰۸۱	۳٫۰۳۵	۱٫۵۸۸	۲٫۰۲۴	۱٫۸۴۱	۳٫۰۶۰	۳٫۵۹۸
En	۰٫۸۶۵	۰٫۸۷۲	۰٫۸۸۰	۰٫۸۵۲	۰٫۸۳۷	۰٫۸۶۶	۰٫۸۶۹
Fs	۰٫۰۸۰	۰٫۱۱۳	۰٫۱۰۶	۰٫۱۱۴	۰٫۱۱۴	۰٫۱۱۸	۰٫۱۲۰
Wo	۰٫۰۵۵	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۴	۰٫۰۳۴	۰٫۰۴۹	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۱



شکل ۵ موقعیت پیروکسن‌ها در پریدوتیت‌های آمیزه افیولیتی راتوک بر روی نمودارهای الف رده‌بندی و ب نامگذاری [۳۵].

های ماگمایی همزمان با الیون صورت می‌گیرد و ویژگی مهم ترکیبی آن ضریب توزیع‌پذیری بالای عناصری چون Mg، Fe و Al بین ماگما و اسپینل است [۳۶] محیط تبلور می‌تواند نشانگر مفیدی برای ترکیب مایع اولیه باشد [۳۲]. بر این اساس در نمودار ابروین [۳۷] اسپینل‌ها بیشتر آلومینیوم- کروم‌دار و بندرت آهن‌دار هستند (شکل ۶ الف). در نمودار  $Cr^{\#}$  برحسب  $Mg^{\#}$  [۳۸]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره High-Al اسپینل قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب).

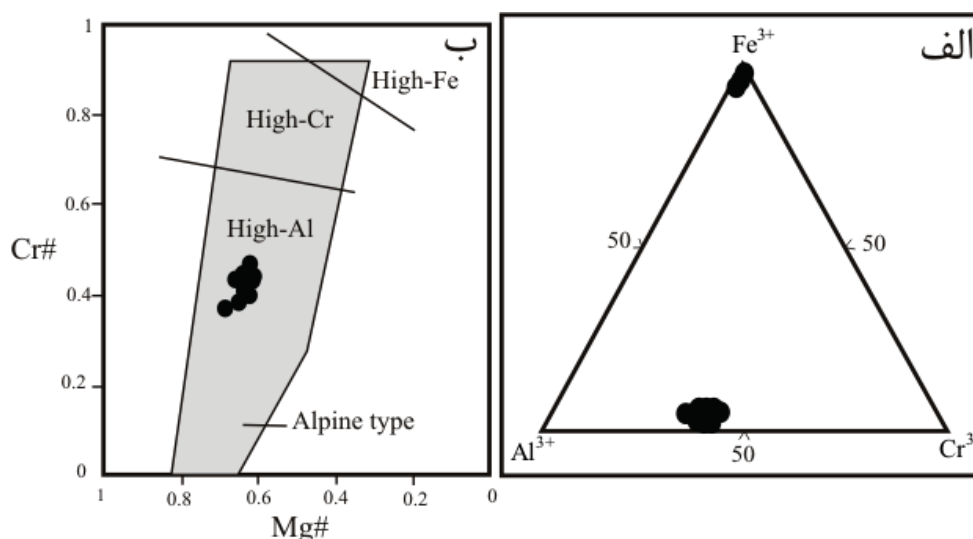
**اسپینل:** ترکیب اسپینل نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۳) براساس اعضای نهایی اسپینل به‌صورت  $Spl_{0.003-0.691} Chr_{0.443} Mag_{0.028-0.997}$  بوده و عدد  $Mg^{\#}$  آنها در حدود  $0.11 - 0.691$  و عدد  $Cr^{\#}$   $0.369 - 0.460$  است. مقادیر  $Al_2O_3$  اسپینل‌ها بین  $0.09$  تا  $36.05$  درصد و  $Cr_2O_3$  آنها از  $31.38$  تا  $36.81$  درصد در تغییر است. محیط تبلور، مهمترین عامل موثر بر ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار است که ترکیب این کانی می‌تواند در اثر دگرسانی و دگرگونی دچار تغییرات جزئی شود [۱۳]. با توجه به اینکه تبلور اسپینل کروم‌دار در محیط-

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی اسپینل در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی راتوک.

اکسید (Wt%)، Min	Sp20	Sp21	Sp22	Sp23	Sp24	sp25	sp26
SiO <sub>2</sub>	0.07	0.12	0.00	0.43	0.12	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.01	0.07	0.04	0.05	0.04	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.67	36.05	33.51	30.85	31.48	28.90	30.89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.66	31.43	31.38	34.77	34.22	36.81	34.52
FeO	17.81	17.06	17.46	17.78	18.21	17.80	17.57
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	13.88	16.38	14.56	13.73	14.26	13.67	14.82
CaO	0.09	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
مجموع	98.26	101.32	97.25	97.82	98.59	97.45	98.09
تعداد کاتیون‌ها برپایه ۴ اکسیژن							
Ti	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
Al	1.116	1.202	1.177	1.099	1.106	1.038	1.087
Cr	0.819	0.703	0.739	0.831	0.806	0.887	0.815
Fe <sup>3+</sup>	0.063	0.094	0.080	0.068	0.086	0.074	0.097
Fe <sup>2+</sup>	0.382	0.309	0.355	0.382	0.368	0.380	0.341
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.619	0.691	0.647	0.619	0.633	0.621	0.659
Mg(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0.618	0.691	0.646	0.618	0.633	0.620	0.659
Cr(Cr+Al)	0.423	0.369	0.385	0.430	0.421	0.460	0.428
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )	0.858	0.766	0.815	0.850	0.810	0.838	0.778
Al/(Al+Fe <sup>3+</sup> +Cr)	0.558	0.601	0.589	0.550	0.553	0.519	0.544
اسپینل	0.619	0.691	0.647	0.619	0.633	0.621	0.659
هرسینیت	-0.061	-0.090	-0.058	-0.069	-0.081	-0.102	-0.116
گلاکست	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
تریوریت	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
مگنتیت	0.032	0.047	0.040	0.034	0.043	0.037	0.049
کرومیت	0.410	0.352	0.370	0.416	0.403	0.443	0.407
اولواسپینل	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001

ادامه جدول ۳

اکسید (Wt%)/Min	sp27	sp28	sp29		sp27	sp28	sp29
SiO <sub>2</sub>	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	تعداد کاتیون ها بر پایه ۴ اکسیژن			
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳۰/۶۰	۳۲/۹۵	۳۰/۹۹	Mg	۰/۶۴۳	۰/۶۳۰	۰/۶۱۶
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳۵/۷۶	۳۳/۸۱	۳۵/۷۹	Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰/۶۴۳	۰/۶۳۰	۰/۶۱۵
FeO	۱۷/۱۴	۱۷/۱۶	۱۷/۵۸	Cr/(Cr+Al)	۰/۴۳۹	۰/۴۰۷	۰/۴۳۶
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )	۰/۸۳۰	۰/۸۶۹	۰/۸۷۴
MgO	۱۴/۴۱	۱۴/۲۶	۱۳/۷۸	Al/(Al+Fe <sup>3+</sup> +Cr)	۰/۵۴۰	۰/۵۷۶	۰/۵۴۸
CaO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	اسپینل	۰/۶۴۳	۰/۶۳۰	۰/۶۱۶
Total	۹۹/۲۱	۹۸/۳۹	۹۸/۳۹				
تعداد کاتیون ها بر پایه ۴ اکسیژن				هرسینیت	-۰/۱۰۳	-۰/۰۵۵	-۰/۰۶۸
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	گلاکسیت	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Al	۱/۰۸۰	۱/۱۵۱	۱/۰۹۵	تریوریت	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cr	۰/۸۴۷	۰/۷۹۳	۰/۸۴۸	مگنتیت	۰/۰۳۶	۰/۰۲۸	۰/۰۲۸
Fe <sup>3+</sup>	۰/۰۷۳	۰/۰۵۶	۰/۰۵۶	کرومیت	۰/۴۲۳	۰/۳۹۶	۰/۴۲۴
Fe <sup>2+</sup>	۰/۳۵۷	۰/۳۷۰	۰/۳۸۵	اولواسپینل	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱



شکل ۶ موقعیت اسپینل های موجود در پریدوتیت های مورد بررسی. الف: [۳۷]. ب: [۳۸].

### تعیین خاستگاه پریدوتیت با کمک داده های شیمی کانی

کانی فرعی اسپینل در پریدوتیت ها، نسبت به کانی های دیگر دمای بالا، در برابر تجزیه شدگی مقاوم است [۳۷]. بنابراین ترکیب شیمیایی و عدد کروم در اسپینل ها به عنوان مشخصه ای در تعیین خاستگاه پریدوتیت ها کاربرد دارد [۱۳]. براساس مقادیر  $Cr^{\#}$  نسبت به  $Mg^{\#}$  در اسپینل پریدوتیت ها [۱۳، ۳۹] نمونه ها در گستره پریدوتیت های عمیق قرار می گیرند، در این نمودار درجه ذوب بخشی بدست آمده از اسپینل براساس محاسبات هیروس و کواوموتو [۴۰] به صورت پیکانی مشخص

شده است، بر این اساس درجه ذوب بخشی این سنگ ها بیش از ۲۰ درصد بوده است (شکل ۷ الف). این نمونه ها براساس عدد کروم  $Cr^{\#}$  در اسپینل ها [۴۱]، نیز در گستره پریدوتیت های عمیق قرار می گیرند (شکل ۷ ب). عناصر  $Al$ ،  $Cr$  و  $Ti$  در کروم اسپینل، تحت تاثیر تعادل دوباره فرآیندهای تبلور نهایی ماگما قرار نمی گیرند [۴۲]، زیرا تیتان و کروم در سیلیکات ها فراوانی چندانی نداشته و آلومینیوم سرعت انتشار پایینی دارد و مقدار آن به خاستگاه اولیه وابسته است، مقدار  $Ti$  با توجه به موقعیت زمین ساختی خاستگاه تغییر می کند، این امر وابستگی



موجود در پریدوتیت‌های گوشته [۴۹]. همه پریدوتیت‌ها در گستره محیط اقیانوسی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ ج).

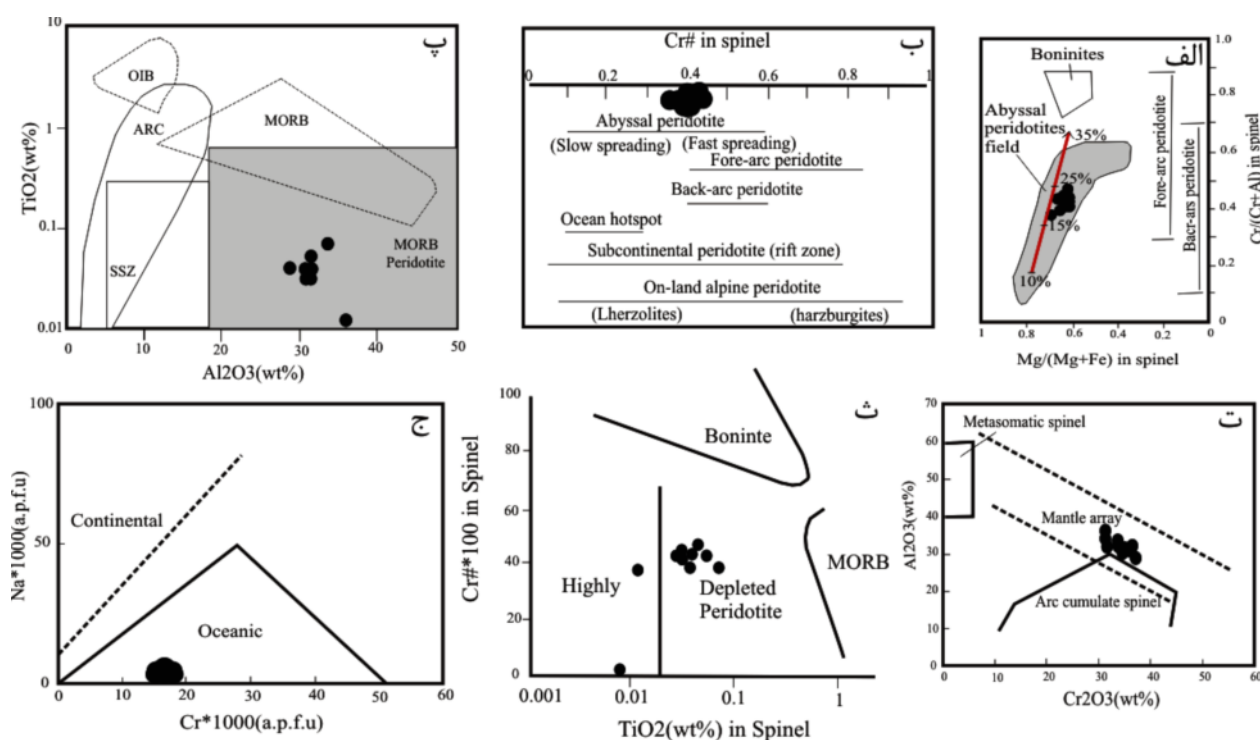
#### دماسنجی

در پریدوتیت‌هایی‌توان از دماسنج‌های ارتوپیروکسن و الیون-اسپینل برای تعیین دما استفاده کرد. محاسبه دمای تبلور ارتوپیروکسن با استفاده از روش کالیبره کردن بری و کوهرل [۵۰] از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$T \text{ Ca}_{\text{opx}}(K) = 6425 + 2674 P / (-\ln \text{Ca}_{\text{opx}} + 11843)$$

در این رابطه دما بر حسب کلون و فشار بر حسب کیلوبار است. با توجه به نتایج بدست آمده، دمای تبلور این کانی در پریدوتیت‌های منطقه مورد بررسی، در فشار ۱ تا ۱۰ کیلوبار بین ۹۵۰ تا ۱۳۰۰ °C است. همچنین دمای بدست آمده توسط نرم‌افزار PT MAFIC [۵۱] در ارتوپیروکسن‌های مورد بررسی، گستره دمایی بین ۹۷۰ تا ۱۳۵۰ °C را به دست می‌دهد [۵۰].

Ti را به عمق سنگ‌های فرامافیک نشان می‌دهد [۴۴،۴۳]. از این‌رو نمودار  $\text{TiO}_2$  برحسب  $\text{Al}_2\text{O}_3$  برای مشخص کردن نوع افیولیت مفید است، که نمونه‌های مورد بررسی ماهیت MORB را نشان می‌دهند (شکل ۷ پ) از طرفی بالا بودن مقدار Al و پایین بودن Ti در اسپینل‌ها از مشخصه‌های اسپینل‌های مورب است [۴۲]. در نمودار مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  برحسب  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  مربوط به اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها [۴۷-۴۵]، پریدوتیت‌ها در گستره گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷ ت). عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها معیاری مناسب برای تعیین درجه تهی‌شدگی یک منبع گوشته‌ای است و  $\text{Cr}^\#$  در پریدوتیت‌های عمیق، شاخص خوبی از درجه ذوب بخشی اسپینل پریدوتیت‌های مشتق شده از گوشته است. افزایش مقدار  $\text{Cr}^\#$  اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهنده افزایش درجه ذوب بخشی است [۴۸،۱۳]. نمودار  $\text{Cr}^\#$  برحسب  $\text{TiO}_2$  [۴۷] نشان‌دهنده تهی‌شدگی این سنگ‌ها است (شکل ۷ ث). با استفاده از مقدار Cr و Na واحد ساختاری پیروکسن‌های



شکل ۷ الف: موقعیت اسپینل‌های پریدوتیت‌ها در نمودار  $\text{Cr}^\#$  نسبت به  $\text{Mg}^\#$  [۳۹،۱۳]. ب: موقعیت اسپینل‌های پریدوتیت‌ها در نمودار [۴۱]. پ: ماهیت مورب پریدوتیت‌ها در نمودار [۴۲]. ت: خاستگاه گوشته‌ای اسپینل‌های پریدوتیت‌ها در نمودار [۴۷-۴۵]. ث: خاستگاه تهی‌شده پریدوتیت‌ها در نمودار [۴۷]. ج: قرارگیری پریدوتیت‌ها در گستره اقیانوسی در نمودار [۴۹].

## ژئوشیمی

مختصات جغرافیایی و نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیا ب نمونه های سنگ کل پریدوتیت های منطقه مورد بررسی در جدول های ۴ و ۵ نشان داده شده اند. واحدهای فرامافیک

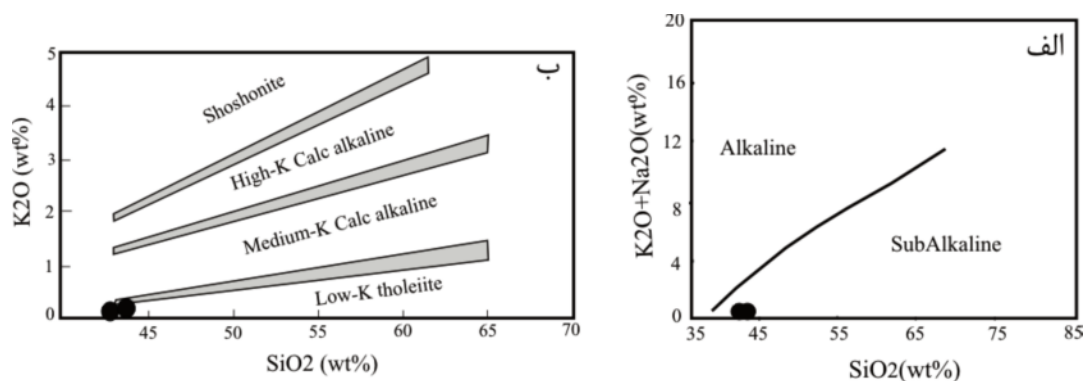
مجموعه مورد بررسی در نمودارهای مجموع قلیاها  $(Na_2O + K_2O)$  نسبت به سیلیس  $(SiO_2)$  [۵۲] و نمودار  $K_2O$  نسبت به  $SiO_2$  [۵۳] در مجموعه ماگمایی نیمه قلیایی، تولییتی قرار می گیرند (شکل ۸ الف، ب).

جدول ۴ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی واحدهای گابرو و پریدوتیت در مجموعه آمیزه افیولیتی راتوک (بر حسب درصد وزنی).

نام نمونه	UB13	UB16	نام نمونه	UB13	UB16
نوع سنگ	لرزلویت	هارزبوژیت	نوع سنگ	لرزلویت	هارزبوژیت
موقعیت جغرافیایی	X	۶۰° ۱۵'	موقعیت جغرافیایی	X	۶۰° ۱۵'
	Y	۳۳° ۳۶'		Y	۳۳° ۳۶'
$SiO_2$	۴۴	۴۳٫۲۷	$Na_2O$	۰٫۰۱	<۰٫۰۱
$TiO_2$	۰٫۰۲	<۰٫۰۱	$K_2O$	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱
$Al_2O_3$	۱٫۳۴	۰٫۷۰	$P_2O_5$	۰٫۰۱	<۰٫۰۱
$Fe_2O_3$	۸٫۰۱	۸٫۱۷	$Cr_2O_3$	۰٫۳۸۵	۰٫۴۱۳
$MnO$	۰٫۱۱	۰٫۱۱	L.O.I	۸٫۹	۷٫۴
$MgO$	۳۵٫۰۴	۳۸٫۰۰	مجموع	۹۹٫۴۱	۹۹٫۳۵
$CaO$	۱٫۳۵	۱٫۰۲			

جدول ۵ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه های گابرو و پریدوتیت در مجموعه آمیزه افیولیتی راتوک (بر حسب PPM).

نام نمونه	UB13	UB16	نام نمونه	UB13	UB16	نام نمونه	UB13	UB16
Ba	۳	<۱	Zr	۰٫۷	۰٫۳	Sm	۰٫۰۷	<۰٫۰۵
Rb	۰٫۵	۰٫۴	Nb	۰٫۲	<۰٫۱	Eu	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲
Ta	<۰٫۱	<۰٫۱	Th	<۰٫۲	<۰٫۲	Gd	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵
Sr	۱۰٫۰	۰٫۷	Ga	۱٫۸	۱٫۳	Tb	۰٫۰۲	<۰٫۰۱
Y	۰٫۴	۰٫۴	Ni	۱۹۷۹	۲۰۹۹	Dy	۰٫۱۲	<۰٫۰۵
U	<۰٫۱	<۰٫۱	V	۵۳	۴۲	Ho	۰٫۰۲	۰٫۰۲
La	۰٫۸	۰٫۵	Hf	<۰٫۱	<۰٫۱	Er	۰٫۰۷	۰٫۰۵
Ce	۰٫۵	۰٫۲	Cs	۰٫۲	<۰٫۱	Tm	۰٫۰۲	<۰٫۰۱
Pr	۰٫۰۲	<۰٫۰۲	Nd	<۰٫۳	<۰٫۳	Yb	۰٫۱۴	۰٫۰۸



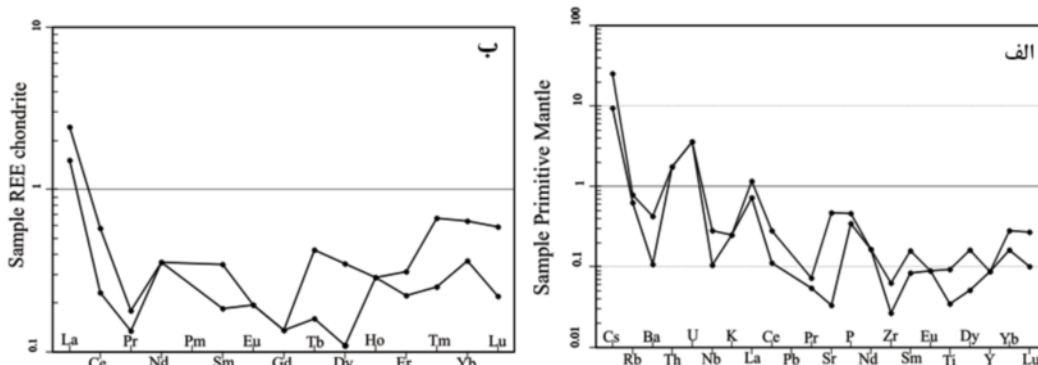
شکل ۸ رده بندی واحدهای پریدوتیت و گابروی مجموعه آمیزه افیولیتی راتوک. الف: نمودار تعیین مجموعه ماگمایی [۵۲]. ب: ماهیت تولییتی نمونه ها در نمودار [۵۳].

## بحث و بررسی

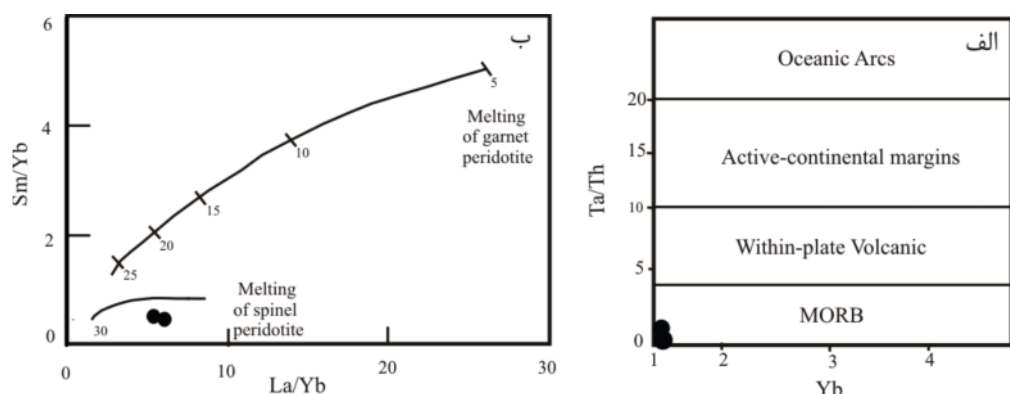
بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و مقدار L.O.I. بالا (۸/۹-۷/۴ درصد) مشخص می‌شود که نمونه‌های پری‌دوتیتی مورد بررسی به طور متوسط دچار دگرسانی شده‌اند. هنگام دگرسانی برخی از عناصر از جمله عناصر درشت یون لیتوفیل (LILEs) توسط محلول‌های گرمابی جابه‌جا شده و انتقال می‌یابند در حالی که برخی دیگر از جمله عناصر با میدان مقاومت بالا (HFSEs) تاحدی از این امر متأثر می‌شوند [۵۴]. ترکیب شیمیایی نمونه‌های لرزولیتی و هارزبورژیتی نشان می‌دهد که لرزولیت نسبت به هارزبورژیت دارای مقدار بالاتری از  $\text{CaO}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و بیشتر عناصر کمیاب است (جدول ۴) که ناشی از حضور کلینوپیروکسن و اسپینل‌های آلومینیومی در لرزولیت است. طبق الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های پری‌دوتیتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۵۵]، عناصر Cs, Th, La, P, K ناهنجاری مثبت و عناصر Sr, Rb, Ba, Nb, Ce, Zr, Ti ناهنجاری منفی نشان می‌دهند (شکل ۹ الف). همچنین پری‌دوتیت‌های منطقه براساس الگوی عناصر کمیاب نسبت به REE کندریت [۵۶] بهنجار شده (شکل ۹ ب) که La و Ce

نسبت به سایر عناصر خاکی نادر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بطور کلی تهی‌شدگی عناصری مانند Rb, Ba, Nb, Zr, Ti نمودارها را می‌توان به ناسازگاری این عناصر در گوشته مربوط دانست [۲۷]. از آنجا که عناصر LREE در گوشته نسبت به HREE بسیار ناسازگارتر هستند، بر اثر ذوب‌بخشی مقدار LREE در بازمانده‌های ذوب (پری‌دوتیت‌ها) تهی می‌شود این پدیده شیب مثبت در الگوی REE‌های بازمانده ایجاد می‌نماید [۵۷]، اما در واحدهای پری‌دوتیتی منطقه راتوک، این الگوها دارای شیب منفی و U شکل هستند. شیب منفی این الگوها تحت تاثیر فرآیندهای ثانویه مانند دگرسانی، دگرپهای یا تله گدازه و U شکل بودن آنها می‌تواند معرف ویژگی گوشته‌ای آنها باشد [۲۲، ۵۸].

براساس نمودار فراوانی Th/Ta نسبت به Yb [۵۹] نمونه‌های پری‌دوتیتی متعلق به مجموعه افیولیتی نوع مورب (شکل ۱۰ الف) و با توجه به مقدار Sm/Yb نسبت به La/Yb [۶۰] از خاستگاه گوشته اسپینل لرزولیتی با درجه ذوب‌بخشی حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حاصل شده‌اند (شکل ۱۰ ب).



شکل ۹ الف: الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه [۵۵] ب: الگوی عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۵۶]. نمونه‌های پری‌دوتیت آمیزه افیولیتی راتوک.



شکل ۱۰ الف: ماهیت مورب نمونه‌های پری‌دوتیت آمیزه افیولیتی ملانژ راتوک [۵۹] ب: تعیین درجه ذوب‌بخشی و خاستگاه پری‌دوتیت‌های آمیزه افیولیتی راتوک [۶۰].

## برداشت

مجموعه آمیزه افیولیتی راتوک از واحدهای سنگی پریدوتیت (که در بخش‌هایی سرپانتینی و لیستونیتی شده)، گابرو، دیاباز و واحدهای گدازه‌ای (اسپیلیت) تشکیل شده که با مرزهای گسلی در نزدیکی هم قرار گرفته‌اند. پریدوتیت‌های این مجموعه بیشتر هارزبوژیت - لرزولیتی هستند. با توجه به توالی تبلور کانی‌ها در پریدوتیت مورد بررسی (تبلور پلاژیوکلاز پیش از پیروکسن) و مشخصه‌های زمین‌شیمی از جمله مقدار فراوانی  $Th/Ta$  نسبت به  $Yb$ ، وابستگی آنها به ماگمای تولئیتی نوع مورب محرز می‌شود. این پریدوتیت‌ها از یک خاستگاه گوشته تهی شده اسپینل لرزولیتی با درجه ذوب بخشی حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حاصل شده‌اند.

## مراجع

- [7] Brocker M., Fotoohi Rad Gh. R., Thunissen S., "New time constraints for HP metamorphism and exhumation of mélangé rocks from the Sistan suture zone, eastern Iran", An abstract paper in Turkey Symposium: Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia – Africa – Arabia (2011).
- [8] Tirrul R., Bell L. R., Griffist R. J., Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", G.S.A. Bulletin 84 (1983) 134-140.
- [9] Brocker M., Fotoohi Rad Gh. R., Burgess R., Theunissen S., Paderin I., Rodionov N., Salimi Z., "New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran", Lithos 170-171 (2013) 17-349.
- [10] Angiboust S., Agard P., De Hoog J. C.M., Omrani J., Plunder A., "Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "melange" (Eastern Iran)", Lithos 156-159 (2013) 139-158.
- [۱۱] خواجه احمدی، ز.، "پترولوژی واحدهای گدازه‌ای بخش شرقی آمیزه افیولیتی جنوب بیرجند"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، (۱۳۹۴)، ص ۱-۱۰۱.
- [12] Guillou Y., Maurizot P., Vaslet D., Dellavillen H., "Geological map of Gazik, Scale 1:100000". Geological Survey of Iran (1981).
- [13] Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal an dalpinetype peridotites and spatially associated lavas", Contribution to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54-76.
- [14] O'hara Y., Stern R. J., Ishii T., Yurimoto H., Yamazaki T., "Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active back-arc basin", Contributions to Mineralogy and Petrology 143 (2002) 1-18.
- [15] Boudier F., Baronnet A., Mainprice D., "Serpentine Mineral Replacements of Natural Olivine and their Seismic Implications: Oceanic Lizardite versus Subduction-Related Antigorite", Journal of Petrology (2009) Doi:10.1093/petrology/egp.
- [16] Tsikouras B., karipi S., Grammatikopoulos T. A., Hatzipanagiotou. K., "Listwaenite evolution in the ophiolite melange of Iti Mountain (Continental Central Greece)", European Journal of Mineralogy (2006) 243-255.
- [17] Aftabi A., Zarrinkoub M. H., "Petrogeochemistry of listvenite association in metaophiolites of Sahlabad region, eastern Iran: [1] Dilek Y., Moores E., Elthon D., Nicolas A., "Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the ocean drilling program", Geological Society of America Special Paper (2000) 349-552.
- [2] Dilek Y., Furnes H., "Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere", Geological Society of America Bulletin, 123 (2011) 387-411.
- [3] Juteau T., "The ophiolites of Khoy (NW Iran): their significance in the Tethyan ophiolite belts of the Middle-East", Comptes Rendus Geoscience 336 (2004) 105-108.
- [4] Rampone E., Piccardo G. B., Hofmann A. W., "Multi - stage melt - rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence". Contribution to Mineralogy and Petrology 156 (2008) 453-475.
- [5] Zarrinkoub M. H., Pang K. N., Chung S. L., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Lee H. Y., "Zircon U-Pb and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite Sistan suture zone, eastern Iran", Lithos 154 (2012) 392-405.
- [6] Babazadeh S.A., Robaszynski F., Denis Courme M., "New biostratigraphic data from Cretaceous planktic foraminifera in Sahlabad province, eastern Iran", Geobios 40 (2007) 445-454.

- [29] Yamasaki T., Maeda J., Mizuta T., "Geochemical evidence in clinopyroxenes from gabbroic sequence for two distinct magmatisms in the Oman ophiolite", *Earth and Planetary Science Letters* 251 (2006) 52-65.
- [30] Clénet H., Ceuleneer G., Pinet P., Abily B., Daydou Y., Harris E., Amri I., Dantas C., "Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: Petrogenesis and relationship to mantle diapirism", *Lithos* 114 (2010) 265-281.
- [31] Zhou M. F., Lightfoot P. C., Keays R. R., Moore M. L., Morrison G. G., "Petrogenetic significance of chromian spinels from the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada", *Canadian Journal of Earth sciences* 34 (1997) 1405-1419.
- [۳۲] نظری غ.ج.، ترابی ق.، خلیلی م.، "بررسی شیمی کانی-های پریدوتیت‌های گوشته افیولیت لوگر (جنوب غرب کابل-افغانستان)"، *مجله پترولوژی*، شماره ۵ (۱۳۹۰) ص ۱۹-۴۸.
- [۳۳] یزدانی م.، جهانگیری ا.، مودن م.، حاجی علی اوغلی ر.، آهنگری م.، "بررسی شیمی اسپینل و الیوین و تعیین محیط زمین ساختی پریدوتیت‌های افیولیت شمال غرب پیرانشهر، شمال غرب ایران"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، شماره ۴ (۱۳۹۳) ص ۵۵۷-۵۷۰.
- [34] Wager L. R., Deer W. A., "Geological investigations in East Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerrdlugssuaq, East Greenland, Meddelelser om Grønland 105 (1939) 1-352.
- [35] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", *Mineralogical Magazine* 52 (1988) 535-550.
- [36] Maurel C., Maurel P., "Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spineless", *Bulletin de Minéralogie* 105 (1982) 197-202.
- [37] Irvine T. N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part n. Petrologic applications", *Canadian Journal of Earth Sciences* 4 (1967) 71-103.
- [38] Zhou M. F., Bai W. J., "Chromite deposits in China and their origin", *Mineralium Deposita* 27 (1992) 192-199.
- [39] Barnes S. J., Roeder P. L., "The range of spinel composition in terrestrial mafic and implications for possible epigenetic Cu-Au ore exploration in metaophiolites", *Lithos* 156-159 (2013) 186-203.
- [۱۸] واحدی طبس ز.، "پترولوژی سنگ‌های بازالتی منطقه راتوک، جنوب گزیک شرق استان خراسان جنوبی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند (۱۳۹۳) ۱۵۱ صفحه.
- [۱۹] رجبی ث.، ترابی ق.، "بررسی پریدوتیت‌های گوشته ملانثر افیولیتی سورک (استان یزد، ایران)"، *مجله پترولوژی*، شماره ۱۲ (۱۳۹۱) ص ۵۱-۶۸.
- [20] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Cambridge, Great Britain (1993) 455p.
- [21] Kamenetsky V. S., Elburg M., Arculus R., Thomas R., "Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magmas", *Chemical Geology* 233 (2006) 346-357.
- [۲۲] خلیلی، خ.، پهلوانی نژاد، ر.، "مطالعه پریدوتیت‌های تکتونیک افیولیت خوی"، *مجله پترولوژی*، شماره ۲ (۱۳۸۹) ص ۳۱-۴۲.
- [23] McLaren A. C., Etheridge M.A., "A transmission electron microscope study of naturally deformed orthopyroxene I Slip mechanisms", *Contributions to Mineralogy and petrology*, 57 (1976) 163-177.
- [24] Nasir S., Al Sayigh A. R., Al Harthy A., Al- Khirbash S., Al- Jaaid O., Musllam A., Al Mishwat A., Al- Bu Saidi S., "Mineralogical and Geological characterization of listwaenite from the Semail ophiolite, Oman", *Chemie der Erde/Geochemistry* 67 (2007) 213-228.
- [25] Vernon A. H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", Cambridge University Press (2004) 579p.
- [26] Hebert R., Laurent R., "Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos Ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites, in Ophiolites", *Oceanic Crustal Analogues: Proceedings of the Symposium Troodos 1987*, Geology survey Department (1990) 149-163.
- [27] Juteau T., Maury R., "The oceanic crust, from accretion to mantle recycling, Springer-Praxis", Chichester UK (1999) 390 p.
- [28] Withney D., Evans B., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*, 95 (2010) 185-187.



- existing thermobarometers", *Journal Petrol* 31 (1990) 1353–1378.
- [51] Soto J. I., Soto V. M., "PTMAFIC: software package for thermometry, barometry and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer", *Computers and Geosciences* 21 (1995) 619–652.
- [52] Irvine T. W., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (1971) 523–548.
- [53] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1976) 63–81.
- [54] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation presentation", interpretation Singapore. longman (1993) 1- 352.
- [55] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders, A.D., and Norry, M.J.(Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313–345.
- [56] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochemical. Acta* 38 (1974) 757–775.
- [57] Downes H., "Formation and modification of the shallow sub – continental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and Central Europe", *Journal of petrology* 42 (2001) 233–250.
- [58] Godard M., Jousselin D., Bodinier J. L., "Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite", *Earth and Planetary Science Letters* 180 (1–2) (2000) 133–148.
- [59] Gorton M. P., Schandle E. S., "From Continents to Island Arcs: A geochemical Index of Tectonic Setting for A RC-Related and Within-plate Felsic to Intermediate Volcanic rocks", *The Canadian Mineralogist* 38 (2000) 1065–1073.
- [60] Johnson K. T. M., Dick H. J. B., Shimizu N., "Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites", *Journal of Geophysical Research* 95 (1990) 2661–2678.
- ultramafic rocks", *Journal of Petrology* 42 (2001) 2279–2302.
- [40] Hirose K., Kawamoto T., "Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: effect of H<sub>2</sub>O on the genesis of basaltic magmas", *Earth and Planetary Science Letters* 133 (1995) 463–473.
- [41] Lee Y., "Geotectonic signification of detrital chromian spinel A reviw", *Geosience Journal* 3 (1999) 23–29.
- [42] Kamenetsky V. S., Crawford A.J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", *Journal Petrology* 42 (2001) 655–671.
- [43] Beccaluva L., Girolamo D., Maciotta G., Morra V., "Magma affinities and fractionation trends in ophiolites", *Ophioliti* 8 (1983) 307–324.
- [44] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", *Mineralogical Magazine* 56 (1992) 173–184.
- [45] Conrad W. K., Kay R. W., "Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallisation history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc", *Journal of Petrology* 25 (1984) 88–125.
- [46] Haggerty S. E., "Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts", *Journal of Geological Society of Australia* 14 (1988) 687–699.
- [47] Kepezhinskias P. K., Defant M. J., Drummond M. S., "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 (1995) 1505–1527.
- [48] Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: review and interpretation", *Chemical Geology* 113 (1994) 191–204.
- [49] Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., "Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminant between sub-continental and sub-oceanic mantle", *Earth and Planetary Science Letters* 53 (1981) 241–254.
- [50] Brey G. P., Köhler T., "Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of