

شیمی بلور پریدوتیت‌های صحنه-هرسین: شواهدی بر ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی در پهنه بالای فرورانش

فاطمه نوری*؛ دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، بخش زمین‌شناسی
حسین عزیزی؛ دانشگاه کردستان، دانشکده مهندسی، گروه مهندسی معدن، سنندج

پذیرش ۹۶/۱۰/۰۹

دریافت ۹۵/۱۰/۰۳

چکیده

توده‌های پراکنده پریدوتیتی که در جنوب شرق صحنه رخنمون دارند، بخشی از مجموعه افیولیتی زاگرس با ترکیب کانی‌شناسی الیون، پیروکسن و اسپینل هستند. سرپانتین و آمفیبول نیز در انواع دگرسان وجود دارند. داده‌های حاصل از تجزیه ریز کاو الکترونی بیان‌گر آن است که الیون‌ها از نوع فورستریت با مقدار ۸۸ الی ۹۴ درصد دارند. پیروکسن‌ها از نوع کلینوانستاتیت و دیوپسید بوده و مقادیر ناچیز TiO_2 و Al_2O_3 دارند. اسپینل‌ها نیز فقیر از آلومینیوم با عدد کروم ۰/۴۱-۰/۵۱ هستند و ماهیت افیولیتی و تهی‌شده دارند. در سرپانتین‌ها مقدار Al_2O_3 ۰/۲ الی ۲/۲ درصد وزنی و مقدار سیلیس ۳۴/۱۵ الی ۴۴/۰۷ درصد وزنی است و از نوع کریزوتیل و لیزاردیت هستند. وجود سرپانتین‌های دما پایین (لیزاردیت و کریزوتیل) و اسپینل‌های اولیه نشان‌گر رخداد دگرسانی در دمای کم‌تر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است. در نمودارهای جدا کننده محیط زمین‌ساختی بر اساس ترکیب شیمی کانی‌ها، پیروکسن‌ها مقادیر بیش‌تری از Al_2O_3 و MgO در مقایسه با پشته‌های میان اقیانوسی دارند و ویژگی‌های آن‌ها مشابه با محیط پشت قوس است. چنین شواهدی توسط ترکیب شیمی اسپینل‌ها نیز تأیید می‌شود. بنا براین با توجه موقعیت ژئودینامیکی منطقه کرمانشاه و تمایل این کانی‌ها به محیط‌های پشت قوس، بنظر می‌رسد این پریدوتیت‌ها از درجات بالای ذوب بخشی یک گوشته تهی‌شده و زیر اقیانوسی در یک محیط فرافروانش-پشت قوس- تشکیل شده‌اند و ویژگی‌های مشابه با پریدوتیت‌های حاصل از تفاله گوشته‌ای دارند.

واژه‌های کلیدی: زاگرس، تفاله گوشته‌ای، ذوب بخشی، شیمی کانی، اسپینل.

مقدمه

پریدوتیت‌ها اطلاعات مهمی در خصوص ذوب و واکنش‌های مذاب/سنگ در گوشته بالایی لیتوسفر اقیانوسی قدیمی فراهم می‌آورند. بنا براین نقش مهمی در تعیین محیط تکتونیک مجموعه‌های افیولیتی دارند [۱]، [۲]، [۳]، [۴]، [۵]، [۶]. در این میان، بررسی ترکیب شیمی کانی‌های باقی‌مانده در این سنگ‌ها اطلاعات مهمی در خصوص شرایط فیزیکی، منشأ و محیط تکتونیک آن‌ها فراهم می‌آورد [۷]، [۸]، [۹].

مجموعه افیولیتی صحنه-هرسین در شرق کرمانشاه، بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است (شکل ۱) و در راستای گسل زاگرس است [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]. در بررسی‌های صحرایی حجم وسیعی از این افیولیت‌ها از پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده، گابرو و بازالت تشکیل شده است که با سنگ‌هایی از قبیل آهک و ماسه‌سنگ دگرگون

*نویسنده مسئول F.nourisandiani@gmail.com

شده پوشیده شده است. واحدهای سنگی موجود در مجموعه اولترامافیک این افیولیت، شامل هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت است و هارزبورژیتها بیشترین حجم را در این مجموعه دارد [۱۱] (شکل ۱). [۱۳] بر مبنای داده‌های ژئوشیمیایی محیط تشکیل پشته‌های میان اقیانوسی - قوس اقیانوسی را برای اولترامافیک‌های تهی شده این منطقه در نظر گرفته شده و برخی محققان نیز براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی که روی سنگ‌های مافیک این منطقه انجام دادند، محیط تشکیل پشته‌های میان اقیانوسی و جزایر قوسی را پیشنهاد کرده‌اند. عزیزی و همکاران (۲۰۱۳) [۱۴]، نوری و همکاران (۲۰۱۶) [۱۵]، و سکانی و همکاران (۲۰۱۳) [۱۶]، نیز به وجود یک حوضه اقیانوسی نابالغ در منطقه اشاره کرده‌اند که تحت تأثیر پلوم گوشته‌ای قرار داشته است.

در بررسی‌های صحرایی، این سنگ‌ها مورفولوژی ملایم دارند و تیره رنگ هستند. در بیش‌تر بخش‌ها حالت توده‌ای داشته و خرد شده تا دگرسان هستند. سرپانتینی شدن واحدها در مجاورت گسل‌ها بیش‌تر است (شکل ۲ الف) و گاه آثار شیستوزیته از خود نشان می‌دهند. این سنگ‌ها به صورت عدسی‌هایی در داخل واحدهای رسوبی و مافیک منطقه دیده می‌شوند و ارتباط گسله با واحدهای گابرویی و فلسیک منطقه دارند (شکل ۲ ب، پ). ارتباط این واحدها با آهک‌های میوسن نامشخص و در برخی بخش‌ها گسله است. در مواردی این سنگ‌ها به صورت قطعاتی در یک زمینه آهکی نیز دیده می‌شوند (شکل ۲ ت). جداسازی واحدها به دلیل پوشیده بودن به وسیله زمین‌های کشاورزی دشوار است.

شناسایی و بررسی این سنگ‌ها می‌تواند بخشی از تاریخ شکل‌گیری مجموعه افیولیتی را روشن سازد، زیرا این سنگ‌ها به همراه دیگر واحدهای افیولیتی، حوادث گوشته بالایی و پوسته را به خوبی در خود ثبت کرده‌اند. بی‌شک، بررسی این سنگ‌ها می‌تواند به بازسازی شکل‌گیری زمین‌ساختی و سنگ‌زایی مجموعه افیولیتی منطقه و ماهیت گوشته بالایی در این بخش از ایران کمک کند. هدف از این مقاله، ارائه داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های سرپانتینیتی در مجموعه افیولیتی صحنه-هرسین، برای بررسی خاستگاه این سنگ‌ها و تحولاتی است که پشت سر گذاشته‌اند.

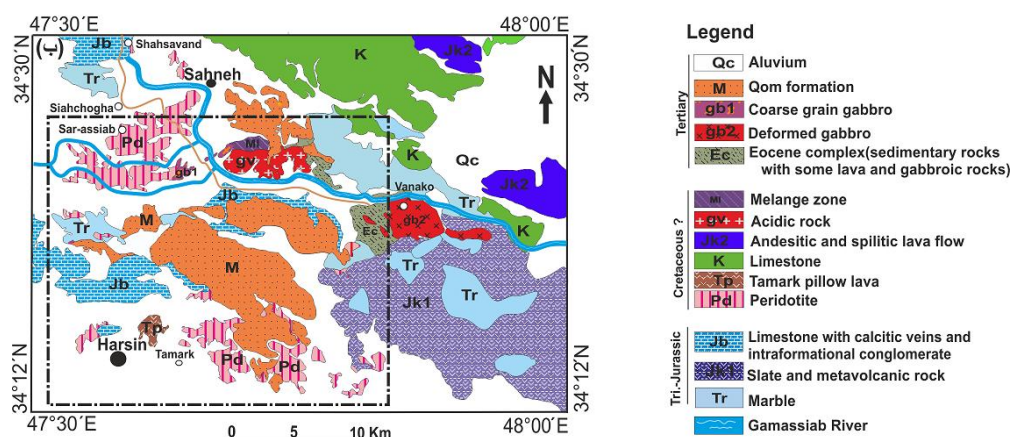
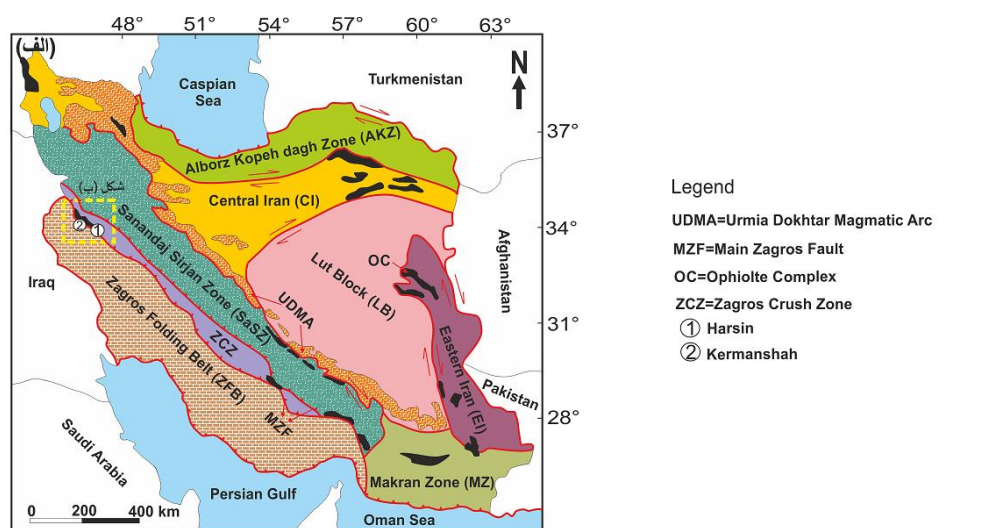
روش انجام پژوهش

به منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، نخست نمونه‌برداری به طور غیرسیستماتیک و با استفاده از GPS انجام شد و سپس مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و ۷۳ نقطه از کانی‌های پیروکسن، اسپینل، الیوین و سرپانتین در دانشگاه ناگویا (ژاپن) با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی از نوع JXA-880RE ساخت کشور ژاپن در شرایط ۱۵ کیلو وات و ۱۲ نانو آمپر تجزیه و بررسی شدند.

سنگ‌نگاری

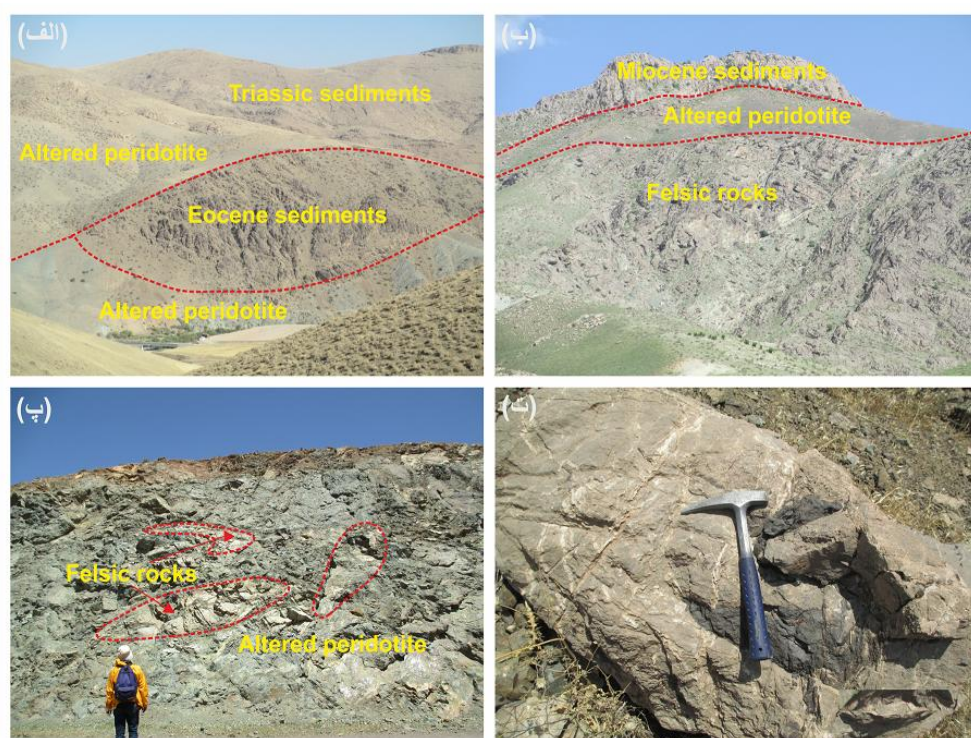
پریدوتیت‌های منطقه بررسی شده بیش‌تر سرپانتینیتی شده‌اند و بافت‌های سودومورفی غربالی (مشبک) و گرانولار دارند (شکل ۳ الف). در این سنگ‌ها بقایای کانی‌هایی نظیر الیوین، ارتوپیروکسن، به مقدار کم‌تر کلینوپیروکسن و اسپینل مشاهده می‌شود (شکل ۳ ب) و سرپانتین و آمفیبول حجم زیادی از سنگ را تشکیل می‌دهند. الیوین‌ها عموماً

به صورت پورفیروکلاست‌های کشیده‌ای دیده می‌شوند که در بیش‌تر بخش‌ها سرپانتینی شده‌اند. بقایایی از الیوین به صورت کانی‌های دانه‌ریز در میان شبکه‌های غربالی دیده می‌شود (شکل ۳ پ).

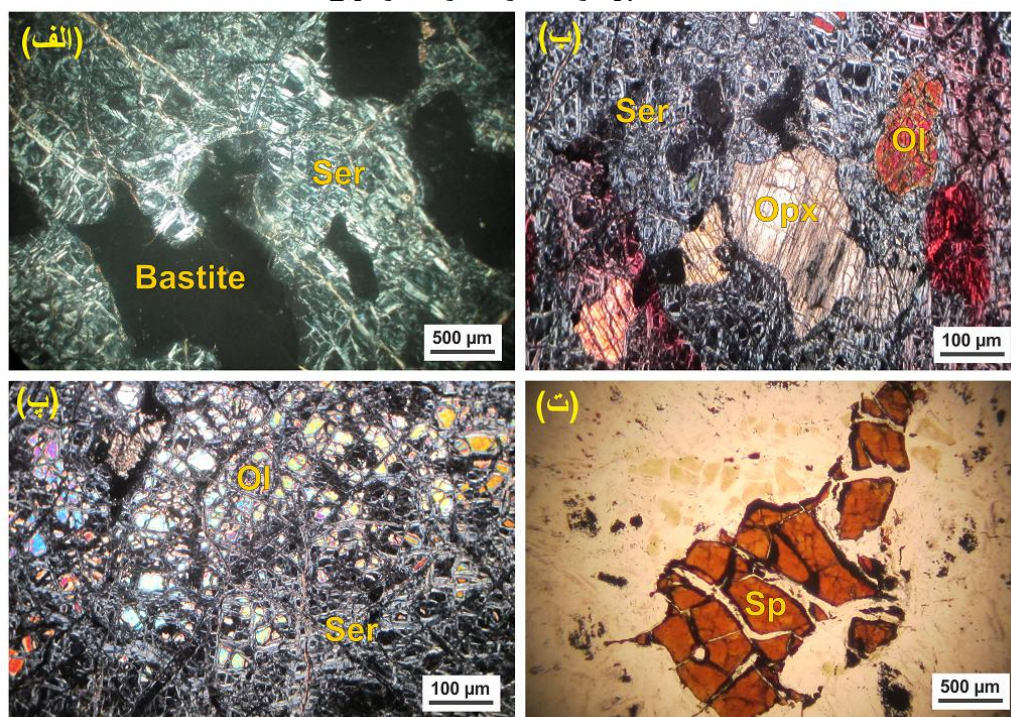


شکل ۱. الف) موقعیت زمین‌شناسی منطقه بررسی شده [۱۰]، ب) بخشی از نقشه ساده شده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین، موقعیت منطقه بررسی شده با مستطیل مشخص شده است [۱۱]

پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن حواشی سینوسی دارند و تیغه‌های اکسولوشن کلینوپیروکسن در آن‌ها دیده می‌شود. ارتوپیروکسن‌ها گاه با بستایت جای‌گزین شده‌اند (شکل ۳ الف) و به رنگ قهوه‌ای تا سیاه دیده می‌شوند. ادخال‌هایی از اسپینل در برخی ارتوپیروکسن‌ها و الیوین‌ها دیده می‌شود. بلورهای کوچک کلینوپیروکسن با حاشیه نامنظم در زمینه سنگ و گاه به صورت بین بلوری در بین الیوین و ارتوپیروکسن‌ها دیده می‌شوند که در برخی بخش‌ها به آمفیبول تبدیل شده‌اند. اسپینل‌ها عمدتاً بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و به رنگ قرمز تا قهوه‌ای هستند (شکل ۳ ت). مگنتیتی شدن در حواشی آن‌ها دیده می‌شود. در بیش‌تر بخش‌ها در اثر گسترش فرایند سرپانتینی شدن کانی‌های اولیه سازنده پریدوتیت‌ها به جز اسپینل به‌طور کامل به کانی‌های گروه سرپانتین تبدیل شده و سرپانتینیت ایجاد کرده است. براساس بررسی‌های میکروسکوپی لیزاردیت و کریزوتیل کانی‌های سرپانتین موجود در نمونه‌هاست.



شکل ۲. الف) رخنمونی از پریدوتیت‌های دگرسان. ارتباط گسله بین واحدهای مختلف دیده می‌شود. ب) ارتباط گسله بین واحدهای فلسیک، پریدوتیت‌ها و رسوبات میوسن، پ) عدسی‌های فلسیک در داخل سرپانتینیت‌ها، ت) قطعات پریدوتیت در یک زمینه رسوبی



شکل ۳. الف) بافت‌های مشبک و غربالی در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی صحنه، ب) بقایایی از کانی‌های پیروکسن و الیون در یک زمینه سرپانتینیتی، پ) بقایایی از کانی الیون در میان شبکه‌های سرپانتینیتی، ت) پورفیروکلاست اسپینل. الیون = OI، ارتوپروکسن = Opx، سرپانتین = Srp، اسپینل = Sp [۱۷]

بحث و بررسی

ترکیب شیمی بقایای کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده

الیون: الیون‌های موجود در پریدوتیت‌های صحنه-هرسین اغلب سرپانتینیتی شده‌اند. ترکیب شیمیایی الیون‌ها در جدول ۱ نشان داده شده است، فرمول ساختاری کانی الیون براساس ۴ اتم اکسیژن و ۳ کاتیون محاسبه شده است. الیون‌های باقی‌مانده از سنگ اولیه حاوی مقدار بالایی از عضو انتهایی فورستریت (Fo=۸۸-۹۴) هستند، ترکیب تمامی نقاط تجزیه شده یک‌نواخت است و تغییرات اندکی را نسبت به یک‌دیگر از خود نشان می‌دهند. مقدار NiO آن‌ها بین ۰/۶-۰/۱ درصد وزنی است و مقدار عدد منیزی بین ۰/۸۸-۰/۹۴ دارند. مقدار FeO الیون‌ها در محدوده‌ای بین ۴/۳ الی ۱۰/۵ درصد وزنی در تغییر است. اکثر نقاط تجزیه شده در نمودار رده‌بندی الیون‌ها [۱۸]، در گستره‌ی فورستریت قرار می‌گیرد (شکل ۴ الف).

ارتوپروکسن: فرمول ساختمانی ارتوپروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۲). این کانی‌ها مقدار En₈₀₋₉₀، Wo₁₋₁₄ و Fs₆₋₉ دارند و مقدار عدد منیزیم این کانی‌ها ۰/۹۱-۰/۹۳ است. ترکیب ارتوپروکسن‌ها در نمودار En-Wo-Fs نشان می‌دهد [۱۹] که تمامی نقاط تجزیه شده در گستره کلینو انستاتیت تا پیژونیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب). این کانی‌ها مقدار TiO₂ کم‌تر از ۰/۱ داشته و مقدار Al₂O₃ ۲/۵ الی ۳/۶ درصد وزنی دارند.

جدول ۱، نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی الیون سرپانتینیتی شده (محاسبات بر مبنای ۴ اتم اکسیژن است)

سنگ	پریدوتیت																	
	UAR2							BHV6							UH-9			
سنگ	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI	OI
کانی	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸
نقاط																		
SiO ₂	۴۱/۵۱	۴۲/۳۷	۴۱/۸۷	۴۱/۶۰	۴۱/۲۶	۴۱/۹۹	۴۲/۶۰	۴۲/۴۳	۴۰/۸۷	۴۱/۱۶	۴۲/۹۱	۴۰/۵۷	۴۰/۹۵	۴۰/۴۲	۴۲/۳۶	۴۰/۲۶	۴۲/۲۱	۴۰/۸۰
TiO ₂	n.d	n.d	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۳۲	۰/۰۲۷	n.d	n.d	۰/۰۱۳	n.d	n.d	۰/۰۱۵	n.d	n.d	۰/۰۲۸	n.d	۰/۰۲۲	n.d
Al ₂ O ₃	n.d	۰/۰۲۱	۰/۰۰۶	۰/۰۰۴	۰/۰۲۶	n.d	۰/۰۱۰	۰/۰۵۰	۰/۰۱۳	n.d	۰/۰۲۷	۰/۰۰۹	۰/۰۲۹	۰/۰۱۵	۰/۰۸۷	۰/۰۱۱	۰/۰۱۴	۰/۰۸۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۴۸	n.d	۰/۰۳۶	۰/۰۳۴	n.d	۰/۰۱۲	۰/۰۰۶	n.d	n.d	۰/۰۲۷	۰/۰۰۹	n.d	n.d	n.d	۰/۰۱۲	n.d	۰/۰۱۴	۰/۰۸۰
FeO	۱۰/۱۳	۱۰/۳۸	۱۰/۴۸	۱۰/۱۲	۸/۳۷۳	۹/۱۸۰	۴/۷۴۶	۸/۳۲۰	۸/۴۷۲	۶/۷۸۱	۶/۶۷۱	۷/۴۳۳	۸/۲۴۳	۸/۰۹۵	۷/۹۶۳	۵/۸۳۳	۸/۹۶۶	۶/۸۹۹
MgO	۴۹/۶۸	۴۹/۶۵	۴۹/۰۶	۵۰/۱۵	۵۰/۰۷	۴۸/۳۸	۵۰/۶۷	۴۸/۷۷	۵۰/۰۳	۵۰/۴۰	۴۸/۵۴	۵۱/۲۶	۴۹/۶۸	۵۱/۳۱	۴۹/۱۳	۵۳/۱۱	۴۷/۵۷	۵۰/۵۴
CaO	۰/۰۴۸	۰/۰۹۱	۰/۰۵۵	۰/۰۵۵	۰/۰۷۴	۰/۰۳۹	۰/۰۸۳	۰/۱۳۱	۰/۱۳۳	۰/۰۷۴	۰/۲۹۸	۰/۱۳۷	۰/۰۶۳	۰/۲۵۹	۰/۱۲۵	۰/۰۳۸	۰/۱۳۷	۰/۰۶۴
Na ₂ O	۰/۰۲۱	۰/۰۰۷	n.d	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	n.d	۰/۰۱۳	۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	n.d	۰/۰۰۸	۰/۰۱۶	۰/۰۲۱	۰/۰۲۲	۰/۰۰۱	n.d	۰/۰۳۱	n.d
K ₂ O	۰/۰۱۷	۰/۰۰۷	۰/۰۱۵	۰/۰۱۱	۰/۰۱۲	۰/۰۰۹	۰/۰۱۵	۰/۰۰۴	۰/۰۲۵	۰/۰۱۳	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	n.d	۰/۰۳۰	۰/۰۱۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۱۸
NiO	۰/۱۵۹	۰/۱۴۴	۰/۱۳۹	۰/۱۲۴	۰/۶۱۹	۰/۳۸۱	۰/۲۰۷	۰/۵۲۸	۰/۴۴۸	۰/۳۸۸	۰/۰۶۵	۰/۵۶۷	۰/۴۹۹	۰/۴۰۶	۰/۲۶۱	۰/۳۰۷	۰/۴۳۳	۰/۴۵۶
Total	۱۰۱/۶۱	۱۰۲/۶۶	۱۰۱/۶۷	۱۰۲/۱۱	۱۰۰/۴۷	۹۹/۹۱	۹۹/۴۴	۱۰۰/۲۴	۱۰۰/۱۱	۹۸/۸۴	۹۹/۵۸	۱۰۰/۰۳	۹۹/۶۵	۱۰۰/۶۵	۹۹/۹۳	۹۹/۶۴	۹۹/۴۰	۹۹/۰۵
Cation	apfu.																	
Si	۱/۰۰۳	۱/۰۱۵	۱/۰۱۴	۰/۹۹۹	۱/۰۰۶	۱/۰۳۴	۱/۰۶۱	۱/۰۴۱	۰/۹۹۸	۱/۰۱۲	۱/۰۰۷	۰/۹۸۶	۱/۰۰۵	۰/۹۷۷	۱/۰۲۸	۰/۹۷۰	۱/۰۴۸	۱/۰۰۱
Al	n.d	۰/۰۰۱	n.d	n.d	۰/۰۰۱	n.d	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	n.d	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	n.d	۰/۰۰۶
Cr	۰/۰۰۱	n.d	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	۰/۰۰۱	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	۰/۰۰۲
Fe ³⁺	n.d	n.d	n.d	۰/۰۰۱	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	۰/۰۲۶	n.d	۰/۰۴۳	n.d	۰/۰۵۷	n.d	n.d
Fe ²⁺	۰/۲۰۵	۰/۲۰۸	۰/۲۱۲	۰/۲۰۲	۰/۱۷۱	۰/۱۸۹	۰/۰۹۷	۰/۱۷۱	۰/۱۷۳	۰/۱۳۹	۰/۱۳۷	۰/۱۲۵	۰/۱۶۹	۰/۱۲۱	۰/۱۶۳	۰/۰۶۱	۰/۱۸۶	۰/۱۴۲
Mg	۱/۷۹۰	۱/۷۷۴	۱/۷۷۱	۱/۷۹۵	۱/۸۲۰	۱/۷۷۶	۱/۸۳۸	۱/۷۸۴	۱/۸۲۲	۱/۸۴۷	۱/۷۷۶	۱/۸۵۸	۱/۸۱۸	۱/۸۴۹	۱/۷۹۴	۱/۹۰۸	۱/۷۶۱	۱/۸۴۹
Ca	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۸	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲
Total	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰
Fo	۸۹/۷	۸۹/۴	۸۹/۲	۸۹/۸	۹۱/۳	۹۰/۳	۹۴/۹	۹۱/۱	۹۱/۳	۹۲/۹	۹۲/۵	۹۲/۳	۹۱/۴	۹۱/۶	۹۱/۵	۹۴/۲	۹۰/۳	۹۲/۸
Fa	۱۰/۳	۱۰/۵	۱۰/۷	۱۰/۲	۸/۶	۹/۶	۴/۹۹	۸/۷	۸/۷	۷/۰۱	۷/۱۳	۷/۵	۸/۵	۸/۱	۸/۳۲	۵/۸	۹/۵	۷/۱۱

مانده و تفاله فرایندهای ذوب‌بخشی گوشته در شرایط ذوب بالا و یا به‌عنوان محصول تبلور بخشی در نظر گرفته شده است. غنی‌شدگی کروم اسپینل‌های سالم از Mg, Cr و کم بودن Fe^{3+} و Ti در آن‌ها نیز بازتاب ماهیت اولیه این کانی‌هاست [۲۱]. کروم اسپینل‌های دگرسان نشده موجود در سنگ‌های منطقه دارای مقادیر SiO_2 کمی (۰/۱-۰/۰۹) در مقایسه با انواع دگرسان شده ($> ۲/۰۸ \%$) هستند. بنا براین مقادیر SiO_2 موجود در ساختار اسپینل‌ها وابسته به درجه دگرسانی در آن‌ها است و مقدار آن با افزایش درجه دگرسانی افزایش می‌یابد [۲۱]. هم‌چنین کروم اسپینل‌های دگرسان شده دارای مقادیر زیادی Fe^{3+} هستند که حاکی از وجود شرایط اکسایش در طول دگرگونی است، بر این اساس کروم اسپینل‌های منطقه مقادیر Fe^{3+} اندکی دارند که نشان از دگرسانی اندک این کانی‌هاست. بررسی ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این پریدوتیت‌ها ماهیت افیولیتی و تهی شده دارند (شکل ۴ پ) [۲۲].

سرپانتین: کانی‌های گروه سرپانتین سازنده اصلی پریدوتیت‌های سرپانتینیتی منطقه هستند. این کانی دارای پلی مورف‌های مختلفی است. در درجه‌های پایین دگرگونی کانی غالب سرپانتین، لیزاردیت است. با افزایش درجه دگرگونی، لیزاردیت نخست به لیزاردیت و کریزوتیل و سپس به کریزوتیل و آنتی‌گوریت و در نهایت به آنتی‌گوریت تبدیل می‌شود [۲۳]. تجزیه ریز پردازش سرپانتین‌ها مقدار Al_2O_3 (۰/۲ تا ۲/۲ درصد وزنی) و SiO_2 (۳۴/۱۵-۴۴/۰۷ درصد وزنی) را نشان می‌دهند (جدول ۴). از نظر ترکیب عناصر در گروه سرپانتین، لیزاردیت دارای بیش‌ترین نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} ، کریزوتیل دارای Al_2O_3 کم و آنتی‌گوریت دارای بیش‌ترین مقدار Si/Mg است [۲۴]. براساس نمودار SiO_2 نسبت به MgO [۲۵] که بر مبنای نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌های گروه سرپانتین ترسیم شده است، معلوم شد که کانی‌های گروه سرپانتین در این منطقه بیش‌تر در منطقه همپوشی بستایت و بافت مشبک قرار می‌گیرند [۲۵]. به عقیده [۲۵] بستایت نوعی لیزاردیت محسوب می‌شود و کریزوتیل نیز سازنده‌ی بافت مشبک در سرپانتینیت‌های منطقه است (شکل ۴ ت). لیزاردیت‌ها مقدار SiO_2 (۳۸/۷-۴۴/۲ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۰/۵-۴/۷ درصد وزنی) و $MgO+FeO$ (۴۳/۸-۳۶/۷ درصد وزنی) دارد، حال آن‌که آنتی‌گوریت‌ها مقادیر بیش‌تر SiO_2 (۴۲-۴۳ درصد وزنی) و $MgO+FeO$ (۴۱/۰-۴۴/۳ درصد وزنی) دارند. غنی‌شدگی از سیلیس در ارتباط با کاهش مقدار آلومینیوم در طی تغییر لیزاردیت به آنتی‌گوریت است [۲۵]، [۲۶]، [۲۷]، [۲۸].

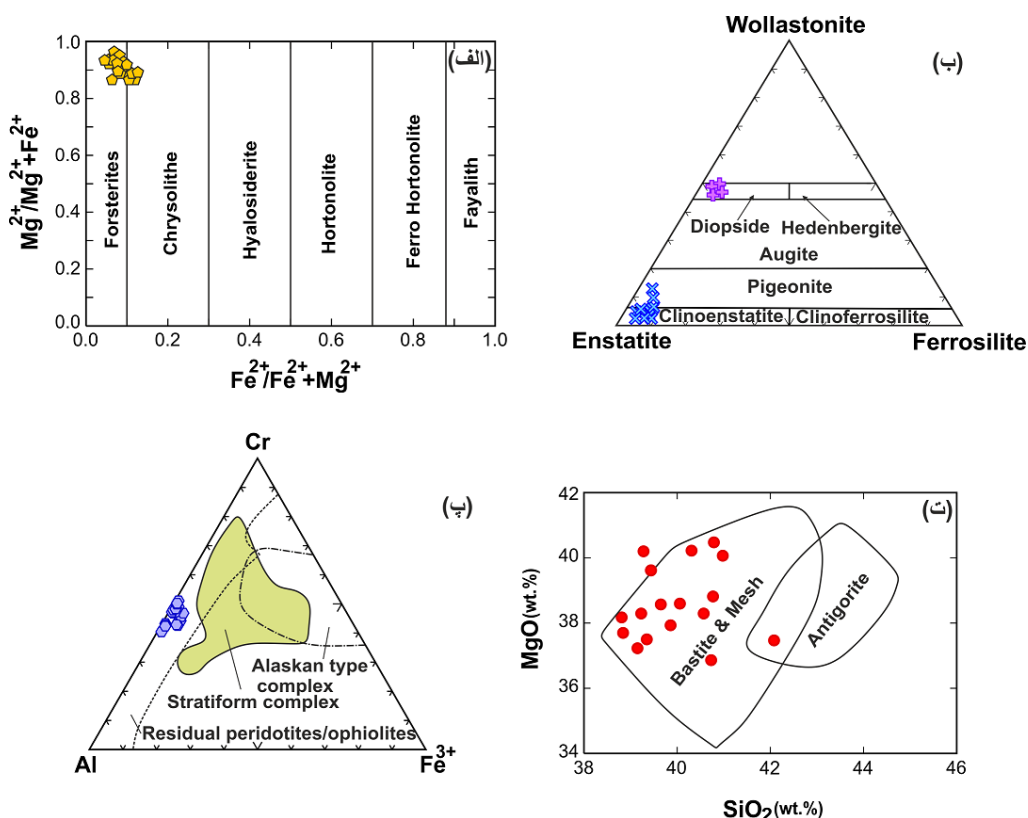
محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی

از آن‌جا که پریدوتیت‌ها عموماً سرپانتینی شده‌اند، برای تشخیص منشأ و پرتولیت این سنگ‌ها بیش‌تر از ترکیب شیمی کانی‌ها استفاده می‌شود. بنا براین با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌هایی نظیر اسپینل و پیروکسن می‌توان ماهیت و شرایط تشکیل پریدوتیت‌های گوشته را مشخص کرد [۳]، [۲۹]، [۳۰].

مقادیر کم TiO_2 در اسپینل‌ها، انعکاس دهنده منشأ تهی شده برای پرتولیت تشکیل دهنده آن‌ها است و وابستگی این سنگ‌ها به مجموعه افیولیتی را نشان می‌دهد [۳۱]، [۳۲]، [۳۳]. این موضوع با نمودار شکل ۴ پ، تأیید می‌شود. [۶] براساس عدد کروم در اسپینل‌ها، پریدوتیت‌های افیولیتی را به سه دسته تقسیم‌بندی کردند: ۱. پریدوتیت‌هایی که عدد کروم کم‌تر از ۰/۶ دارند و از یک لیتوسفر اقیانوسی در یک پشته میان اقیانوسی پدید آمده‌اند. ۲. پریدوتیت‌هایی با عدد کروم بیش از ۰/۶ که عمدتاً در جرایر قوسی تشکیل می‌شوند و ۳. پریدوتیت‌هایی با عدد کروم بین انواع یک و دو که

انعکاس دهنده تشکیل این سنگها در ارتباط با فرورانش در یک پوسته اقیانوسی است. اسپینل‌های بررسی شده مقدار عدد کروم کمتر از ۰/۶ دارند که پیوستگی آنها را به محیط‌های کششی نشان می‌دهد
جدول ۴، نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی سرپانتین

سنگ	پریدوتیت																
	UAR2					NHV3					BHV6						
نمونه	UAR2					NHV3					BHV6						
کانی	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp	Srp
P	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷
SiO ₂	۴۰/۷۳	۴۰/۷۹	۴۰/۲۱	۳۹/۶۵	۳۹/۱۲	۳۹/۴۴	۳۹/۲۸	۳۴/۱۵	۴۰/۷۴	۴۴/۰۷	۴۲/۰۸	۴۰/۵۷	۴۰/۷۷	۳۸/۷۷	۴۰/۰۶	۳۹/۱۵	۴۰/۸۸
TiO ₂	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰
FeO	۴/۸۱۵	۴/۵۲۶	۵/۱۷۴	۴/۲۱۳	۶/۰۶۵	۵/۸۸۷	۴/۵۵۳	۶/۳۸۸	۶/۵۳۹	۷/۵۵۴	۴/۵۳۴	۶/۸۸۷	۵/۶۶۹	۴/۹۳۱	۵/۷۸۴	۵/۵۳۹	۳/۸۴۹
MgO	۳۶/۸۶	۴۰/۴۷	۴۰/۲۲	۳۸/۵۷	۴۰/۴۱	۳۹/۶۲	۴۰/۲۰	۴۲/۲۷	۳۸/۲۸	۳۳/۸۹	۳۷/۴۷	۳۸/۲۹	۳۸/۸۲	۳۵/۸۴	۳۸/۶۰	۳۷/۲۳	۴۰/۰۷
Al ₂ O ₃	/۲۸۵	/۸۱۳	/۸۶۷	۱/۳۳۵	/۸۱۹	۱/۹۱۸	۲/۲۰۳	۱/۱۱۷	/۸۷۳	/۶۶۶	/۲۴۰	/۳۴۴	/۷۲۰	۱/۲۲۸	/۹۸۷	۱/۱۶۶	۲/۲۰۶
CaO	/۱۲۰	/۱۱۸	/۱۲۲	/۲۶۶	/۰۸۵	/۰۸۵	/۱۱۸	/۰۱۲	/۰۵۸	/۳۴۰	/۰۹۰	/۰۹۶	/۰۷۹	/۱۵۷	/۰۵۷	/۰۱۸	/۰۲۱
Na ₂ O	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰
K ₂ O	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۰۰
Cr ₂ O ₃	/۰۹۷	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۶۱	/۰۰۰	/۰۰۰	/۰۱۹	/۰۰۰	/۶۱۰	/۱۱۸	/۰۷۲	/۱۸۴	/۴۷۴	/۶۷۷	/۶۸۵	/۷۱۳	/۰۱۵
NiO	/۲۷۷	/۰۴۴	/۱۵۲	/۰۴۲	/۱۶۶	/۰۸۵	/۰۶۸	/۰۹۳	/۱۱۷	/۴۹۶	/۳۹۳	/۴۲۸	/۰۵۶	/۲۶۵	/۱۸۲	/۱۴۷	/۲۱۴
(OH)	۱۶/۷۹	۱۳/۱۷	۱۳/۱۵	۱۵/۷۷	۱۳/۲۳	۱۳/۲۳	۱۳/۶۸	۱۵/۸۴	۱۱/۲۳	۱۲/۸۱	۱۵/۱۱	۱۳/۰۶	۱۳/۳۹	۱۸/۱۲	۱۳/۶۲	۱۵/۹۳	۱۲/۵۹
Total	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰



شکل ۴. الف) ترکیب الیونین‌ها در نمودار رده‌بندی الیونین [۱۸]. الیونین‌ها در محدوده فورستریت جای می‌گیرند، ب) ترکیب پیروکسن‌های بررسی شده در نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها. پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید و کلینوانستاتیت جای می‌گیرند [۱۹]. ب) نمودار مثلثی Al-Cr-Fe³⁺ [۲۲]. اسپینل‌های بررسی شده در محدوده پریدوتیت‌های تفاله‌ای افیولیتی جای می‌گیرند، ت) نمودار بررسی سرپانتین‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده صحنه

اگر محتوای TiO₂ اسپینل در برابر Cr# و Cr₂O₃ ترسیم شود، اسپینل‌های بررسی شده در محدوده پریدوتیت‌های تهی شده اقیانوسی (تکتونایت) قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف، ب). این کانی‌ها در مقایسه با پریدوتیت‌های آبیسال، مقدار

Mg# بیش‌تری داشته و در نمودار تغییرات عدد منیزیم در برابر عدد کروم در محدوده حوضه‌های پشت قوسی قرار می‌گیرند (شکل ۵ پ). به‌علاوه مقادیر Cr# کم‌تر از ۰/۶ در این کانی‌ها شاخص اولترامافیک‌های اقیانوسی (حوضه‌های پشت قوس) بوده، حال آن‌که اسپینل‌های مرتبط با قوس مقادیر Cr# بیش از ۰/۶ نشان می‌دهند [۶]. در نمودار تغییرات TiO_2 در برابر Cr# (شکل ۵ ت) ویژگی‌هایی مشابه با پریدوتیت‌های حاصل از تفاله گوشته‌ای دارند [۳۴] که نشان‌گر تشکیل این سنگ‌ها از یک تفاله گوشته‌ای است.

هم‌چنین در نمودار تغییرات Al_2O_3 و MgO، تمامی ارتوپروکسن‌ها ترکیب شیمی مشابه با هارزبورژیت‌های پشت قوسی شرق کوبا نشان می‌دهند و مقادیر بیش‌تری از Al_2O_3 و MgO در مقایسه با لرزولیت‌های مورب شرق پرتوریکو که در پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل شده‌اند، دارند (شکل ۵ ث) [۳۵]. چنین شواهدی توسط ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌های موجود در این پریدوتیت‌ها نیز تأیید می‌شود که در نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر TiO_2 در محدوده پشت قوس قرار می‌گیرند (شکل ۵ ج) [۳۵].

با توجه به نتایج حاصل از نمودارها می‌توان بیان کرد که پریدوتیت‌های سرپانتینیته شده صحنه-هرسین در این پژوهش از درجات بالای ذوب‌بخشی یک گوشته زیر اقیانوسی تشکیل شده و تعلق به یک تفاله گوشته‌ای دارند.

تخمین میزان دگرسانی سنگ‌ها

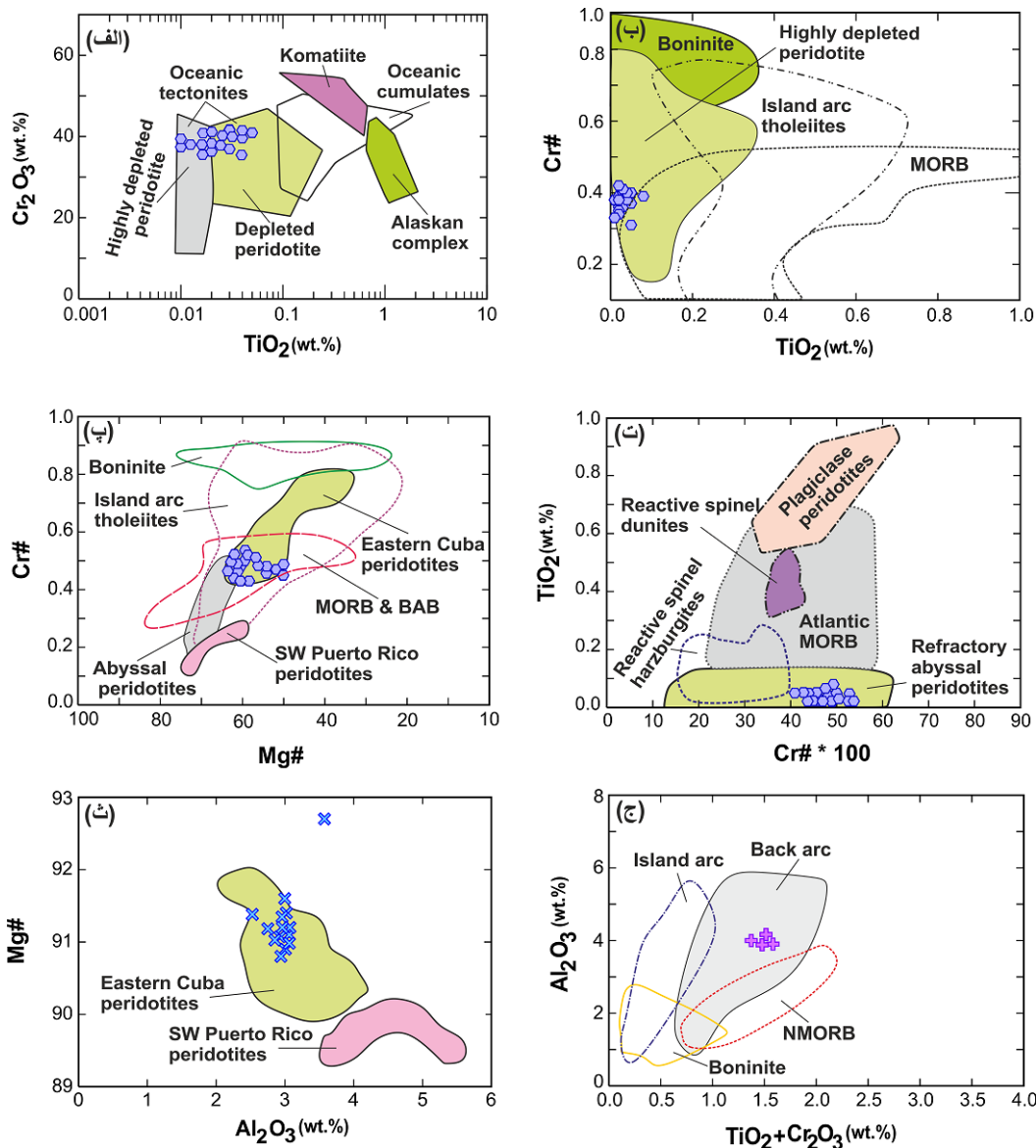
نمودار مثلی $Al-Fe^{3+}-Cr$ [۳۶] محدوده پایداری اسپینل‌هایی که با الیون‌هایی با مقدار فورستریت ۹۰ در تعادل هستند را نشان می‌دهد. اسپینل‌های بررسی شده در خارج از محدوده دمایی ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و در محدوده اسپینل‌های اولیه قرار می‌گیرند (شکل ۶) که اشاره به این موضوع دارد که اسپینل‌ها تحت تأثیر دگرگونی قرار نگرفته‌اند.

از طرفی وجود پلی‌مورف‌های دما پایین سرپانتین (کریزوتیل و لیزاردیت) و بافت سودومورفی غربالی و بستایت در این سنگ‌ها، مخصوص واکنش‌های آگیری است که در شرایط سرپانتینی شدن استاتیک در کف اقیانوس تشکیل می‌شود [۳۷] و دمای تشکیل این پلی‌مورف‌ها کم‌تر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۷). بر این اساس و با در نظر گرفتن شرایط دگرگونی کف اقیانوس، فشار دگرگونی سنگ‌های حاوی این کانی‌ها نیز کم‌تر از یک کیلو بار تعیین می‌شود (شکل ۷) [۳۷]. به اعتقاد [۳۸] بافت سودومورفی بستایت که از تجزیه ارتوپروکسن حاصل شده‌اند، شواهدی از اولین مرحله سرپانتینی شدن پریدوتیت‌هاست. سرپانتینی شدن اولیه پریدوتیت‌های گوشته‌ای، شاید با نفوذ آب به شکستگی‌های موجود در پوسته اقیانوسی در دمای کم‌تر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. بنا براین تشکیل پلی‌مورف‌های دما پایین سرپانتین (لیزاردیت و کریزوتیل)، بافت‌های سودومورفی غربالی و بستایت در پریدوتیت‌های سرپانتینیته شده منطقه، می‌تواند مرتبط با دگرسانی در جای پوسته اقیانوسی نئوتیس باشد.

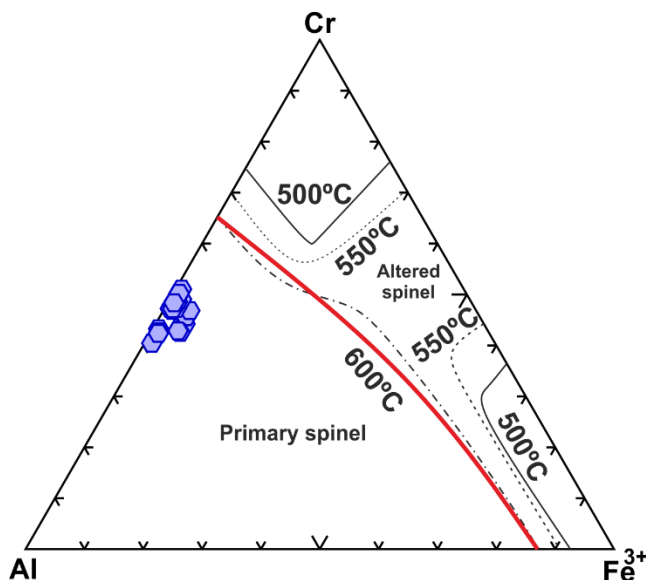
برداشت

پریدوتیت‌های سرپانتینیته شده در جنوب شرق صحنه بخشی از مجموعه افیولیتی کرمانشاه است که در کمربند کوهزایی زاگرس قرار دارند. شیمی کانی‌های موجود در این سنگ‌ها وابستگی آن‌ها را به یک تفاله گوشته‌ای و پریدوتیت‌های موجود در نواحی اقیانوسی نشان می‌دهد و به‌نظر می‌رسد این پریدوتیت‌ها در یک محیط

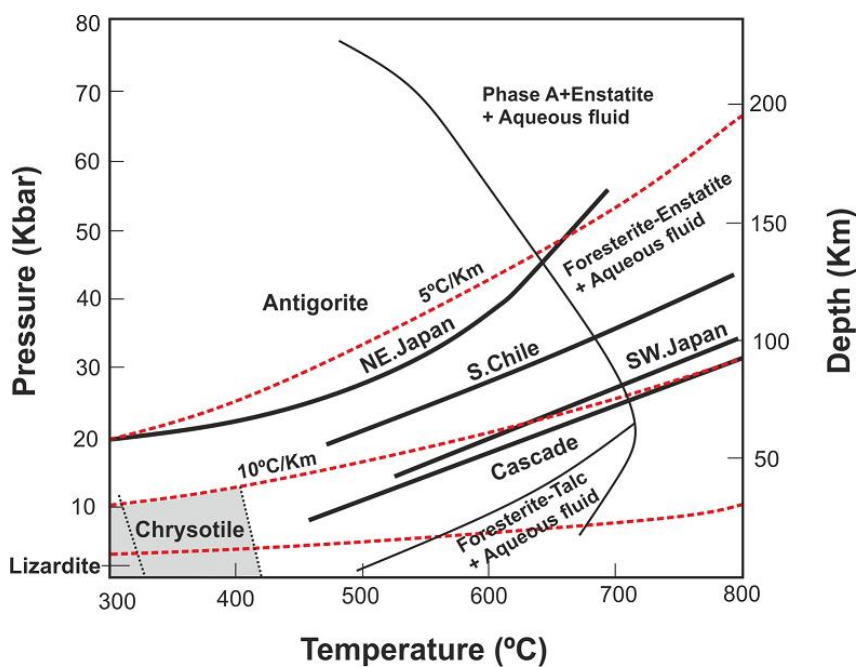
سوپراسابدکشن (پشت قوس) در نتیجه درجات بالای ذوب بخشی تشکیل شده‌اند که با مقادیر اندک کلینوپیروکسن و مقدار $Cr\#$ و $Mg\#$ بالا در اسپینل و الیون مشخص می‌شود.



شکل ۵. الف) نمودار تغییرات Cr_2O_3 در برابر TiO_2 برای کانی اسپینل (محدوده‌های تعریف شده برای اولترامافیک‌ها از [۳۰]، [۳۱]، [۳۹]، ب) نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $Cr\#$ برای کانی اسپینل (محدوده‌های تعریف شده برای محیط‌های مختلف از: [۴۰]، [۴۱]، [۴۲]، [۴۳]، [۴۴]، [۵۶]، پ) نمودار تغییرات $Cr\#$ در برابر $Mg\#$ برای کانی اسپینل، ت) نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $Cr\#$ برای کانی اسپینل، محدوده‌ها برای پریدوتیت‌های آبیسال تفاله‌ای و مورب از [۴۴]، ث) نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر $Mg\#$ برای ارتوپیروکسن. محدوده‌های تعریف شده برای شرق کوبا و پرتوریکو از [۳۵]، [۴۶]، [۴۶]، ج) نمودار تغییرات $TiO_2 + Cr_2O_3$ در برابر Al_2O_3 برای کلینوپیروکسن. محدوده‌ها توله‌ایت‌های جزایر قوسی [۴۸]، پشت قوس [۴۹] و مورب نرمال [۵۰]



شکل ۶. نمودار مثلثی $Al-Cr-Fe^{3+}$ با استفاده از کانی اسپینل [۳۶]



شکل ۷. حوضه پایداری کانی‌های سرپانتین در نمودار دما-فشار-عمق. حوضه پایداری آنتیگوریت از [۵۱]، [۵۲]، [۵۳]، داده‌ها برای زون‌های فرورانش مختلف (خطوط تیره) از [۵۴]، [۵۵]، [۵۶]. خط چین‌ها، مسیر دما-فشار برای پوسته‌های اقیانوسی فرورانده با سن‌های مختلف [۵۷]، [۵۸]. محدوده دگرسانی پریدوتیت‌های صحنه با رنگ خاکستری مشخص شده است

منابع

1. Boudier F., Coleman, R. G., "Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, southeastern Oman Mountains", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86 (1981) 2573-2592.

2. Dilek Y., Delaloye M., "Structure of the Kizildag ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory", *Geology* 20 (1992) 19-22.
3. Zhou M. F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z., "Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle", *Journal of Petrology* 37(1996) 3-21.
4. Piccardo G., "Mantle processes during ocean formation: petrologic records in peridotites from the Alpine-Apennine ophiolites", *Episodes* 26.3 (2003) 193-199.
5. Dijkstra, A. H., Drury, M. R., Vissers, R. L., Newman, J., & Van Roermund, H. L. (2004). Shear zones in the upper mantle: evidence from alpine-and ophiolite-type peridotite massifs. Geological society, London, Special Publications 224 (2004) 11-24.
6. DICK H. J., BULLEN T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas", *Contributions to mineralogy and petrology* 86 (1984) 54-76.
7. Metzger E. P., Robert B. M., Gregory D. H., "Geochemistry and tectonic setting of the ophiolitic in galls complex, North Cascades, Washington: implications for correlations of Jurassic cordilleran ophiolites", *The Journal of geology* 110.5 (2002) 543-560.
8. Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Rahimi A., "Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco", *Precambrian Research* 138 (2005) 225-234.
9. Kamenetsky V. S., Anthony J. C., Sebastien M., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks." *Journal of Petrology* 42.4 (2001) 655-671.
10. Stöcklin J., Nabavi M. H., "1/2,500,000 sheet, tectonic map of Iran", Geological Survey of Iran (1972).
11. Shahidi A., & Nazari H., "Geological Map of Harsin", NO. 5558, Geological Survey of Iran (1997).
12. Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its pro foreland evolution" *American journal of Science* 304 (2004) 1-20.
13. Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., "Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah Ophiolitic Complex (Zagros Belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran", *Ofioliti* 35 (2010) 71-90.

14. Azizi H., Hadi A., Asahara Y., Mohammad Y. O., "Geochemistry and geodynamics of the Mawat mafic complex in the Zagros suture zone, northeast Iraq", *Central European Journal of Geosciences* 5 (2013) 523-537.
15. Nouri F., Azizi H., Golonka J., Asahara Y., Orihashi Y., Yamamoto K., Tsuboi M., Anma R., "Age and petrogenesis of Na-rich felsic rocks in western Iran: evidence for closure of the southern branch of the Neo-Tethys in the Late Cretaceous", *Tectonophysics* 671 (2016) 151-172.
16. Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L., Bianchini G., "Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean", *Gondwana Research* 24 (2013) 392-411.
17. Kretz R., "Symbols of rock-forming minerals, *American Mineralogist*", 68 (1983) 277-279.
18. Deer W., Howie R., Zussman J., "An Introduction to the Rock-forming Minerals", Longman Scientific and Technical (1992).
19. Morimoto N., "The nomenclature of pyroxenes" *Mineralogical Magazine* 52 (1988) 350-355.
20. Najafzadeh A. R., Ahmadipour H., "Geochemistry of platinum-group elements and mineral composition in chromitites and associated rocks from the Abdasht ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran", *Ore Geology Reviews* 75 (2016) 220-238.
21. Farahat E. S., "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* 68.2 (2008) 193-205.
22. Proenza J. A., Zaccarini F., Lewis J.F., Longo F., Garuti G., "Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic", *The Canadian Mineralogist*, 45 (2007) 631-648.
23. Page N. J., "Chemical differences among serpentine polymorphs", *American Mineralogist* 53.1-2 (1968) 201.
24. Moody J. B., "Serpentinization: a review", *Lithos* 9.2 (1976) 125-138.
25. Dungan M. A., "A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs", *The Canadian Mineralogist* 17.4 (1979) 771-784.
26. Wunder B., Richard W., Matthias G., "Antigorite: pressure and temperature dependence of polysomatism and water content", *European Journal of Mineralogy* 13.3 (2001) 485-495.

27. Fryer P., "Recent studies of serpentinite occurrences in the oceans: Mantle-ocean interactions in the plate tectonic cycle", *Chemie Der Erde-Geochemistry* 62.4 (2002) 257-302.
28. Lafay R., Deschamps F., Schwartz S., Guillot S., Godard M., Debret B., Nicollet C., "High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont Zone of the western Alps", *Chemical Geology*, 343 (2013) 38-54.
29. Reynolds R. L., Neil S. F., Mark R. H., "Sources of aeromagnetic anomalies over Cement oil field (Oklahoma), Simpson Oil Field (Alaska), and the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt", *Geophysics* 56.5 (1991) 606-617.
30. Zhou M. F., Kerrich R., "Morphology and composition of chromite in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe", *The Canadian Mineralogist*, 30 (1992) 303-317.
31. Jan M. Q., Windley B. F., "Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex, northwest Pakistan", *Journal of Petrology* 31(1990) 67-71.
32. Arai S., Yurimoto H., "Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products", *Economic Geology* 89.6 (1994) 1279-1288.
33. Ahmed A. H., Habtoor A., "Heterogeneously depleted Precambrian lithosphere deduced from mantle peridotites and associated chromitite deposits of Al'Ays ophiolite, Northwestern Arabian Shield, Saudi Arabia", *Ore Geology Reviews* 67 (2015) 279-296.
34. Kelemen P. B., Koga K., Shimizu N., "Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: Implications for the origin of the oceanic lower crust", *Earth and Planetary Science Letters* 146.3 (1997) 475-488.
35. Marchesi C., Garrido C. J., Padrón-Navarta J. A., Sánchez-Vizcaíno V. L., Gómez-Pugnaire M. T., "Element mobility from seafloor serpentinitization to high-pressure dehydration of antigorite in subducted serpentinite: insights from the Cerro del Almirez ultramafic massif (southern Spain)", *Lithos*, 178 (2013) 128-142.
36. Sack R. O., Mark S. G., "Chromian spinels as petrogenetic indicators; thermodynamics and petrological applications", *American Mineralogist* 76.5-6 (1991) 827-847.
37. Wicks F. J., Whittaker E. J. W., "Serpentine Tetit Ures and Serpentinization", (1977).
38. González-Mancera G., Ortega-Gutiérrez F., Proenza J. A., Atudorei V., "Petrology and geochemistry of Tehuitzingo serpentinites (Acatlán Complex, SW Mexico) ", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61 (2009) 419-435.

39. Herbert R., 1982. "Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples", *Ophioliti* 7 (1982) 299-324.
40. Suhr G., Hellebrand E., Snow J. E., Sec, H. A., Hofmann A. W., "Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (2003).
41. Morgan Z., Liang Y., Kelemen P., "Significance of the concentration gradients associated with dunite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites", *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9 (2008) Q07025. doi:10.1029/2008GC001954
42. Kubo K., "Dunite formation processes in highly depleted peridotite: case study of the Iwanaidake peridotite, Hokkaido, Japan", *Journal of Petrology* 43.3 (2002) 423-448.
43. Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", *Mineralogical Magazine* 56.383 (1992) 173-184.
44. Kelemen P. B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H. J. B., "A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series 355* (1997) 283-318.
45. Koga K.T., Kelemen P. B., Shimizu N., "Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite", *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2 (2001) 2000GC000132.
46. Marchesi C., Garrido C. J., Godard M., Proenza J. A., Gervilla F., Blanco-Moreno J., "Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba) ", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151 (2006) 717-36.
47. Marchesi, C., Jolly W. T., Lewis J. F., Garrido C. J., Proenza J. A., Lidiak E. G., "Petrogenesis of fertile mantle peridotites from the Monte del Estado massif (Southwest Puerto Rico): a preserved section of Proto-Caribbean lithospheric mantle", *Geologica Acta* 9 (2011) 289-306.
48. Van der Laan S. R., Arculus R. J., Pearce J. A., Murton B. J., "Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc. In: Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al. (Eds.)", *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station TX* 125 (1992) 171-201.
49. Hawkins J., Parson L., Allan J., "Variability in the hydrothermal component of the sedimentary sequence in the Lau back arc basin (SITES 834–839)", *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results. The Program* (1994).

50. Stracke A., Bourdon B., "The importance of melt extraction for tracing mantle heterogeneity", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (2009) 218-38.
51. Wunder B., Schreyer W., "Antigorite: high-pressure stability in the system MgO–SiO₂–H₂O (MSH)", *Lithos* 41 (1997) 213-227.
52. Bromiley G. D., Pawley A. R., "The stability of antigorite in the systems MgO–SiO₂–H₂O (MSH) and MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (MASH): the effects of Al₃₊ substitution on high pressure stability", *American Mineralogist* 88 (2003) 99-108.
53. Ulmer P., Trommsdorff V., "Serpentine stability to mantle depths and subduction related magmatism", *Science* 268 (1995), 858-861.
54. Fukao Y., Hori S., Ukawa M., "A seismological constraint on the depth of basalt–eclogite transition in a subducting oceanic crust", *Nature* 303 (1983) 413-415.
55. Furukawa Y., 1993. Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under arcs", *Journal of Geophysical Research* 98 (1993) 20,005-20,013.
56. Peacock S. M., Wang K., "Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan", *Science* 286 (1999) 937–939.
57. Peacock S. M., "Fluid processes in subduction zones", *Science* 258 (1990) 329-337.
58. Hattori K.H., Guillot S., "Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge", *Geology* 31 (2003) 525-528.