



ترکیب شیمیایی کانی‌ها و دما-فشارسنجی پریدوتیت‌های افیولیت‌های کردستان، زاگرس، غرب ایران

آزاد کریمی، علی احمدی*، عبدالرضا پرتابیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۱/۲، نسخه نهایی: ۹۹/۱/۲۳)

چکیده: کانی‌شناسی و زمین‌دما-فشارسنجی پریدوتیت‌ها در مجموعه افیولیتی مریوان - کامیاران به عنوان بخشی از افیولیت‌های نئوتتیس در رشته‌کوه زاگرس، غرب ایران، بررسی شد. نمونه‌های مورد بررسی شامل انواع پریدوتیت‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای هستند. نتایج ریزپردازش الکترونی پریدوتیت‌ها نشان می‌دهد که الیوین از نوع فورستريت ($Fo_{88} - Fo_{92}$)، کلینوپروکسن از نوع اوژیت دیوپسیدی ($En_{48-56} Fs_{3-6} Wo_{39-49}$) و ارتوپروکسن از نوع انستاتیت (En_{90-91})، عدد کرم ($Cr\#$) و عدد آلومینیم ($Al\#$) در اسپینل‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای به ترتیب ۳۳-۵۹ و ۴۱-۶۷ هستند. $Al\#$ و $Cr\#$ در اسپینل‌های پریدوتیت‌های پوسته‌ای نیز به ترتیب ۶۷-۹۸ و ۲-۳۲ هستند. محاسبات زمین‌دما-فشارسنجی برای پریدوتیت‌های گوشته‌ای دمای متوسط ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار متوسط ۱۴ کیلوبار را نشان می‌دهد. پریدوتیت‌های پوسته‌ای در دمای ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۷ کیلوبار تشکیل شده‌اند. دو ترکیب شیمیایی متمایز برای کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای افزون بر تأکید بر وجود دو نوع پریدوتیت گوشته‌ای در منطقه، بیانگر احتمال اثر برهمکنش مذاب-سنگ بر پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه است.

واژه‌های کلیدی: پریدوتیت؛ دما-فشارسنجی؛ تتیس؛ افیولیت؛ زاگرس.

مقدمه

هر دو نوع پریدوتیت پوسته‌ای و گوشته‌ای هستند، بررسی شد. پژوهش‌های پیشین در منطقه بیشتر بر توالی پوسته‌ای افیولیت‌های منطقه تمرکز داشته‌اند [برای مثال، ۹-۱۲] و اشاره‌ای به وجود پریدوتیت‌های گوشته‌ای نداشته‌اند در این پژوهش برای نخستین بار ترکیب شیمیایی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای در این منطقه بررسی شد. ترکیب شیمیایی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌های کردستان بیانگر وجود دو نوع پریدوتیت گوشته‌ای است.

روش کار

در این پژوهش، از میان ۳۱۳ نمونه برداشت شده از کل مجموعه افیولیتی ۳۰ مقطع میکروسکوپی مربوط به نمونه‌های پریدوتیتی تهیه شد. سپس از میان نمونه‌های مناسب، مقاطع

فرایندهای دگرسانی چون سرپانتینیتی شدن ممکن است منجر به تغییراتی در ترکیب شیمیایی سنگ‌های پریدوتیتی شود [۵-۱]، اما ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در پریدوتیت‌ها، با وجود دگرسانی، تا حدی حفظ می‌شود [۶]. با استفاده از ریزپردازش الکترونی می‌توان ترکیب شیمیایی کانی‌هایی را که در برابر فرایندهای ثانویه هنوز سالم مانده‌اند با دقت تعیین کرد. ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در پریدوتیت‌ها به ویژه کانی‌های به نسبت مقاوم در برابر فرایندهای ثانویه، مانند اسپینل [۷] و کلینوپروکسن [۸]، اهمیت قابل توجهی در سنگ‌زایی پریدوتیت‌ها دارد.

در این پژوهش، ترکیب کانی‌شناسی پریدوتیت‌های افیولیت‌های کردستان در گستره مریوان تا کامیاران، که شامل

مريوان-کامياران به ترتيب از پايين به بالا از سنگ‌های فرامافیک، گابروها، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای و بازالت‌های بالشی تشکیل شده است.

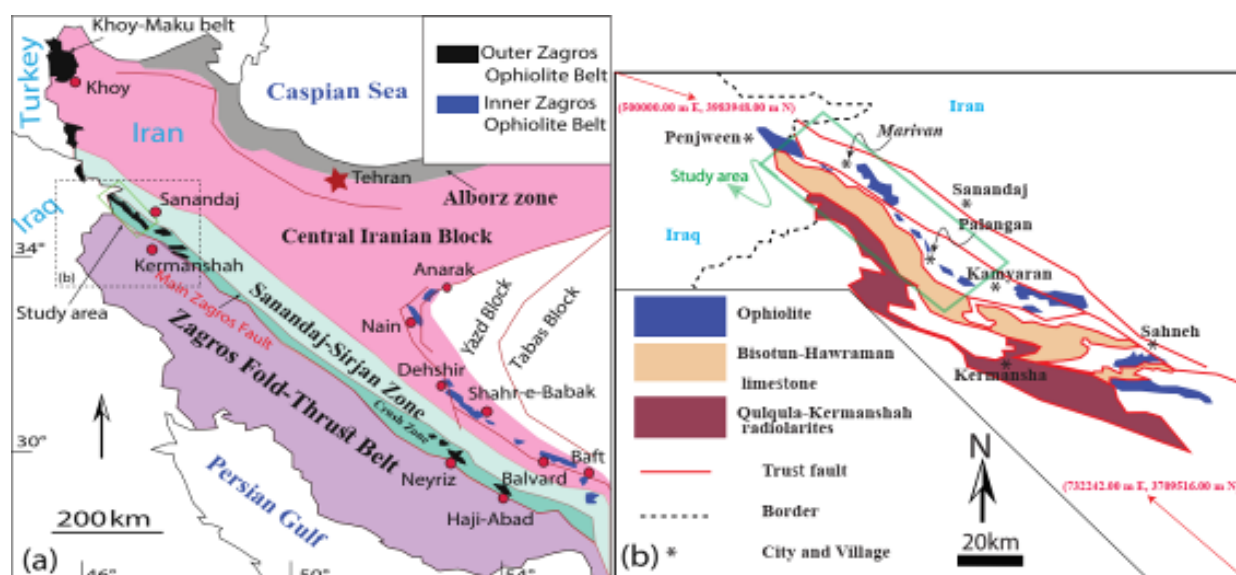
سنگ‌های فرامافیک منطقه شامل دو گروه پريدوتيت‌های گوشته‌ای و پريدوتيت‌های پوسته‌ای هستند. پريدوتيت‌های گوشته‌ای بخش عمده سنگ‌های پريدوتيتی منطقه را تشکیل می‌دهند. اين سنگ‌ها بیشتر به صورت عدسی‌شکل و اغلب در راستای گسل‌های روراندگی منطقه مريوان-کامياران رخنمون دارند و از آنجا که به منطقه گسلی محدود هستند بیشتر به طور کامل به پیکره‌های کوچک یا ریز تبدیل شده‌اند. از این‌رو، فرایند سرپانتینیتی شدن در این سنگ‌ها شدید است. پريدوتيت‌های گوشته‌ای که کمتر تجزیه شده‌اند و در رخنمون‌های بزرگ‌تر یافت می‌شوند بیشتر شامل هارزبورژیت و به مقدار کمتر دونیت و لرزولیت هستند. پريدوتيت‌های پوسته‌ای در منطقه مورد بررسی رخنمون ناچیزی در بخش پایینی مجموعه چور-نگل (شکل ۱) در کنار روستای میانه [۲۸] و همراه با پريدوتيت‌های گوشته‌ای دارند. این سنگ‌ها در مقایسه با پريدوتيت‌های گوشته‌ای کمتر در معرض دگرسانی بوده‌اند. پريدوتيت‌های پوسته‌ای منطقه بیشتر شامل لرزولیت و هارزبورژیت هستند، اما دونیت نیز به مقدار کمتر همراه آن‌ها یافت می‌شود.

نازک-صیقلی تهیه و ترکیب شیمیایی کانی‌های الیوین، پیروکسن، و اسپینل در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه تورنتو، کانادا، توسط ریزپردازشگر الکترونی مدل JXA-8230 مشخص گردید. برای محاسبه مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} به منظور تعیین فرمول ساختاری کانی‌ها از روش ارائه شده در مرجع [۱۳] استفاده شد.

زمین‌شناسی عمومی افیولیت‌های مريوان - کامياران

مجموعه سنگ‌های افیولیتی مريوان - کامياران به عنوان بخشی از افیولیت‌های زاگرس که بازمانده اقیانوس نئوتتیس هستند، در غرب ایران و در استان کردستان واقع هستند (شکل ۱). از این‌رو، آن‌ها را افیولیت‌های کردستان نیز نامیده‌اند [۱۴، ۱۵]. این مجموعه افیولیتی در راستای روراندگی اصلی زاگرس رخنمون دارد و از جنوب‌شرق به افیولیت‌های کرمانشاه [۱۶-۲۰] در ایران و از شمال‌غرب به افیولیت‌های پنجوین [۲۱، ۲۲] در عراق محدود است. افیولیت‌های مريوان - کامياران از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در پهنه خرد شده [۲۳، ۲۴]، یا پهنه روراندگی [۲۵] یا پهنه زمین‌درز زاگرس [۲۶، ۲۷] واقع هستند.

این مجموعه افیولیتی تقریباً توالی کاملی از یک مجموعه افیولیتی را نشان می‌دهد. با این وجود، توالی گوشته‌ای آن، در اصل در اثر فرایندهای زمین‌ساختی، پیوستگی و گسترش توالی پوسته‌ای را ندارد. به طور کلی، توالی مجموعه افیولیتی



شکل ۱ الف) نقشه ساده شده زمین ساختی ایران به همراه ب) نقشه زمین شناسی افیولیت‌های غرب ایران که منطقه مورد بررسی با مستطیل سبز بر آن مشخص شده است. (برگرفته از مرجع‌های [۱۰، ۱۱] با تغییرات.

سنگ‌نگاری

چنان که اشاره شد، پریدوتیت‌های گوشته‌ای نسبت به انواع پوسته‌ای گسترش بیشتری دارند، اما اغلب به دلیل قرار گرفتن در موقعیت‌های گسلی، شرایط مناسبی برای تجزیه و تخریب این پریدوتیت‌ها و گسترش سرپانتینی شدن مهیا شده است. بررسی نمونه‌های گوشته‌ای نشان می‌دهد که این پریدوتیت‌ها اغلب از نوع هارزبورژیت هستند (شکل ۲ الف) و همراه آن‌ها به ندرت دونیت (شکل ۲ ب) و لرزولیت (شکل ۲ پ) دیده می‌شود. الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و کانی فرعی اسپینل فازهای اصلی تشکیل دهنده پریدوتیت‌های این گروه هستند. تغییر شدت دگرسانی باعث تبدیل کانی‌های اولیه به معادل‌های ثانویه یعنی الیوین‌ها به سرپانتین (لیزاردیت، آنتی‌گوریت، و کریزوتیل) [۲۹] و ارتوپیروکسن به سرپانتین نوع باستیت و گسترش بافت‌های مختلف شده است [۳۰]. کلینوپیروکسن‌ها هرچند که فراوانی کمتری در سنگ‌های این گروه دارند، اما با پایداری بیشتر نسبت به دگرسانی [۸] تقریباً سالم مانده‌اند و بیشتر به صورت شکسته و در برخی موارد خرد شده دیده می‌شوند [۳۰]. اسپینل‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و در نور طبیعی به رنگ قهوه‌ای تیره تا قرمز دیده می‌شوند [۳۰]. اسپینل‌ها نیز از کانی‌های مقاوم در برابر دگرسانی و دگرگونی است [۷]، از این رو در اغلب نمونه‌ها سالم مانده‌اند و به ندرت در لبه‌ها و در طول شکستگی‌ها مگنتیتی شده‌اند [۳۱، ۳۲].

بافت کومه‌ای [۳۳] بافت رایج در پریدوتیت‌های پوسته‌ای منطقه است. بافت‌های کومه‌ای در این سنگ‌ها به صورت بافت ادکومه ای در بخش‌های دونیتی (شکل ۲ ت) و نیمه کومه‌ای و گاهی راست کومه‌ای در لرزولیت و هارزبورژیت‌ها (شکل‌های ۲ ث، ج) دیده می‌شوند. این بافت‌ها از دو فاز تهنشینی (فاز بلوری که زودتر تشکیل شده‌اند) و بین کومه‌ای (فاز بلوری که در مراحل بعدی بین فازهای تشکیل شده اولیه را پر می‌کند) تشکیل شده‌اند. فاز تهنشینی یا کومه‌ای در سنگ‌های این گروه اغلب الیوین است، اما گاهی حضور بلورهای خودشکل اسپینل همراه با الیوین‌ها می‌تواند بیانگر این باشد که بخشی از کانی‌های اسپینل نیز ممکن است فاز تهنشینی باشند. هرچند الیوین موجود در این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های گوشته‌ای سالم‌تر است، اما در بسیاری از موارد، این کانی از لبه و در راستای شکستگی‌های موجود در آن به کانی‌های ثانویه مانند کانی‌های گروه سرپانتین و اکسیدهای آهن تبدیل شده و بافت مشبک را به وجود آورده است (شکل ۲ ث). فاز بین کومه‌ای در این سنگ‌ها به صورت کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن یا ترکیبی از هر دو پیروکسن فضای بین بلورهای الیوین را طوری پر کرده که منجر به تشکیل بافت خال خال در آن‌ها شده است (شکل ۲ ج). کانی فرعی موجود در این گروه از سنگ‌ها اغلب اسپینل است. این کانی به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار (فاز کومه‌ای) و گاهی بی‌شکل (فاز بین کومه‌ای) در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود.



شکل ۲ تصویر مقاطع میکروسکوپی از انواع پریدوتیت‌های گوشته‌ای هارزبورژیت (الف)، دونیت (ب)، لرزولیت (پ) و پریدوتیت‌های پوسته‌ای شامل دونیت (ت)، لرزولیت (ث)، و هارزبورژیت (ج).

ترکیب شیمیایی کانی‌ها

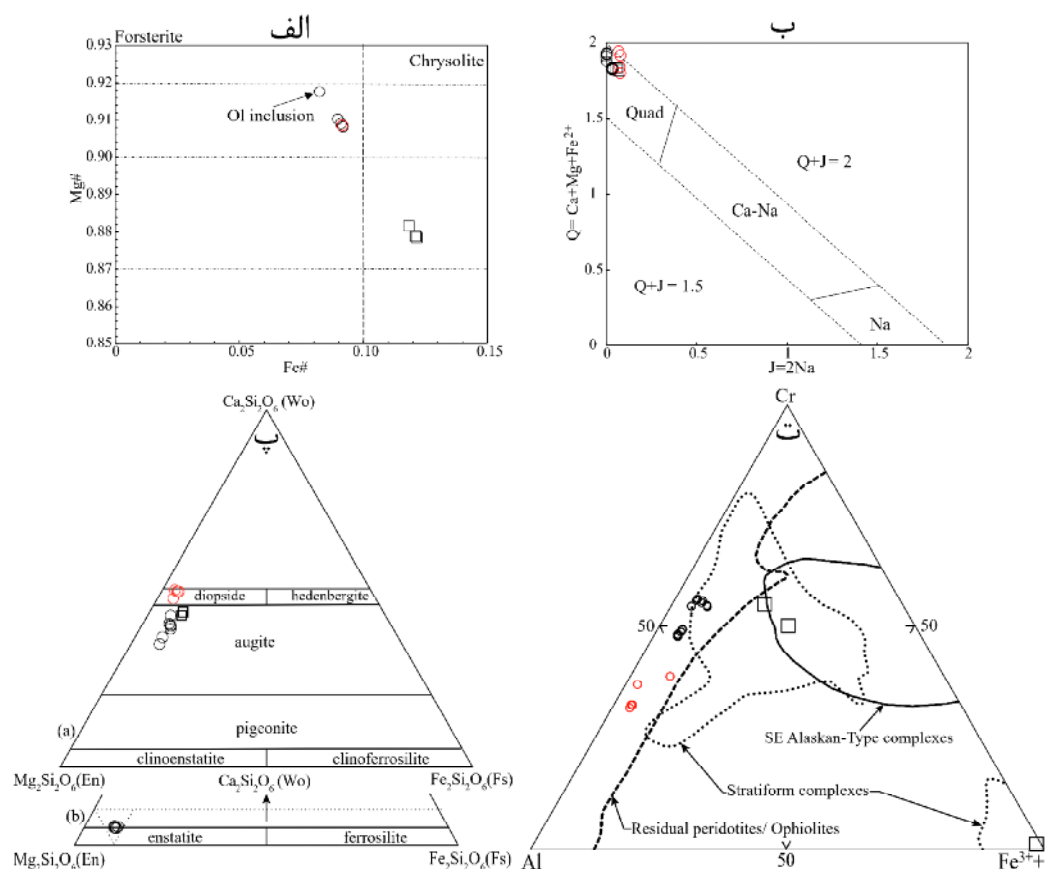
از آن‌جا که شیمی کانی در بررسی سنگ‌های پریدوتیتی از نظر ترکیب شیمیایی و شرایط دما و فشار تشکیل آن‌ها اهمیت قابل توجهی دارد، ترکیب شیمیایی کانی‌های الیون، پیروکسن، و اسپینل و گستره ترکیب شیمیایی آن‌ها بررسی شد که نتایج در ادامه بیان می‌شود.

الیون: نتایج تجزیه ریزپردازشی الیون (جدول ۱) نشان می‌دهد که این کانی در پریدوتیت‌های مورد بررسی منطقه‌بندی ندارد به طوری که در چند تجزیه از مرکز و لبه کانی، تغییرات قابل توجهی دیده نشد. ترکیب الیون در این

سنگ‌ها بیشتر بین دو قطب فورستریت و فایالیت و نزدیک به قطب فورستریت تغییر می‌کند و اعضای نهایی دیگر یعنی تفروئیت و الیون کلسیم‌دار مقدار ناچیزی دارند؛ ترکیب الیون از Fe_{87} تا Fe_{92} تغییر می‌کند. همچنین براساس نمودار $Mg\#$ نسبت به $Fe\#$ [۳۴]، الیون‌های سنگ‌های مورد بررسی از نوع فورستریت و کریزولیت هستند. (شکل ۳ الف). پریدوتیت‌های پوسته‌ای نسبت به انواع گوشته‌ای مقدار فورستریت کمتری دارند و میانبار الیون موجود در اسپینل بیشترین مقدار فورستریت را در نمونه‌های گوشته‌ای نشان می‌دهد.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی الیون در پریدوتیت‌ها. کاتیون‌ها برحسب اتم در واحد فرمولی (apfu) و بر اساس ۴ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

نمونه	D88	D81	D9	MZ5	P4	M4	M38	M40	M24
نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۴۱٫۱۲	۴۱٫۱۵	۴۱٫۱۹	۴۱٫۶۵	۴۱٫۰۹	۴۱٫۹۲	۴۰٫۶۲	۴۰٫۴۸	۴۰٫۵۹
TiO ₂	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۴
Al ₂ O ₃	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
FeO	۸٫۷۲	۸٫۸۵	۸٫۶۶	۸٫۰۲	۸٫۸۲	۱۱٫۵۳	۱۱٫۴۸	۱۱٫۵۸	۱۱٫۵۳
MnO	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۲۱	۰٫۲۰
MgO	۴۸٫۸۸	۴۹٫۰۹	۴۹٫۳۱	۵۰٫۱۴	۴۹٫۱۰	۴۶٫۷۷	۴۶٫۷۵	۴۶٫۹۵	۴۷٫۹۱
CaO	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۰٫۰۹
Na ₂ O	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۵۲	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳
NiO	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۳۹	۰٫۴۱	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۲۹
مجموع	۹۹٫۴۷	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۹	۱۰۰٫۹۵	۹۹٫۵۹	۹۹٫۸۸	۹۹٫۵۸	۹۹٫۷۲	۱۰۰٫۶۹
Si	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۲	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۰
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ⁺³	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ⁺²	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۴
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۱٫۸۰	۱٫۸۰	۱٫۸۰	۱٫۸۱	۱٫۸۰	۱٫۷۳	۱٫۷۴	۱٫۷۴	۱٫۷۶
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰
Ni	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۰	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۱
Mg#	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۸۸
Fe#	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۲
Te	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۲۱
Fo	۹۰٫۵۹	۹۰٫۵۵	۹۰٫۷۱	۹۱٫۵۸	۹۰٫۷۰	۸۷٫۵۷	۸۷٫۵۷	۸۷٫۵۳	۸۷٫۸۲
Fa	۹٫۰۷	۹٫۱۶	۸٫۹۴	۸٫۲۲	۹٫۱۴	۱۲٫۱۲	۱۲٫۰۶	۱۲٫۱۱	۱۱٫۸۵
Ca-Ol	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۱۵	۰٫۲۰	۰٫۱۵	۰٫۱۲



شکل ۳ نمودارهای رده‌بندی کانی‌های (الف) الوبین [۳۰]، (ب و پ) پیروکسن [۳۱]، و (ت) اسپینل [۳۲] بر اساس نتایج داده‌های ریزپردازش الکترونی. نمونه‌های پوسته‌ای با نماد مربع و نمونه‌های گوشته‌ای با دایره نشان داده شده‌اند. تفکیک نمونه‌های گوشته‌ای به دو رنگ قرمز و مشکی به احتمال بسیار بیانگر ویژگی‌های زمین شیمیایی متفاوت آن‌هاست.

نمونه‌های به شدت سرپانتینیته شده نیز به خوبی حفظ شده است. نتایج تجزیه ریزپردازشی این کانی (جدول ۳) نشان می‌دهد که تغییرات ترکیب شیمیایی در اسپینل موجود در سنگ‌های مورد بررسی قابل توجه است. TiO_2 در بیشتر نمونه‌های گوشته‌ای کمتر از ۰/۲ درصد وزنی است، در حالیکه در نمونه‌های پوسته‌ای بیش از ۲ درصد وزنی را نشان می‌دهد. در تجزیه CSpl22 (مربوط به یک نمونه پوسته‌ای، نقطه شماره ۲۲ در جدول ۳) مقدار TiO_2 به ۵۲ درصد وزنی رسیده است که با توجه به مقدار FeO بالا و Cr_2O_3 پایین آن نشان از یک تیتانومگنتیت دارد (شکل ۳ ت). Al_2O_3 در یک نمونه پوسته‌ای از ۰/۲ تا ۱۴ درصد وزنی در تغییر است، در حالی که تغییرات Al_2O_3 در نمونه‌های گوشته‌ای بین ۲۱ تا ۳۹ درصد وزنی است (جدول ۳). مقدار FeO اسپینل در نمونه‌های پوسته‌ای بین ۳۰ تا ۳۵ درصد وزنی است، در حالیکه اغلب نمونه‌های گوشته‌ای کمتر از ۲۲ درصد وزنی (بین ۱۳ تا ۲۲ درصد وزنی) را نشان می‌دهند.

پیروکسن: به دلیل باستانی شدن ارتوپیروکسن‌ها، تنها نتیجه تجزیه پنج مورد ارتوپیروکسن در جدول ۲ آورده شده است و بقیه داده‌ها مربوط به کانی کلینوپیروکسن هستند. به کمک نمودار Q-J که $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ و $J = 2\text{Na}$ [۳۵] که برای تفکیک انواع پیروکسن‌های سدیمی، سدیمی-کلسیمی، و کلسیمی، همه پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره ترکیبی پیروکسن‌های غنی از منیزیم-کلسیم-آهن (گستره Quad) قرار دارند (شکل ۳ ب) از این رو می‌توان از نمودار سه‌تایی انستاتیت (En)-ولاستونیت (Wo)-فروسلیت (Fs) [۳۴] برای رده‌بندی پیروکسن‌ها استفاده کرد. بر این اساس، کلینوپیروکسن‌ها اغلب دارای ترکیب اوژیت هستند و چند نمونه نیز ترکیب دیوپسید دارند (شکل ۳ پ). پنج نمونه ارتوپیروکسن نیز در گستره نزدیک به قطب انستاتیت قرار دارند (شکل ۳ ت).

اسپینل: اسپینل مهمترین کانی فرعی در پریدوتیت‌های منطقه است که به دلیل مقاوم بودن در برابر دگرسانی، حتی در

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی پیروکسین ها در پریدوتیت ها. کاتیون ها برحسب اتم در واحد فرمولی (apfu) و بر اساس ۶ اکسیژن محاسبه شده اند.

نمونه	Opx1	Opx2	Opx3	Opx4	Opx5	Cpx1	Cpx2	Cpx3	Cpx4	Cpx5
نقطه	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	۵۶٫۹۱	۵۶٫۴۸	۵۵٫۱۶	۵۶٫۱۸	۵۶٫۶۹	۵۳٫۵۲	۵۲٫۱۰	۵۲٫۱۴	۵۲٫۰۵	۵۲٫۱۰
TiO ₂	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۴
Al ₂ O ₃	۱٫۸۲	۱٫۸۰	۲٫۱۱	۱٫۹۱	۱٫۸۱	۳٫۰۰	۳٫۴۰	۳٫۳۷	۳٫۳۷	۳٫۴۵
FeO	۶٫۰۶	۵٫۷۹	۶٫۰۲	۵٫۹۶	۵٫۹۳	۳٫۵۱	۳٫۲۱	۳٫۲۵	۳٫۱۰	۳٫۲۷
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۴۲	۰٫۰۸	۰٫۵۹	۰٫۶۰
MgO	۳۲٫۶۸	۳۲٫۵۸	۳۲٫۹۰	۳۲٫۷۲	۳۲٫۶۳	۱۹٫۱۹	۱۸٫۱۸	۱۸٫۱۸	۱۸٫۷۸	۱۸٫۹۷
CaO	۲٫۰۸	۲٫۱۷	۲٫۳۶	۲٫۲۰	۲٫۱۲	۱۹٫۳۸	۲۱٫۳۷	۲۱٫۴۰	۲۱٫۶۰	۲۱٫۰۹
Na ₂ O	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۷۶	۰٫۷۱	۰٫۸۱	۰٫۷۶	۰٫۷۳	۱٫۳۶	۱٫۴۸	۱٫۴۳	۱٫۴۹	۱٫۵۰
NiO	۰٫۱۰	۰٫۱۰	-	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۷	-	-	-	-
مجموع	۱۰۰٫۷۰	۹۹٫۹۴	۹۹٫۶۹	۱۰۰٫۱۱	۱۰۰٫۳۲	۱۰۰٫۶۱	۱۰۱٫۳۳	۱۰۱٫۰۴	۱۰۱٫۴۷	۱۰۱٫۴۸
Si	۱٫۹۶	۱٫۹۶	۱٫۹۲	۱٫۹۵	۱٫۹۶	۱٫۹۲	۱٫۸۶	۱٫۸۷	۱٫۸۶	۱٫۸۶
Ti	-	-	-	-	-	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵
Fe ³⁺	-	-	۰٫۰۵	۰٫۰۲	-	-	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹
Fe ²⁺	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	-	۰٫۰۱
Mn	-	-	۰٫۰۱	-	-	-	۰٫۰۱	-	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mg	۱٫۶۸	۱٫۶۹	۱٫۷۰	۱٫۶۹	۱٫۶۸	۱٫۰۳	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۰	۱٫۰۱
Ca	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۷۵	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۳	۰٫۸۱
Na	-	-	-	-	-	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Cr	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
Mg#	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۰	۰٫۹۹
Cr#	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۳
Fe ²⁺ #	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۰۱	-	۰٫۰۱
Q	۱٫۹۳	۱٫۹۳	۱٫۹۱	۱٫۹۳	۱٫۹۳	۱٫۸۸	۱٫۸۳	۱٫۸۴	۱٫۸۲	۱٫۸۲
J	-	-	-	-	-	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Wo	۳٫۹۷	۴٫۱۷	۴٫۴۷	۴٫۲۰	۴٫۰۷	۳۹٫۶۹	۴۲٫۶۱	۴۲٫۶۲	۴۳٫۰۷	۴۲٫۱۵
En	۸۶٫۹۸	۸۷٫۱۴	۸۶٫۶۳	۸۶٫۹۲	۸۷٫۰۶	۵۴٫۶۹	۵۲٫۳۹	۵۲٫۳۲	۵۲٫۱۰	۵۲٫۷۵
Fs	۹٫۰۵	۸٫۶۹	۸٫۸۹	۸٫۸۸	۸٫۸۷	۵٫۶۲	۵٫۰۰	۵٫۰۶	۴٫۸۳	۵٫۱۰

ادامه جدول ۲

نمونه	Cpx6	Cpx7	Cpx8	Cpx9	Cpx10	Cpx11	Cpx12	Cpx13	Cpx14	Cpx15
نقطه	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	۵۱٫۱۹	۵۱٫۴۶	۵۱٫۰۵	۵۲٫۰۷	۵۲٫۲۲	۵۲٫۲۳	۵۳٫۱۰	۵۱٫۴۶	۵۱٫۰۸	۵۲٫۱۴
TiO ₂	۰٫۳۲	۰٫۳۵	۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۲۳	۰٫۱۹	۰٫۳۲	۱٫۰۹	۱٫۴۶	۰٫۱۸
Al ₂ O ₃	۳٫۸۱	۴٫۰۸	۳٫۶۶	۳٫۹۳	۳٫۱۸	۴٫۲۶	۳٫۱۰	۳٫۱۴	۳٫۳۰	۳٫۱۳
FeO	۳٫۲۴	۳٫۴۳	۳٫۲۱	۳٫۶۵	۲٫۳۷	۲٫۳۹	۲٫۱۳	۳٫۹۵	۳٫۹۶	۲٫۳۹
MnO	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۷
MgO	۱۸٫۵۸	۱۸٫۶۸	۱۸٫۵۹	۱۹٫۷۲	۱۷٫۴۱	۱۶٫۶۹	۱۷٫۴۱	۱۷٫۷۱	۱۷٫۷۱	۱۷٫۰۲
CaO	۲٫۰۹۱	۲٫۰۶۷	۲٫۰۹۹	۱۹٫۱۳	۲۳٫۷۱	۲۳٫۶۲	۲۴٫۶۳	۲۱٫۱۵	۲۱٫۰۰	۲۴٫۰۷
Na ₂ O	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۱	۰٫۵۷
Cr ₂ O ₃	۱٫۵۸	۱٫۶۱	۱٫۵۲	۱٫۵۷	۰٫۶۵	۰٫۹۱	۰٫۵۵	۱٫۲۱	۱٫۱۵	۰٫۶۸
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
مجموع	۹۹٫۹۵	۱۰۰٫۵۱	۹۹٫۶۸	۱۰۰٫۷۳	۱۰۰٫۱۰۹	۱۰۰٫۹۰	۱۰۰٫۸۰	۱۰۰٫۳۲	۱۰۰٫۲۰	۱۰۰٫۲۳
Si	۱٫۸۵	۱٫۸۵	۱٫۸۵	۱٫۸۵	۱٫۸۶	۱٫۸۷	۱٫۹۱	۱٫۸۷	۱٫۸۶	۱٫۸۸
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	-
Al	۰٫۱۶	۰٫۱۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۳
Fe ³⁺	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	-	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۹
Fe ²⁺	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۵	-	-	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۱	۱٫۰۵	۰٫۹۳	۰٫۸۹	۰٫۹۳	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۲
Ca	۰٫۸۱	۰٫۸۰	۰٫۸۲	۰٫۷۳	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۵	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۹۳
Na	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴
Cr	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
Mg#	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۰٫۹۹	۰٫۹۶	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۹۴	۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۹۳
Cr#	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۳
Fe ²⁺ #	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	-	-	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷
Q	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۴	۱٫۸۰	۱٫۹۴	۱٫۸۲	۱٫۸۳	۱٫۸۲
J	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۸
Wo	۴۲٫۴۳	۴۱٫۹۶	۴۲٫۵۲	۳۸٫۷۱	۴۷٫۶۴	۴۸٫۴۹	۴۸٫۷۵	۴۳٫۲۷	۴۳٫۱۰	۴۸٫۵۲
En	۵۲٫۴۴	۵۲٫۷۵	۵۲٫۴۰	۵۵٫۵۳	۴۸٫۶۵	۴۷٫۶۸	۴۷٫۹۶	۵۰٫۴۲	۵۰٫۵۷	۴۷٫۷۲
Fs	۵٫۱۳	۵٫۲۹	۵٫۰۸	۵٫۷۶	۳٫۷۱	۳٫۸۳	۳٫۲۹	۶٫۳۲	۶٫۳۴	۳٫۷۶

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی اسپینل در پریدوتیت ها. کاتیون ها برحسب اتم در واحد فرمولی (apfu) و بر اساس ۴ اکسیژن محاسبه

شده‌اند.

نمونه	MSpl1	MSpl2	MSpl3	MSpl4	MSpl5	MSpl6	MSpl7	MSpl8	MSpl9	MSpl10	MSpl11
نقطه	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
TiO ₂	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
Al ₂ O ₃	۲۱/۳۲	۲۱/۱۱	۲۰/۷۸	۲۰/۷۰	۲۱/۴۶	۲۱/۸۳	۲۲/۴۸	۲۵/۲۱	۲۴/۹۰	۲۴/۸۲	۲۵/۸۰
FeO	۱۷/۷۱	۱۷/۸۳	۱۸/۷۸	۱۹/۰۴	۱۷/۴۹	۱۷/۲۲	۱۶/۱۰	۲۱/۶۵	۲۱/۷۶	۲۱/۸۳	۲۱/۳۹
MnO	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۳
MgO	۱۴/۳۸	۱۴/۳۳	۱۴/۰۶	۱۴/۰۲	۱۴/۰۴	۱۴/۲۷	۱۴/۵۰	۱۱/۸۱	۱۱/۷۲	۱۱/۷۱	۱۱/۹۷
CaO	.	.	۰/۰۲	۰/۰۲	.	.	۰/۰۱
Cr ₂ O ₃	۴۵/۷۰	۴۶/۱۴	۴۴/۸۷	۴۴/۶۵	۴۶/۵۲	۴۶/۴۶	۴۴/۹۷	۴۰/۲۰	۴۰/۵۶	۴۰/۵۳	۳۹/۶۹
NiO	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۸
مجموع	۹۹/۹۰	۱۰۰/۲۳	۹۹/۵۵	۹۹/۴۷	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۴۳	۹۸/۶۶	۹۹/۲۸	۹۹/۳۵	۹۹/۳۲	۹۹/۲۳
Si
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۹۳
Fe ⁺³	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۰
Fe ⁺²	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۵
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	.	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۶۵	۰/۶۶	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۵
Ca
Cr	۱/۱۰	۱/۱۱	۱/۰۹	۱/۰۹	۱/۱۳	۱/۱۲	۱/۰۹	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۶
Ni
مجموع	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
Mg#	۶۵/۳۳	۶۵/۰۴	۶۴/۰۶	۶۳/۹۴	۶۴/۱۸	۶۵/۲۵	۶۶/۵۹	۵۴/۴۵	۵۴/۱۰	۵۴/۱۰	۵۴/۹۶
Cr#	۵۸/۹۸	۵۹/۴۵	۵۹/۱۵	۵۹/۱۴	۵۹/۲۶	۵۸/۸۱	۵۷/۳۰	۵۱/۶۹	۵۲/۲۲	۵۲/۲۸	۵۰/۸۰
Fe ⁺³ #	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
Fe ⁺² #	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۵
Al#	۴۱/۰۲	۴۰/۵۵	۴۰/۸۵	۴۰/۸۶	۴۰/۷۴	۴۱/۱۹	۴۲/۷۰	۴۸/۳۱	۴۷/۷۸	۴۷/۷۱	۴۹/۲۰

جدول ۳ ادامه.

نمونه	MSpl12	MSpl13	MSpl14	MSpl15	MSpl16	MSpl17	MSpl18	MSpl19	CSpl20	CSpl21	CSpl22
نقطه	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	.	۰/۰۲	۰/۰۲
TiO ₂	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۶	۳/۷۸	۲/۱۳	۵۱/۸۹
Al ₂ O ₃	۲۵/۷۶	۲۵/۸۳	۳۵/۷۲	۲۸/۹۷	۳۸/۲۶	۳۸/۰۹	۳۸/۳۰	۳۸/۵۹	۱۲/۵۵	۱۳/۹۵	۰/۰۲
FeO	۲۱/۵۵	۲۱/۴۵	۱۳/۳۲	۲۱/۱۹	۱۶/۰۷	۱۶/۰۱	۱۵/۵۵	۱۵/۵۲	۳۵/۰۰	۳۰/۶۹	۳۳/۸۰
MnO	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۳۱	۰/۲۷	۹/۸۵
MgO	۱۱/۹۵	۱۱/۹۲	۱۷/۲۶	۱۳/۲۱	۱۶/۶۳	۱۶/۲۸	۱۶/۶۸	۱۶/۶۷	۸/۷۶	۹/۶۶	۳/۷۶
CaO	.	.	.	۰/۰۴
Cr ₂ O ₃	۴۰/۰۰	۳۹/۹۵	۳۲/۸۱	۳۲/۰۰	۲۹/۰۴	۲۸/۸۵	۲۸/۹۷	۲۸/۶۱	۳۸/۱۵	۴۲/۶۹	۱/۳۵
NiO	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۰۳
مجموع	۹۹/۶۶	۹۹/۵۵	۹۹/۶۳	۹۶/۰۶	۱۰۰/۵۷	۹۹/۷۸	۱۰۰/۰۲	۹۹/۹۱	۹۸/۷۶	۹۹/۶۱	۱۰۰/۷۱
Si
Ti	.	.	.	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۵	۱/۲۸
Al	۰/۹۳	۰/۹۳	۱/۲۰	۱/۰۵	۱/۲۷	۱/۲۷	۱/۲۷	۱/۲۸	۰/۴۹	۰/۵۴	.
Fe ⁺³	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۳۱	۰/۲۵	.
Fe ⁺²	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۲۶	۰/۳۹	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۶۶	۰/۵۸	۰/۹۳
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	.	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۲۷
Mg	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۷۳	۰/۶۱	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۴۳	۰/۴۷	۰/۱۸
Ca
Cr	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۴	۱/۰۰	۱/۱۰	۰/۰۳
Ni	۰/۰۱	۰/۰۱	.
مجموع	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۲/۷۰
Mg#	۵۴/۷۴	۵۴/۶۶	۷۳/۶۷	۶۰/۶۳	۶۹/۸۸	۶۹/۰۵	۷۰/۴۴	۷۰/۳۸	۳۹/۵۹	۴۴/۶۵	۱۶/۵۵
Cr#	۵۱/۰۳	۵۰/۹۳	۳۸/۱۳	۴۲/۵۴	۳۳/۷۴	۳۳/۶۹	۳۳/۶۷	۳۳/۲۱	۶۷/۱۰	۶۷/۲۵	۹۸/۰۵
Fe ⁺³ #	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۱۷	۰/۱۳	.
Fe ⁺² #	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۲۶	۰/۳۹	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۶۰	۰/۵۵	۰/۸۳
Al#	۴۸/۹۷	۴۹/۰۷	۶۱/۸۷	۵۷/۴۴	۶۶/۲۶	۶۶/۳۱	۶۶/۳۳	۶۶/۷۹	۳۲/۹۰	۳۲/۷۵	۱/۹۵

$$T(^{\circ}\text{K}) = -10202/(\text{Ln}K - 7.65 \times X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} + 3.88) \\ (X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}})^2 - 4.6) \quad (6)$$

که

$$K = \alpha \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6^{\text{CPX}} / \alpha \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6^{\text{OPX}} \quad (7) \\ \alpha \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = [(\text{Mg}^{2+})(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+} + \text{Na}^{+})_{\text{M2}}] \times [(\text{Mg}^{2+})(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{3+} + \text{Ti}^{4+} + \text{Cr}^{3+} + \text{Mg}^{2+})_{\text{M1}}]$$

و

$$X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \quad (8)$$

این معادله برای محاسبه دمای تعادل کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن‌های همزیست در سنگ‌هایی به کار می‌رود که مقدار Na^{+} موجود در جایگاه M2 آنها کمتر از ۰٫۱ باشد که برای پریدوتیت‌های مورد بررسی چنین است. این معادله دمای تعادل کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن همزیست را با خطای کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد.

معادله روش ولز [۴۰] به صورت زیر است:

$$T(^{\circ}\text{K}) = 7341 / (3.355 + 2.44 \times X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} - \text{Ln}K) \quad (9)$$

بر اساس این معادله روش وود و بانو [۳۹] است. دمای تعادل پیروکسن‌ها در این روش با دقت ۷۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه می‌شود. میانگین دماهای به دست آمده برای نمونه‌های پوسته‌ای در روش‌های وود و ولز به ترتیب ۹۹۰ و ۱۰۰۳ °C بوده در حالی که برای نمونه‌های گوشته‌ای در روش اول ۱۱۷۹ و در روش دوم ۱۱۰۴ °C است.

فشارسنجی تک کانی کلینوپیروکسن: تاکنون روش دقیقی برای تعیین فشار در پریدوتیت‌های گوشته‌ای ارائه نشده است. براساس مقدار Cr، Na و Al موجود در کلینوپیروکسن‌ها می‌توان با روش نیکمیس و تیلور [۴۱] فشار احتمالی را برآورد کرد. این فشارسنج توسط کلینوپیروکسن‌های سنتز شده در آزمایشگاه در دمای ۸۵۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار صفر تا ۶۰ کیلو بار در سامانه CMS و CMAS-Cr واسنجی شده است. این روش وابسته به دما و ترکیب کلینوپیروکسن است و فشار را با خطای $\pm 2/3$ کیلو بار محاسبه می‌کند. رابطه ریاضی این روش به صورت زیر است:

$$P(\text{kbar}) = [-T(^{\circ}\text{K})/126.9] \times \text{Ln}[\alpha_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}}] + 15.483 \\ \times \text{Ln}[\text{Cr}\#^{\text{Cpx}}/T(^{\circ}\text{K})] + [T(^{\circ}\text{K})/71.38] + 107.8 \quad (10)$$

که

$$\alpha_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}} = \text{Cr} - 0.81 \times \text{Cr}\# \times (\text{Na} + \text{K}) \quad (11)$$

و

$$\text{Cr}\# = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) \quad (12)$$

بر اساس نمودار سه تایی $\text{Al-Fe}^{3+} + 2\text{Ti-Cr}$ [۳۶]، اسپینل نمونه‌های گوشته‌ای در گروه اسپینل‌های آلومینیم-کروم دار و در گستره پریدوتیت‌های بازمانده یا افیولیت‌ها قرار دارند (شکل ۳ ت). این در حالی است که اسپینل‌های پوسته‌ای در گستره اسپینل‌های مجموعه‌های چینه سان قرار دارند (شکل ۳ ت) که تأیید دیگری بر کومه‌ای بودن و وابستگی آن‌ها به توالی پوسته‌ای است.

زمین دما-فشارسنجی پریدوتیت‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای

در روش‌های زمین دما-فشارسنجی، نخست بررسی می‌شود که کدام فازها با هم در تعادل هستند. سپس با استفاده از معادله‌های به دست آمده از نتایج آزمایشگاهی برای تعیین دما و فشار تشکیل فازها و یا دمای تعادل نهایی آن‌ها، مقدار احتمالی دما و فشار تعیین می‌شود. بر اساس شواهد سنگ‌نگاری، زوج کانی‌های الیوین-اسپینل و کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن بهترین شرایط همزیستی را در سنگ‌های پریدوتیتی منطقه مورد بررسی نشان می‌دهند.

دماسنجی الیوین-اسپینل: دماسنج الیوین-اسپینل بر پایه تبادل آهن و منیزیم بین الیوین و اسپینل است. در اینجا از روش فابریه [۳۷] و رویدر و همکاران [۳۸] استفاده شد. معادله روش فابریه [۳۷] به صورت زیر است:

$$T(^{\circ}\text{K}) = (4250 \times Y_{\text{Cr}}^{\text{Spl}} + 1343) / (\text{Ln}K_D^0 + 1.825 \times Y_{\text{Cr}}^{\text{Spl}} + 0.571) \quad (1)$$

که

$$\text{Ln}K_D^0 = \text{Ln}K_D - 4 \times Y_{\text{Fe}}^{3+\text{Spl}} \quad (2)$$

$$K_D = (X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \times X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Spl}}) / (X_{\text{Mg}}^{\text{Spl}} \times X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Ol}}) \quad (3)$$

برای روش رویدر و همکاران [۳۸] نیز داریم:

$$T(^{\circ}\text{K}) = (\alpha 3480 + \beta 1018 - \gamma 1720 + 2400) / (\alpha 2.23 + \beta 2.56 - \gamma 3.08 - 1.47 + 1.987 \text{Ln}K_D) \quad (4)$$

که

$$\alpha = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}); \beta = \text{Al} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}); \\ \gamma = \text{Fe}^{3+} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) \quad (5)$$

میانگین دماهای به دست آمده از این دو روش برای نمونه‌های پوسته‌ای ۷۰۶ °C و برای نمونه‌های گوشته‌ای ۸۶۱ °C است.

دماسنجی کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن: این دماسنج برای پیروکسن‌های همزیست بر پایه توزیع مقدار انستاتیت بین محلول جامد کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن استوار است. در اینجا از دو روش وود و بانو [۳۹] و ولز [۴۰] برای تعیین دما استفاده شد. معادله روش اول به صورت زیر است:

پریدوتیت‌های منطقه در گستره محیط اقیانوسی قرار دارند (شکل ۴ پ).

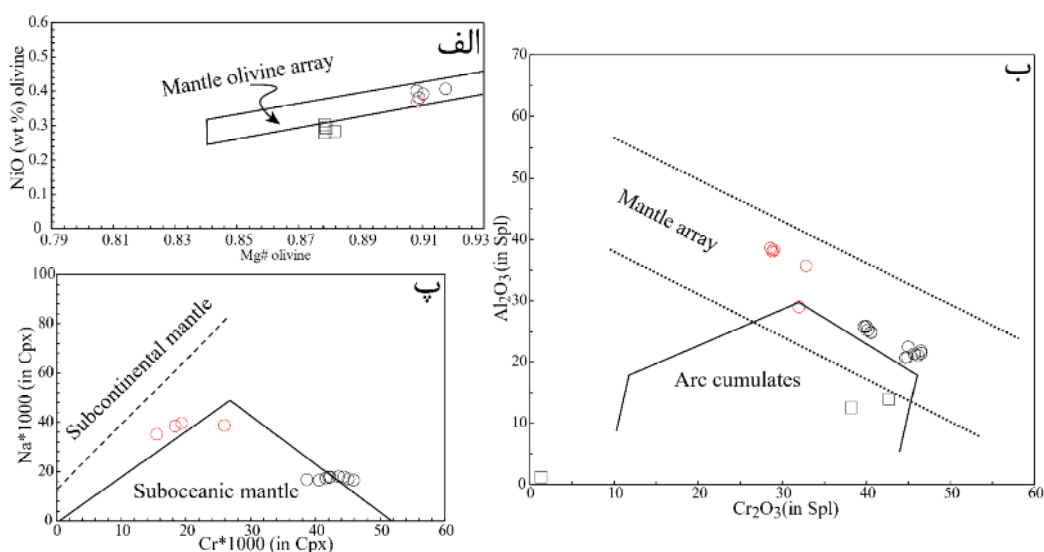
تعیین عمق و رخساره پریدوتیت‌های گوشته‌ای

با توجه به نتایج، دماسنجی کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن در مقایسه دمایی دماسنجی الیون-اسپینل به مراتب بیشتر را برای پریدوتیت‌های مورد بررسی به دست می‌دهد. به بیان دیگر، اختلاف دمایی محاسبه شده به دو روش دماسنجی الیون-اسپینل و کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن قابل ملاحظه است. بررسی این اختلاف توسط پژوهشگران مختلف نشان می‌دهد که الیون و اسپینل‌های نمونه‌های مورد بررسی به احتمال بسیار دستخوش فرآیندهای برهمکنش مذاب-پریدوتیت شده‌اند [۴۵-۴۹]. از این رو، دما و فشارهای محاسبه شده بر پایه داده‌های زمین دما-فشارسنجی ممکن است متفاوت از دما و فشار واقعی باشد. با این وجود قرار دادن داده‌های زمین دما-فشارسنجی به دست آمده از روش‌های یاد شده در نمودارهای فشار-دمایی رخساره‌های گوشته بالایی [۵۰، ۵۱]، رخساره پریدوتیت اسپینل‌دار را برای پریدوتیت‌های گوشته‌ای مورد بررسی نشان دادند [۵۱]. البته تعادل مجموعه کانی‌های الیون + ارتوپیروکسن + کلینوپیروکسن + اسپینل در پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه و نیز نبود گارنت و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها تأیید کننده این امر است.

از آن‌جا که این روش به دما نیز بستگی دارد، از دماهای به دست آمده در روش‌های دماسنجی استفاده شد. بر این اساس گستره فشاری متفاوتی به دست آمد، اما می‌توان برای نمونه‌های پوسته‌ای فشار متوسط ۷/۳ کیلو بار و برای نمونه‌های گوشته‌ای ۱۴/۳ کیلو بار را در نظر گرفت.

تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها

ترکیب شیمیایی کانی‌ها در سنگ‌های پریدوتیتی ابزار مناسبی برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و خاستگاه آن‌هاست. در بررسی NiO و Mg# الیون [۴۲]، نمونه‌های گوشته‌ای از نمونه‌های پوسته‌ای به خوبی تفکیک شده‌اند (شکل ۴ الف). همچنین تغییرات ترکیب شیمیایی Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 اسپینل‌ها [۴۳] نشانگر وجود هر دو نوع پریدوتیت گوشته‌ای و پوسته‌ای در منطقه است (شکل ۴ ب). این تغییرات نشان می‌دهند که اسپینل‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای در گستره آرایه گوشته‌ای قرار دارند، درحالی که اسپینل‌های پریدوتیت‌های پوسته‌ای در گستره پریدوتیت‌های کومه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۴ ب). همچنین بر پایه پیشنهاد جان و ویندلی [۳۶]، مقدار TiO_2 برابر با ۰/۳ درصد وزنی مرز تفکیک بین کروم اسپینل‌های افیولیتی و مجموعه‌های استراتی‌فورم است. مقدار TiO_2 کمتر از ۰/۲ درصد وزنی در اغلب نمونه‌های گوشته‌ای تأیید کننده این امر است. تغییرات مقدار Na و Cr واحد ساختاری کلینوپیروکسن‌های گوشته‌ای [۴۴] نشان می‌دهند که



شکل ۴ نمودارهای (الف) NiO نسبت به Mg# الیون [۳۸]، (ب) Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 اسپینل‌ها [۳۹]، و (پ) تغییرات مقدار Na و Cr کلینوپیروکسن‌های گوشته‌ای [۴۰]. تفکیک نمونه‌های گوشته‌ای (نماد دایره) و پوسته‌ای (نماد مربع) و نیز پریدوتیت‌های گوشته‌ای (رنگ قرمز و مشکی) از نظر ترکیب شیمیایی کانی‌های اسپینل و کلینوپیروکسن دیده می‌شود.

برداشت

پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی مریوان - کامیاران از هر دو نوع گوشت‌های و پوسته‌ای هستند. تعادل مجموعه کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، و اسپینل در پریدوتیت‌های گوشت‌های منطقه و نیز نبود گارنت و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به همراه نتایج زمین‌دما-فشارسنجی (دمای تقریبی ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تقریبی ۱۴ کیلو بار) بیانگر وابستگی پریدوتیت‌های گوشت‌های مورد بررسی به رخساره اسپینل پریدوتیت است. تغییرات ترکیب شیمیایی کانی‌ها در پریدوتیت‌های گوشت‌های گسترده است. از این‌رو، هر چند ترکیب شیمیایی الیوین‌های پریدوتیت‌های گوشت‌های تقریباً نزدیک به هم است، اما از نظر ترکیبات شیمیایی کانی‌های پیروکسن و اسپینل با هم تفاوت دارند. به عبارت دیگر، تفاوت در ترکیب شیمیایی کانی‌های پریدوتیت‌ها در منطقه مورد بررسی نشانگر وجود دست کم دو گروه پریدوتیت گوشت‌های متمایز در منطقه است. گروه نخست با مقدار Cr کمتر و Al بیشتر در ترکیب شیمیایی اسپینل و پیروکسن از گروه دوم قابل تفکیک است. بررسی‌های صحرایی نیز نشان می‌دهد که این دو گروه از نظر موقعیت مکانی نیز قابل تفکیک هستند، به طوری که گروه نخست در بخش شرقی و گروه دوم در بخش غربی منطقه مورد بررسی قرار دارند. از آنجا که اختلاف دمای محاسبه شده توسط دو روش دماسنجی الیوین-اسپینل و کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن به فرآیندهای برهمکنش مذاب-پریدوتیت ارتباط دارد، این احتمال وجود دارد که فرآیندهای برهمکنش مذاب-پریدوتیت باعث تغییر ترکیب شیمیایی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشت‌های منطقه بوده باشند.

قدردانی

نویسندگان از همکاری دانشکده علوم زمین دانشگاه خوارزمی برای تهیه مقاطع نازک معمولی و نازک-صیقلی و همچنین گروه زمین‌شناسی دانشگاه تورنتو برای تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها سپاسگزارند.

مراجع

- [2] Michael P.J., Bonatti E., *Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting*, Earth and Planetary Science Letters 73 (1985), 91-104.
- [3] Niu Y., *Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges*, Journal of Petrology 45 (2004), 2423-2458.
- [4] Iyer K., Austrheim H., John T., Jamtveit B., *Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway*, Chemical Geology 249 (2008), 66-90.
- [5] Deschamps F., Guillot S., Godard M., Chauvel C., Andreani M., Hattori K., *In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones*, Chemical Geology 269 (2010), 262-277.
- [6] Birner S.K., Warren J.M., Cottrell E., Davis F.A., *Hydrothermal alteration of seafloor peridotites does not influence oxygen fugacity recorded by spinel oxybarometry*, Geology 44 (2016) 535-538.
- [7] Liipo J., Vuollo J., Nykanen V., Piirainen T., Pekkarinen L., Tuokko I., *Chromites from the Early Proterozoic Outokumpu-Jormua ophiolite belt: a comparison with chromites from Mesozoic ophiolites*, Lithos 36 (1995) 15-27.
- [8] Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., *Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series*, Earth and Planetary Science Letters, 59 (1982): 139-154.
- [9] Mahmoudi, S., Vaisy Nya, A., Mokhtari, M., *Mineral chemistry and geothermobarometry of gabbroic dykes of the Garmab Ophiolite sequence (Northeast of Kamyaran)*, (in Persian). Iranian Journal of Petrology, 9 (2018): 121-146.
- [10] Veisania, A., Ebrahimi, M., Mokhtari, A. A., Amadian, J., Azimzadeh, A. M., *Mineral Chemistry and Tectonic Setting of Peridotites of the Garmab Ophiolitic Sequence, NE Kamyaran*,
- [1] Dick H.J., Fisher R.L., Bryan W.B., *Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges*, Earth and Planetary Science Letters 69 (1984), 88-106.

- [19] Zareii Sahamieh R., Moradpour A., "Geochemistry and petrology of the Harsin-Sahneh ophiolitic complex (NE Kermanshah-West of Iran): Implication for the tectonic of Southern NeoTethys", (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 23 (2015) 331-344.
- [20] Sudi Ajirlu M, Hajialioghli R, Moazzen M., "Mineral chemistry and Tectonic setting of diabasic dykes of Kamyaran ophiolite complex, Western Iran", (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 25 (2017) 609-618.
- [21] Aziz N.R., Aswad K.J., Koyi H.A., "Contrasting settings of serpentinite bodies in the northwestern Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq", Geological magazine 148 (2011), 819-837.
- [22] Mohammad Y.O., *P-T evolution of meta-peridotite in the Penjwin ophiolite, northeastern Iraq*, Arabian Journal of Geosciences 6 (2013), 505-518.
- [23] Wells A.J., *The crush zone of the Iranian Zagros mountains, and its implications*, Geological magazine 106 (1969), 385-394.
- [24] Alavi M., *Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations*, Tectonophysics 229 (1994), 211-238.
- [25] Stöcklin J., *Structural history and tectonics of Iran: a review*, AAPG Bulletin 52 (1968), 1229-1258.
- [26] Berberian M., King G., *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*, Canadian journal of earth sciences 18 (1981), 210-265.
- [27] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monié P., Meyer B., Wortel R., *Zagros orogeny: a subduction-dominated process*, Geological Magazine 148 (2011), 692-725.
- [28] Karimi A., Ahmadi A., Partabian A., "Petrography and Geochemistry of ophiolitic basalts from Marivan-Palangan region (Zagros, western Iran)", (in Persian). Iranian Journal of Petrology 10 (2019) 75-96.
- [29] Karimi A., Ahmadi A., Partabian A., "Potential soil pollution by heavy metals in (in Persian). Kharazmi Journal of Earth Sciences, 3 (2018): 241-266.
- [11] Veisia, A., Ebrahimi, M., Mokhtari, M., Ahmadian, J., Azimzadeh, A., "Application of Cr-spinel mineral chemistry in petrogenetic evolution and tectonic setting of NE Kamyaran ophiolitic complex", (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy, 26 (2018): 581-596.
- [12] Rahimzadeh, B., Veisia, A., Ebrahimi, M., Esmacili, R., "Geochemistry and Geodynamic setting of Crustal sequence in Shahini ophiolitic complex, NW of Kamyaran", (in Persian). Iranian Journal of Petrology, 10 (2019): 101-130.
- [13] Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51(1987) 431- 435.
- [14] Ali S.A., Buckman S., Aswad K., Jones B., Ismail S., Nutman A., *Recognition of Late Cretaceous Hasanbag ophiolite-arc rocks in the Kurdistan Region of the Iraqi Zagros suture zone: A missing link in the paleogeography of the closing Neotethys Ocean*, Lithosphere 4 (2012), 395-410.
- [15] Shafaii-Moghadam H., Stern R.J. *Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites*, Journal of Asian Earth Sciences 100 (2015), 31-59.
- [16] Amini S., Moradpour N., Zareii Sahamieh R., "Petrography, geochemistry and petrology of the South Sahneh Ophiolite Complex (NE Kermanshah)", (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 13 (2007) 225-246.
- [17] Mousavi S.A., Aliani F., Maanijou M., Sepahi A.A., "Petrography and geochemistry of pillow lavas and related mafic, intermediate and felsic rocks in ophiolitic sequence of Sahneh-Harsin (north east of Kermanshah)", (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 21 (2013) 253-266.
- [18] Torkian A., Daraeezadeh Z., Aliani F., Noghreyan M., "Application of geochemical data for determining tectonic setting of the diabasic dykes in the Kermanshah ophiolite; Sahneh-Harsin area", (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 21 (2013) 331-342.

- Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 541-554.
- [42] Takahashi E., Uto K., Schilling J.G., "Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid Atlantic Ridge 29°N to 73°N", Technical Report of ISEI Okayama Univ., Ser. A, 9 (1987) 1-14.
- [43] Franz L., Wirth R., "Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere", Contributions to Mineralogy and Petrology 140 (2000) 283-295.
- [44] Kornprobst, J., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, M., "Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminant between subconti-nental and sub-oceanic mantle", Earth Planetary Science Letters 53 (1981) 241-254.
- [45] Ozawa K., "Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites", Contributions to Mineralogy and Petrology 82 (1983) 52-65.
- [46] Kelemen P.B., "Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite", Journal of Petrology 31 (1990) 51-98.
- [47] Kelemen P.B., Joyce D.B., Webster J.D., Holloway J.R., "Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150–1050°C and 5 kb", Journal of Petrology 31 (1990) 99-134.
- [48] Kelemen P.B., Dick H.J., Quick J.E., "Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle", Nature 358 (1992) 635-641.
- [49] Arai S., "Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites", Journal of Volcanology and Geothermal Research 59 (1994) 279-293.
- [50] Pollack H.N., Chapman D.S., "On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness", Tectonophysics 38 (1977) 279-296.
- [51] Takahashi E., Kushiro I., "Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis", American Mineralogist 68 (1983) 859-879.
- Kurdistan region, western Iran: the impact of ultramafic bedrock", (in Persian). Geopersia (In press) doi: 10.22059/geope.2019.273444.648443.
- [30] Karimi A., Ahmadi A., Partabian A., "Field relationship, petrography and hydrous phases of mantle peridotites of the Kamyaran-Palangan ophiolite, Zagros, W Iran", (in Persian). 1st International Conference on Biology and Earth Sciences (2019) https://www.civilica.com/Paper-BIOLOGY01-BIOLOGY01_002.html.
- [31] Hoffman M.A., Walker D., "Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the East Dover ultramafic bodies, south-central Vermont", Geological Society of America Bulletin 89 (1978) 699-710.
- [32] Farahat E., "Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications", Chemie der Erde-Geochemistry 68 (2008) 193-205.
- [33] Hunter R., "Texture development in cumulate rocks", Developments in Petrology, Elsevier 15 (1996) 77-101.
- [34] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock-Forming Minerals", Longman Scientific and Technical, Hong Kong, (1992) 558p.
- [35] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogy and Petrology 39 (1988) 55-76.
- [36] Jan, M.Q., Windley, B.F., "Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, northwest Pakistan", Journal of Petrology 31 (1990) 667-715.
- [37] Fabriès J., "Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes", Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 329-336.
- [38] Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E., "A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 68 (1979) 325-334.
- [39] Wood B.J., Banno S., "Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems", Contributions to Mineralogy and Petrology 42 (1973) 109-124.
- [40] Wells P.R., "Pyroxene thermometry in simple and complex systems", Contributions to mineralogy and Petrology 62 (1977) 129-139.
- [41] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer",