

سنگ‌شناسی و شیمی کانی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده جنوب بوانات (استان فارس)

مریم زورمند سنگری^۱، احمد احمدی خلجی^{۱*}، کمال نوری خانکهدانی^۲، زهرا طهماسبی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، شیراز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۰/۲۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۲/۲)

چکیده: منطقه مورد بررسی در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و بخشی از افیولیت نی‌ریز محسوب می‌شود. در این منطقه، مجموعه افیولیتی به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های پریدوتیتی سرپانتینی شده است. سنگ‌های پریدوتیتی اغلب از نوع هارزبورژیت به شدت سرپانتینی شده هستند. این سنگ‌ها دارای الیوین، پیروکسن، سرپانتین و اسپینل هستند که الیوین‌ها به شدت به سرپانتین و پیروکسن‌ها به بستیت تبدیل شده‌اند. از این رو، کانی‌های گروه سرپانتین بسیار در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. اسپینل نیز به صورت بی‌شکل و آمیبی در این سنگ‌ها یافت می‌شود. بر اساس شیمی کانی، سرپانتین‌ها در گستره پایداری هر سه فاز کانیایی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتیگوریت و در گستره سرپانتینیت‌های شبه ریخت قرار دارند و از این رو برآمده از جایگزینی پسرونده الیوین و پیروکسن با سرپانتین‌ها هستند. همچنین این کانی‌ها بیشتر در گستره‌های شبکه الیوین (Ol-mesh) و بستیت کلینوپیروکسن واقع بوده و از این رو ناشی از دگرگونی پسرونده سنگ‌های هارزبورژیتی و دونییتی هستند. اسپینل‌ها از نوع کروم اسپینل هستند و در گستره پلوناست قرار دارند. این کروم اسپینل‌ها از نوع افیولیتی بوده و دارای ماهیت پسماندی هستند. مقادیر پایین TiO_2 و غنی‌شدگی این اسپینل‌ها از Cr شبیه اسپینل در هارزبورژیت‌های جلو قوس است. همچنین این اسپینل‌ها، افزون بر داشتن مشخصه پریدوتیت‌های آلی، در گستره همپوشی پریدوتیت‌های فرفرورانش با آبیسال نیز قرار می‌گیرند. بنابراین، پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مورد بررسی از درجه‌های بالای ذوب بخشی (۳۰-۲۵ درصدی) یک گوشته تهی شده و زیر اقیانوسی در یک محیط فرفرورانش - جلو قوس تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زاگرس مرتفع؛ افیولیت؛ بوانات؛ پریدوتیت‌های سرپانتینی شده؛ سرپانتین؛ اسپینل.

مقدمه

ترکیب آن برای فهم فرآیندهای موثر بر این سنگ‌ها استفاده می‌شود. [۲] اسپینل‌های غنی از کروم و فقیر از آلومینیوم را به عنوان ته‌مانده و تقاله فرآیندهای ذوب‌بخشی گوشته در شرایط ذوب بالا و یا به عنوان فرآورده تبلور بخشی در نظر می‌گیرند. غنی شدن اسپینل‌ها از Cr و Mg و کم بودن Fe^{3+} و Ti در آنها نیز بازتاب ماهیت اولیه این کانی‌هاست [۳]. عدد کروم (Cr#) اسپینل‌ها می‌تواند به عنوان نشانگری برای تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها استفاده شود [۲]. اسپینل‌های با عدد کروم (Cr#) پایین پریدوتیت‌های کم‌تر تهی شده را نشان

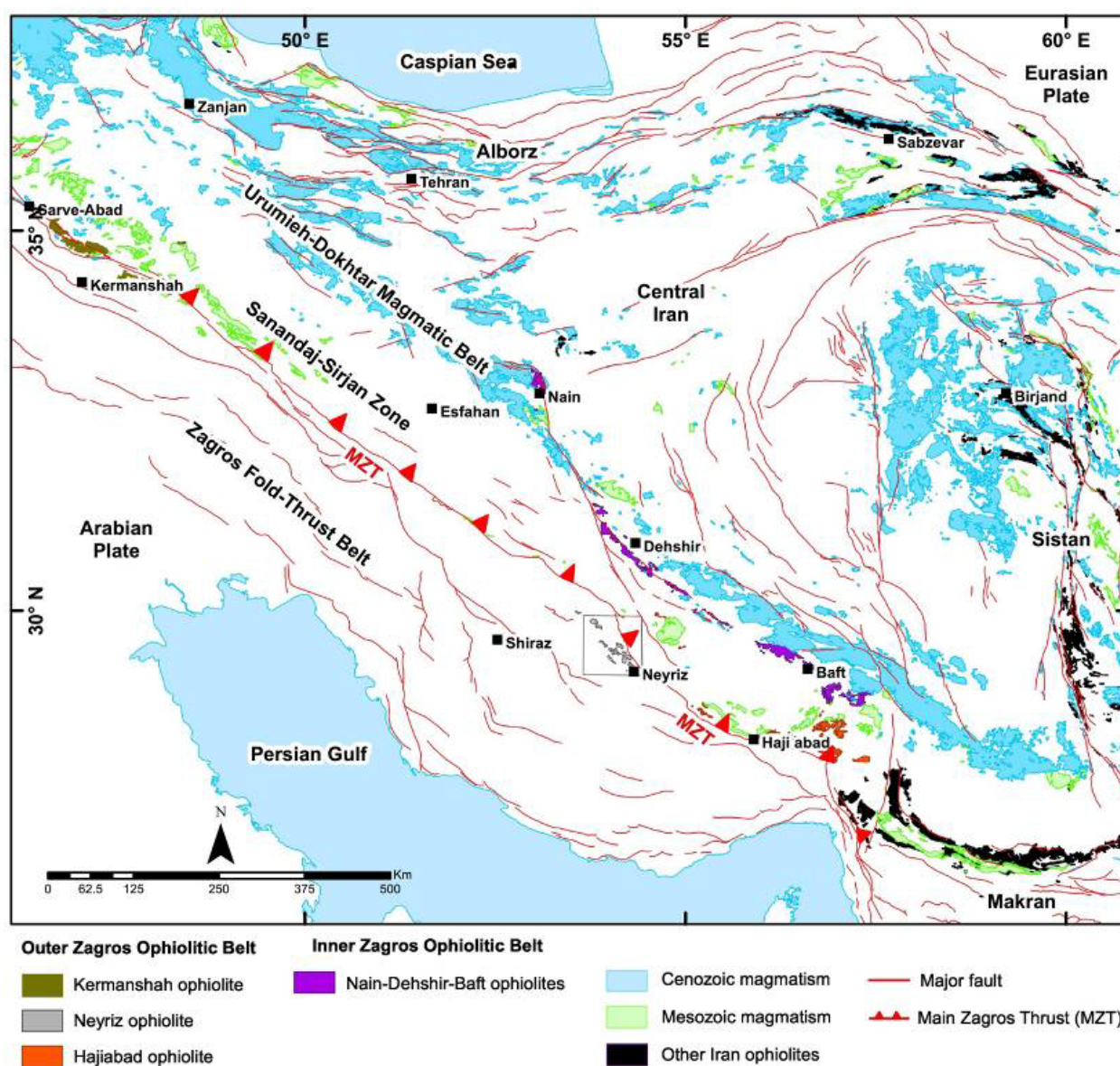
از آنجا که ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌تواند در شناسایی ماهیت و شرایط تشکیل سنگ‌های فرابازی سرپانتینی شده موثر باشد [۱]، برای تعیین ترکیب شیمیایی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی آنها از ریزپردازشگر کانی‌هایی چون گروه سرپانتین و اسپینل استفاده می‌شود. کانی‌های گروه سرپانتین از سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده هستند. این کانی دارای چندریخت‌های مختلفی است. همچنین اسپینل مهمترین و متداول‌ترین کانی در این سنگ‌ها است که از

های خاستگاه آذرین را نشان می‌دهند [۲]. در این پژوهش، از شیمی کانی سرپانتین و اسپینل برای تعیین خاستگاه، جایگاه زمین‌ساختی و فهم فرآیندهای موثر بر پریدوتیت‌های سرپانتینی شده جنوب بوانات در شمال شرق روستاهای کوپان و کره‌ای استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی از نظر ساختاری در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و بخشی از افیولیت نیریز محسوب می‌شود (شکل ۱).

می‌دهند، در حالی که اسپینل‌های با Cr# بالا پریدوتیت‌های تهی شده‌تر را مشخص می‌کنند [۴]. ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار متبلور شده در محیط‌های مختلف متفاوت بوده و در واقع، محیط تبلور مهمترین عامل موثر بر ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار است، البته، ترکیب این کانی در اثر دگرسانی و دگرگونی دچار تغییر می‌شود، ولی این تغییرات جزئی است [۲]. از آنجا که ترکیب بخش‌های میانی اسپینل‌ها تنها در دماهای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد دچار تغییر می‌شود، ترکیب این بخش‌ها در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده ویژگی-



شکل ۱ نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران که افیولیت نیریز در چارچوب مستطیل نشان داده شده است (برگرفته از مرجع [۵]).

با نرم‌افزارهای Minpet، اکسل و Corel Draw پردازش و تفسیر شدند.

ویژگی‌های صحرایی و سنگ نگاری

مجموعه سنگ‌های افیولیتی جنوب بوانات در شمال شرقی روستاهای کوپان و کره‌ای به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فرامافیک هستند (شکل ۲). از نظر سنگ‌شناسی، منطقه مورد بررسی شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، لاتریت‌های قرمز، لاتریت‌های زرد، آهک‌های ائوسن و رسوب‌های جوان کواترنری است. لاتریت‌ها با آهک‌های نومولیت‌دار معادل سازند جهرم به سن ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۳ الف) از این رو، زمان رخداد لاتریتی‌شدن باید پس از کرتاسه پسین و پیش از ائوسن باشد که در این صورت، سن پالئوسن را می‌توان برای این رخداد در نظر گرفت. لاتریت‌ها برآمده از هوازدگی شدید سنگ‌های فرامافیک هستند (شکل ۳ ب). سنگ‌های فرامافیک اغلب از نوع هارزبورژیت و به مقدار کمتری دونیت هستند. واحد اصلی سنگ‌شناسی شامل توده‌های فرا بازی دگرسان شده است که بیشتر دربردارنده هارزبورژیت‌های به شدت سرپانتینی شده هستند (شکل‌های ۳ پ و ت). هارزبورژیت‌های به شدت سرپانتینی شده گاهی با عدسی‌های کوچکی از دونیت‌ها همراهی می‌شوند. هارزبورژیت‌ها دارای بافت دانه‌ای بوده و دارای اولیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، سرپانتین و اسپینل هستند (شکل ۴ الف). در این سنگ‌ها، اولیوین به شدت به سرپانتین تبدیل شده است از این رو، کانی‌های گروه سرپانتین به فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۴ ب). ارتوپیروکسن در هارزبورژیت‌های به شدت سرپانتینی شده به بستیت تبدیل شده است (شکل ۴ پ). اسپینل نیز به صورت بی شکل و آمیبی در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۴ ت).

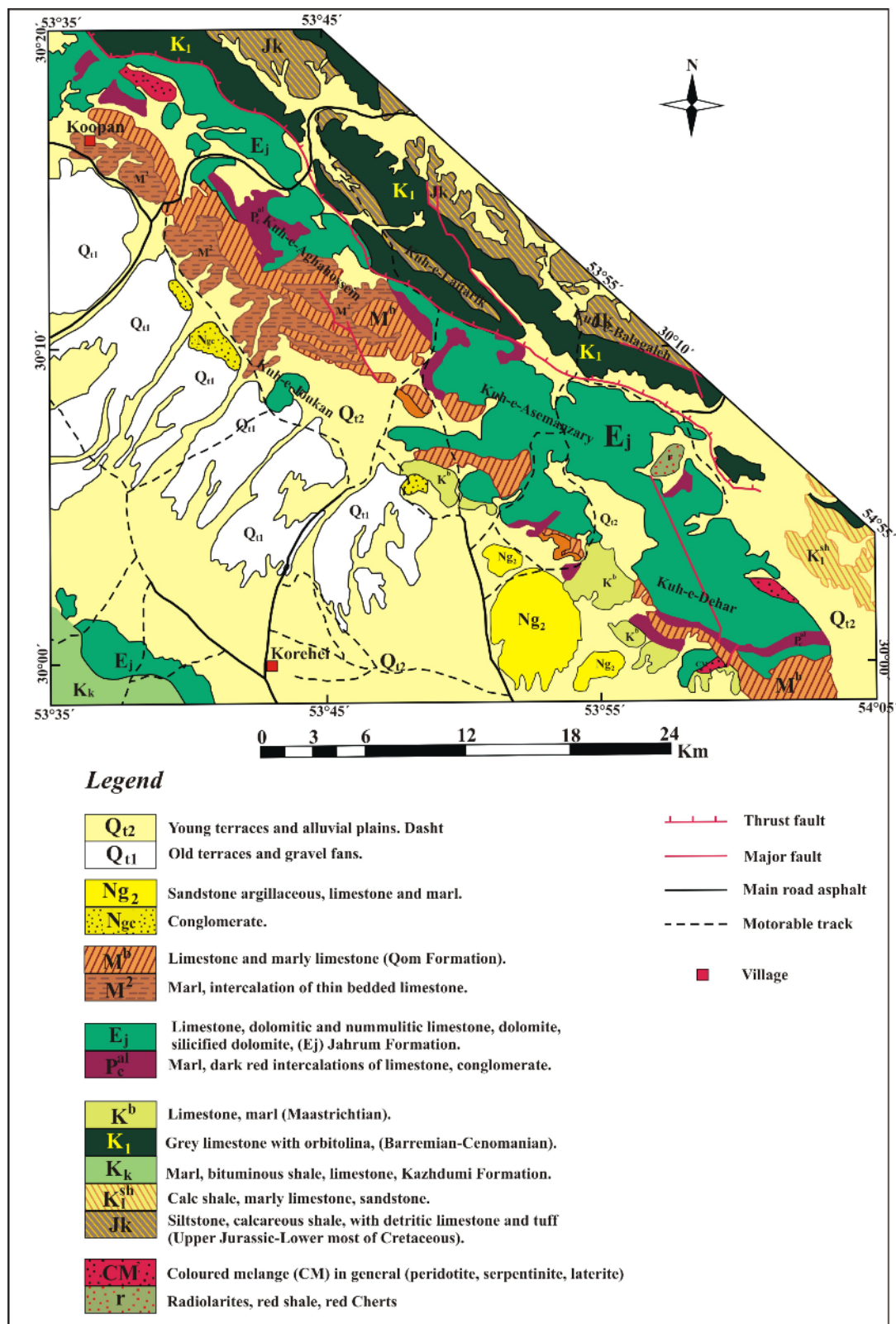
شیمی کانی

برای تعیین ترکیب شیمیایی و خاستگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه جنوب بوانات از تجزیه شیمیایی کانی‌های سرپانتین و اسپینل استفاده شد که در ادامه توضیح داده می‌شود.

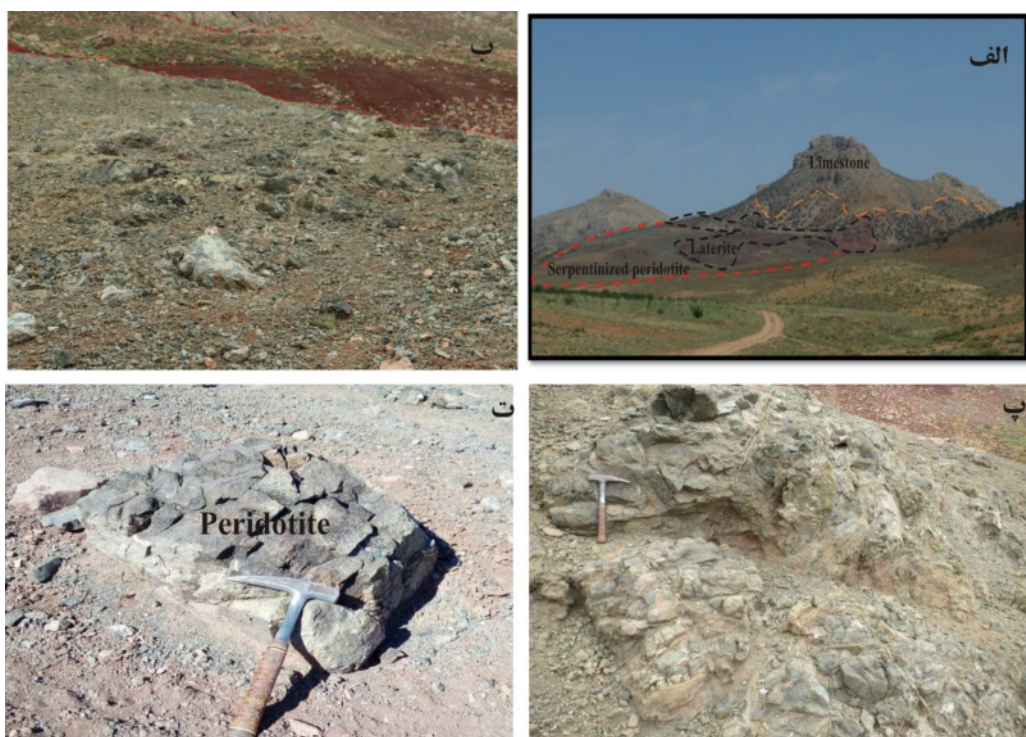
این افیولیت در واقع بخشی از سری افیولیتی زاگرس به سن کرتاسه پسین است. افیولیت‌نی‌ریز از سه واحد سنگ‌شناسی اصلی شامل پریدوتیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی تشکیل شده است. هارزبورژیت‌ها پریدوتیت‌های غالب این افیولیت بوده [۶] و سنگ‌های نفوذی شامل مجموعه‌ای از پریدوتیت‌ها، گابروهای همسانگرد و لایه‌ای و پلاژیوگرانیت هستند. پس از پریدوتیت‌ها، گابروها بیشترین حجم سنگ‌های نفوذی در این افیولیت را تشکیل می‌دهند [۷]. تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر زیرکن پلاژیوگرانیت‌ها و گابروها به ترتیب سن‌های 100.1 ± 2.3 و 93.4 ± 1.3 میلیون سال را نشان می‌دهند [۵]. همچنین سن-سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ برای پلاژیوگرانیت‌ها سن‌های 92.07 ± 1.69 و 93.19 ± 2.48 میلیون سال را نشان داده است [۹]. سنگ‌های آتشفشانی در اصل شامل دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی با ترکیب بازالت تا آندزیت هستند. افزون بر سنگ‌های مجموعه افیولیتی، می‌توان به واحد کنگلومرای-آهک دولومیتی به سن پالئوسن-ائوسن پیشین شامل تناوبی از مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک‌های چرت‌دار و آهک‌های مارنی اشاره نمود. کنگلومرا حجم اصلی این واحد را تشکیل می‌دهد و دربردارنده قطعه‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فرامافیکی است [۱۰].

روش بررسی

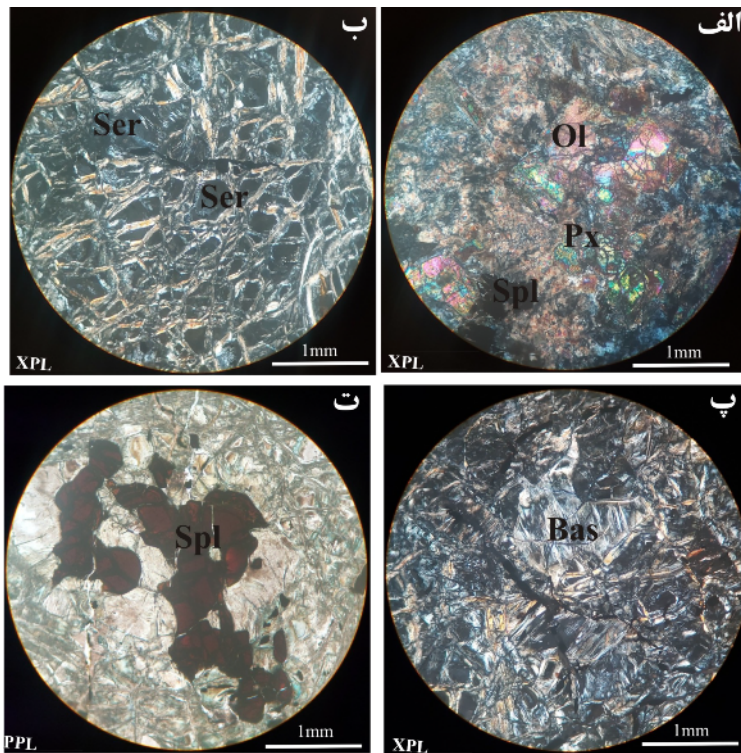
با بازدید از منطقه به منظور بررسی دقیق پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و رفتار زمین شیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌های سرپانتین و اسپینل و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، تعداد ۳۵ نمونه برداشت شد. پس از بررسی سنگ نگاری مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شده از سنگ‌ها، تعدادی از کانی‌های سرپانتین و اسپینل انتخاب گردیده و برای تجزیه نقطه‌ای به موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک انجمن علوم چین (IGG-CAS) ارسال شدند. شیمی کانی‌ها با تجزیه نقطه‌ای کانی‌های سرپانتین (۲۰ نقطه) و اسپینل (۱۰ نقطه) با دستگاه ریزکاونده الکترونی مدل CAMECA SX Five با رشته تنگستن / تفنگ الکترونی LaB6، ولتاژ شتاب‌دهنده 5-30kV، جریان پرتو 20nA (اندازه پرتو 5μm) و طیف‌سنج ۵ کانالی (مجهز به ۱۰ بلور طیف‌سنجی) بررسی شد. داده‌ها نیز



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد بررسی (بر اساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی اقلید [۱۱] با کمی تغییرات).



شکل ۳ الف) نمایی از واحدهای سنگی در منطقه مورد بررسی؛ ب) ارتباط صحرایی لاتریت‌ها با پریدوتیت‌های سرپانتینی شده در شمال شرقی کوپان؛ پ و ت) نمایی نزدیک از پریدوتیت‌های سرپانتینی شده.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مورد بررسی؛ الف) کانی‌های الیوین، پیروکسن و اسپینل در پریدوتیت‌های مورد بررسی؛ ب) کانی‌های گروه سرپانتین در هارزبوژیت‌های به شدت سرپانتینی شده (سرپانتینیت)، پ) ارتوپروکسن تبدیل شده به بستیت در هارزبوژیت‌های به شدت سرپانتینی شده و ت) اسپینل بی شکل و آمیبی در هارزبوژیت‌های سرپانتینی شده (Ser) سرپانتین، Spl اسپینل، Px پیروکسن و Ol الیوین).

سرپانتین

کانی‌های گروه سرپانتین از سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه مورد بررسی هستند. تجزیه ریزپردازشی سرپانتین‌ها مقدار Al_2O_3 را ۰/۱۸۱-۵/۳۶۸ و SiO_2 را ۳۸/۷۹-۴۴/۵۰ درصد وزنی نشان می‌دهد (جدول ۱). بر اساس نمودار SiO_2 نسبت به MgO [۱۲] که بر پایه‌ی نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌های گروه سرپانتین رسم شده است، برخی سرپانتین‌های مورد بررسی در گستره بستیت قرار دارند (شکل ۵ الف). به باور دانگن [۱۲]، بستیت نوعی لیزاردیت محسوب می‌شود. غنی-شدگی از سیلیس در ارتباط با کاهش مقدار آلومینیوم نیز که در نمونه‌ها دیده می‌شود، طی تغییر لیزاردیت به آنتی گوریت رخ داده است [۱۳]. بر اساس نمودار $\text{MgO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ [۱۴]، کانی‌های سرپانتینی مورد بررسی در گستره پایداری

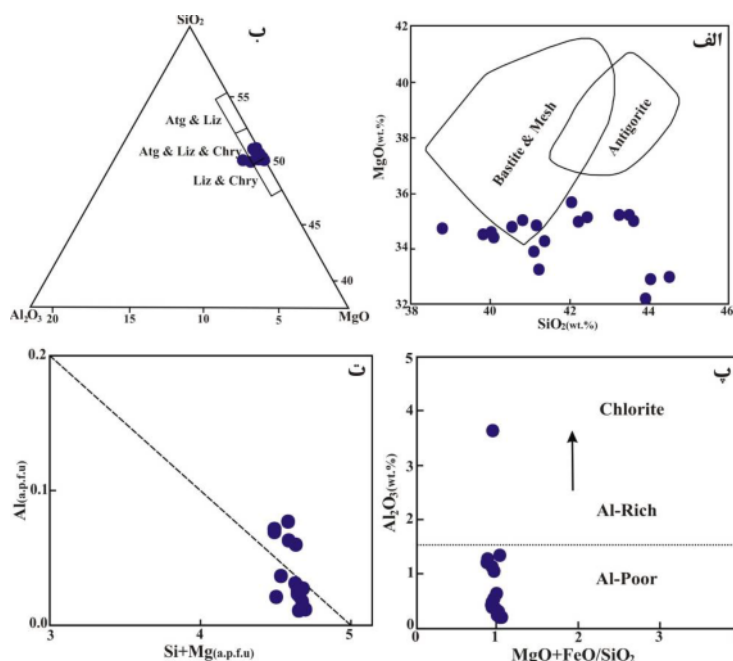
هرسه فاز کانیایی گروه سرپانتین یعنی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتیگوریت قرار دارند (شکل ۵ ب). اشول و کارنکرانس [۱۵] بر اساس مقدار MgO+FeO/SiO_2 نسبت به Al_2O_3 کانی‌های گروه سرپانتین را از نظر مقدار Al_2O_3 به دو دسته دارای مقدار Al_2O_3 کمتر از ۱/۵ درصد (فقیر از آلومینیم) و غنی از Al بوده با مقدار Al_2O_3 بیشتر از ۷٪ تقسیم کرده‌اند. بر این اساس، سرپانتین‌های مورد بررسی همه در گروه نخست قرار می‌گیرند (شکل ۵ پ). از آنجا که Al می‌تواند در ساختار کانی‌های لیزاردیت، کریزوتیل و آنتیگوریت جانشین Si و Mg شود، این امر با افزایش Al و کاهش Si و Mg مشخص می‌شود؛ در نمودار Al نسبت به Si و Mg ، این ارتباط منفی قابل تشخیص است (شکل ۵ ت).

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای (EPMA) کانی‌های گروه سرپانتین در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده برحسب درصد وزنی. فرمول ساختاری و مقادیر اعضای پایانی آن‌ها بر اساس ۷ اتم اکسیژن و برحسب a.p.f.u. محاسبه شده است.

شماره	62	63	64	65	66	72	73	74	75	76
توضیح	2-Bst1-Kr-6	2-Bst2-Kr-6	2-Bst3-Kr-6	2-Bst4-Kr-6	2-Bst5-Kr-6	4-Bst1-Kr-6	4-Bst2-Kr-6	4-Bst3-Kr-6	4-Bst4-Kr-6	4-Bst5-Kr-6
SiO_2	۴۲/۰۲۲	۴۱/۲۱۴	۴۱/۳۴۲	۴۱/۱۳۹	۴۲/۱۹۷	۴۱/۰۸۱	۴۰/۸۰۰	۴۰/۸۳۹	۴۴/۴۹۷	۴۰/۸۹۸
TiO_2	۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۹	۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۶۷	۰/۰۰۰
Al_2O_3	۱/۰۴۳	۰/۰۶۲	۰/۰۵۲۹	۰/۰۳۴۰	۰/۰۴۴۱	۳/۶۵۴	۱/۳۳۳	۵/۳۶۸	۱/۲۶۲	۱/۲۰۲
FeO	۴/۴۱۶	۷/۳۸۳	۵/۱۶۲	۵/۰۲۳	۴/۶۱۰	۴/۶۷۱	۶/۷۰۵	۷/۲۰۲	۵/۷۷۰	۶/۰۱۴
MnO	۰/۰۶۲	۰/۰۶۲	۰/۰۴۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۱۶	۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۰۳۸	۰/۰۸۱	۰/۰۸۱
MgO	۳۵/۶۸۹	۳۳/۲۷۸	۳۴/۳۰۸	۳۴/۸۴۹	۳۴/۹۹۸	۳۳/۹۱۱	۳۵/۰۵۳	۳۱/۴۰۱	۳۳/۰۲۵	۳۲/۲۲۹
CaO	۰/۱۰۶	۰/۰۱۱۲	۰/۰۰۹۸	۰/۰۰۵۷	۰/۰۰۷۵	۰/۰۱۱۵	۰/۰۱۵۹	۰/۰۱۱۱	۰/۰۲۴۵	۰/۰۲۲۵
Na_2O	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۳۲	۰/۰۰۱۰	۰/۰۰۰۰	۰/۰۰۳۲	۰/۰۰۳۷	۰/۰۰۵۳	۰/۰۰۰۷	۰/۰۰۱۹
K_2O	۰/۰۱۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳۸	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲۲	۰/۰۰۱۷	۰/۰۰۱۱
Cr_2O_3	۰/۷۲۶	۰/۰۶۶۴	۰/۰۵۴۸	۰/۰۴۸۹	۰/۰۷۱۰	۰/۰۲۰۳	۰/۰۱۱۳	۰/۰۰۴۱	۰/۰۳۴۷	۰/۰۰۱۶
P_2O_5	۰/۰۱۵	۰/۰۰۱۸	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱۸	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰۰۹
Cl	۰/۰۰۹۷	۰/۰۰۱۰	۰/۰۰۸۳	۰/۰۰۵۹	۰/۰۰۳۸	۰/۰۰۴۷	۰/۰۰۹۷	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۱۷	۰/۰۰۱۲۷
مجموع	۸۴/۲۰۵	۸۳/۴۶۵	۸۲/۱۹۷	۸۲/۰۰۰	۸۳/۲۱۳	۸۳/۷۲۸	۸۴/۳۰۹	۸۵/۱۹۹	۸۵/۴۹۹	۸۳/۸۳۱
O=7										
Si	۲/۰۴۵	۲/۰۵۶	۲/۰۶۸	۲/۰۶۱	۲/۰۷۶	۲/۰۰۴	۲/۰۰۹	۱/۹۸۱	۲/۱۳۱	۲/۱۴۳
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
Al	۰/۰۶۰	۰/۰۰۳۶	۰/۰۰۳۱	۰/۰۰۲۰	۰/۰۰۲۶	۰/۰۲۱۰	۰/۰۰۷۷	۰/۰۰۳۰۷	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۶۹
all ferrous Fe^{2+}	۰/۱۸۰	۰/۰۳۰۸	۰/۰۲۱۶	۰/۰۲۱۰	۰/۰۱۹۰	۰/۰۱۹۱	۰/۰۲۷۶	۰/۰۲۹۲	۰/۰۲۳۱	۰/۰۲۴۶
Mn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۳
Mg	۲/۵۸۹	۲/۴۷۵	۲/۵۵۸	۲/۶۰۳	۲/۵۶۷	۲/۴۶۶	۲/۵۷۳	۲/۲۷۱	۲/۳۵۸	۲/۳۴۶
Ca	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۱۲
Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۲
K	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۱
Cr	۰/۰۰۲۸	۰/۰۰۲۶	۰/۰۰۲۲	۰/۰۰۱۹	۰/۰۰۲۸	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۰۱
P	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cl	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰۰۷	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰۱۴	۰/۰۰۱۱
مجموع	۴/۹۱۹	۴/۹۲۱	۴/۹۱۵	۴/۹۲۵	۴/۹۰۰	۴/۸۹۲	۴/۹۶۰	۴/۸۷۶	۴/۸۳۸	۴/۸۳۳

ادامه جدول ۱

شماره	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
توضیح	5-Ser1-Kr-6	5-Ser2-Kr-6	5-Ser3-Kr-6	5-Ser4-Kr-6	5-Ser5-Kr-6	6-Ser1-Kr-6	6-Ser2-Kr-6	6-Ser3-Kr-6	6-Ser4-Kr-6	6-Ser5-Kr-6
SiO ₂	۴۴٫۸۱۵	۴۲٫۴۲۱	۴۳٫۴۸۵	۴۳٫۶۰۱	۴۳٫۸۱۵	۴۰٫۰۰۸	۴۰٫۵۳	۴۰٫۰۷۲	۳۹٫۸	۳۸٫۷۷۸
TiO ₂	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Al ₂ O ₃	۰٫۳۶۳	۰٫۴۶۳	۰٫۴۰۹	۱٫۱۱۴	۰٫۳۷۸	۰٫۲۸۳	۰٫۲۲۶	۰٫۱۸۱	۰٫۲۴۷	۰٫۱۸۵
FeO	۸۰٫۲۵	۴٫۳۴	۴٫۹۱۵	۵٫۵۲۲	۴٫۹۲	۵٫۶۷۷	۵٫۴۴۲	۶٫۸۱۲	۵٫۷۵	۶٫۰۷۶
MnO	۰٫۱۰۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۶	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۳	۰٫۰۸۹	۰٫۱۰۸	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۷۳
MgO	۳۲٫۹۲۷	۳۵٫۱۵۸	۳۵٫۲۲۸	۳۵٫۰۲۹	۳۵٫۲۴	۳۵٫۶۰۷	۳۴٫۸۰۷	۳۴٫۴۳۶	۳۴٫۵۵۲	۳۴٫۷۵۱
CaO	۰٫۱۳۸	۰٫۱۲۶	۰٫۰۷۸	۰٫۱۲۴	۰٫۰۸۹	۰٫۰۲۶	۰٫۱۰۴	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۹	۰٫۰۳۵
Na ₂ O	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۹	۰٫۲۱	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۳۱۰
K ₂ O	۰٫۰۰۴	۰٫۰۲۷	۰٫۰۵۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۶	۰٫۰۵۲	۰٫۰۴۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۶۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
P ₂ O ₅	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۶
Cl	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹	۰٫۳۰۱	۰٫۰۶۷	۰٫۰۵۸	۰٫۰۲۴	۰٫۱۲۴	۰٫۰۵۳	۰٫۱۴۴	۰٫۱۱۴
مجموع	۸۵٫۶۵	۸۲٫۶۰۶	۸۴٫۷۴۹	۸۵٫۵۹۱	۸۳٫۹۹۴	۸۰٫۷۵۴	۸۱٫۴۰۸	۸۱٫۶۶۴	۸۰٫۸۵	۸۰٫۲۱۱
O=7										
Si	۲٫۱۲۹	۲٫۰۹۳	۲٫۱۰۳	۲٫۰۸۶	۲٫۱۰۲	۲٫۰۴۴	۲٫۰۵۳	۲٫۰۳۸	۲٫۰۳۸	۲٫۰۱۰
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Al	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۳	۰٫۰۶۳	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۱
all ferrous ^۲ Fe	۰٫۳۲۵	۰٫۱۷۹	۰٫۱۹۹	۰٫۲۲۱	۰٫۲۰۰	۰٫۲۴۳	۰٫۲۳۱	۰٫۲۹۰	۰٫۲۴۶	۰٫۲۶۳
Mn	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳
Mg	۲٫۳۷۴	۲٫۵۸۶	۲٫۵۴۰	۲٫۴۹۹	۲٫۵۵۵	۲٫۶۳۶	۲٫۶۲۹	۲٫۶۱۱	۲٫۶۳۸	۲٫۶۸۵
Ca	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲
Na	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۳
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
P	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Cl	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۰
مجموع	۴٫۸۶۵	۴٫۸۹۵	۴٫۹۲۰	۴٫۸۸۷	۴٫۸۹۲	۴٫۹۴۸	۴٫۹۴۹	۴٫۹۶۰	۴٫۹۷۹	۵٫۰۰۱



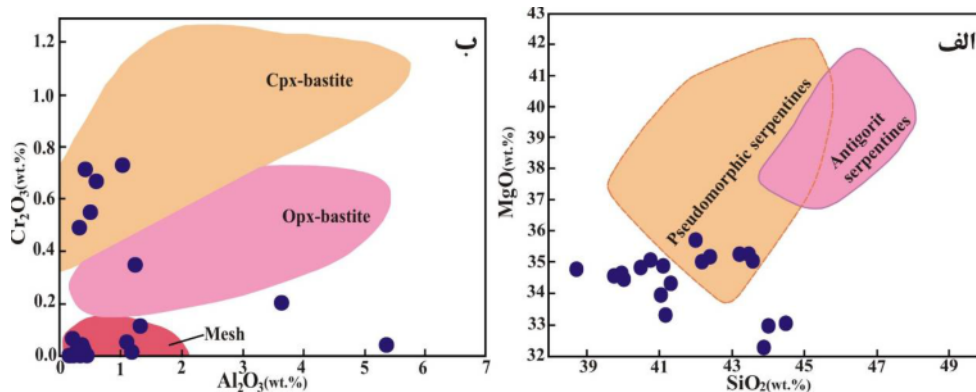
شکل ۵ الف) نمودار بررسی سرپانتین‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه مورد بررسی [۱۲]. ب) نمودار سه تایی MgO-SiO₂-Al₂O₃ [۱۴] برای رده‌بندی سرپانتین‌های موجود در سنگ‌های پریدوتیتی مورد بررسی (آنتی گوریت: Atg، لیزاردیت: Liz، کریزوتیل: Chry. پ) نمودار MgO+FeO/SiO₂ نسبت به Al₂O₃ [۱۵] برای رده‌بندی سرپانتین‌های مورد بررسی (ت) جانشینی Si و Mg با Al در سرپانتین‌های مورد بررسی.

شده برپایه نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 (شکل ۶ ب) بیشتر در گستره‌های شبکه الیوین و بستیت کلینوپیروکسن قرار دارند که نشان می‌دهد که این کانی‌ها برآمده از دگرگونی پسروده سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی هستند.

اسپینل

اسپینل براساس ترکیب کلی آن در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده (جدول ۲) از نوع کروم اسپینل است و مقدار عدد کروم ($\text{Cr}\#$) و عدد منیزیم ($\text{Mg}\#$) در آن به ترتیب از ۵۰ تا ۵۰/۷۴ و ۶۰/۲۳ تا ۶۱/۱۱ درصد تغییر می‌کند (جدول ۲). تغییرات مقادیر Al_2O_3 و Cr_2O_3 نیز به ترتیب از ۲۹/۲۴ تا ۳۰/۳۱ و از ۳۸/۸۴ تا ۴۰/۴۷ درصد وزنی است (جدول ۲).

از نظر سنگ‌شناسی، دو نوع اصلی سرپانتینیت وجود دارد: گروه نخست سرپانتینیت‌های شبه ریخت شامل لیزاردیت با فراوانی پایین‌تری از کریزوتیل که از جایگزینی پسروده اولیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن با سرپانتین‌ها شکل گرفته‌اند و گروه دوم آنتیگوریت سرپانتینیت‌ها که از باز تبلور سرپانتینیت‌های شبه‌ریختی طی دگرگونی پیشرونده بوجود آمده‌اند [۱۶]. براساس نمودار MgO نسبت به SiO_2 (شکل ۶ الف)، کانی‌های سرپانتین بررسی شده در گستره سرپانتینیت-های شبه‌ریختی قرار دارند که نشان می‌دهد که برآمده از جایگزینی پسروده اولیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن با سرپانتین‌ها هستند [۱۲]. همچنین کانی‌های سرپانتین بررسی



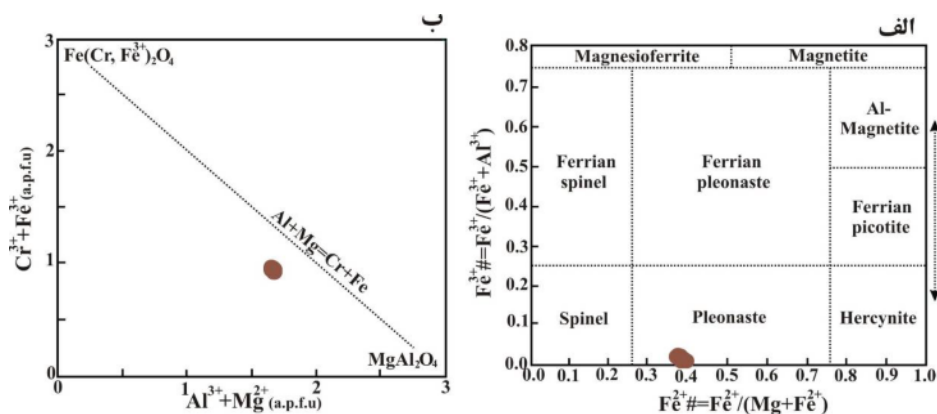
شکل ۶ الف) نمودار MgO نسبت به SiO_2 [۱۲] که براساس آن سرپانتین‌های مورد بررسی در گستره سرپانتین‌های شبه ریختی قرار دارند. ب) نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 که بر پایه آن، بیشتر سرپانتین‌های مورد بررسی در گستره‌های شبکه الیوین و بستیت کلینوپیروکسن قرار می‌گیرند.

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای (EPMA) اسپینل در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده. محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای پایانی آن‌ها بر پایه ۴ اتم اکسیژن و برحسب a.p.f.u. محاسبه شده است.

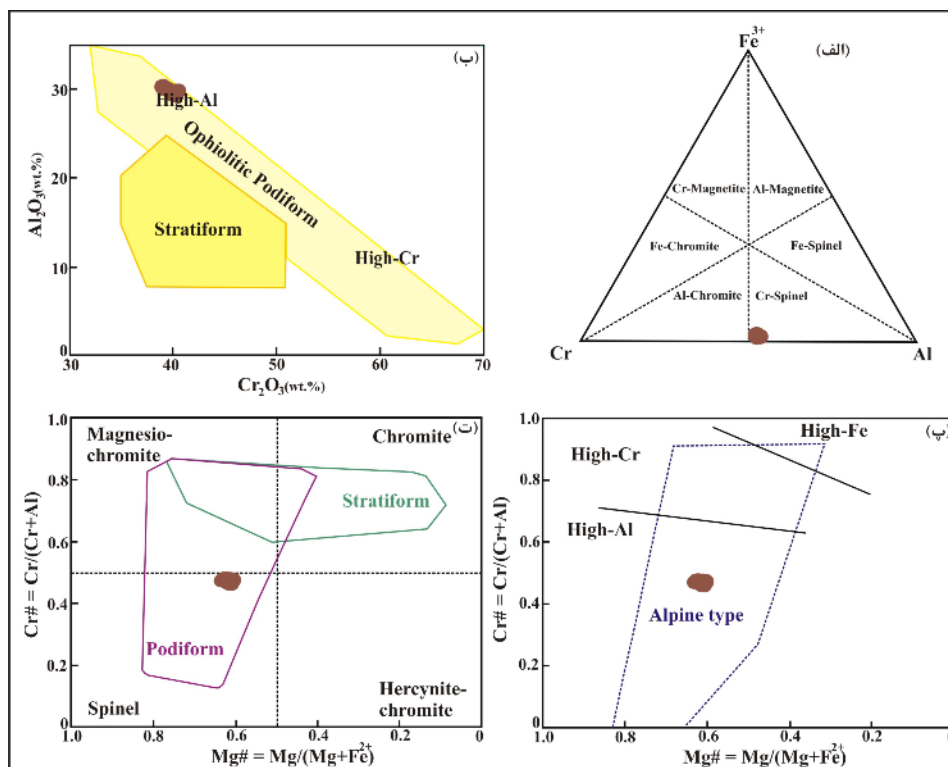
شماره	57	58	59	60	61	67	68	69	70	71
توضیح	1-Spl1-Kr-6	1-Spl2-Kr-6	1-Spl3-Kr-6	1-Spl4-Kr-6	1-Spl5-Kr-6	3-Spl1-Kr-6	3-Spl2-Kr-6	3-Spl3-Kr-6	3-Spl4-Kr-6	3-Spl5-Kr-6
SiO_2	۰/۰۸۳	۰/۰۴۹	۰/۰۱	۰/۰۵۱	۰/۰۲۷	۰/۰۰۴	۰/۰۳۳	۰/۱۹۴	۰/۰۷۳	۰/۰۵۱
TiO_2	۰/۰۱۵	۰/۰۲۲	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۶۶	۰/۰۲۶	۰/۰۴۲	۰/۰۳۸	۰/۰۴۹	۰/۰۲۳
Al_2O_3	۲۹/۸۱۵	۲۹/۲۴۲	۲۹/۴۶۷	۲۹/۶۵۲	۳۰/۲۹۱	۲۹/۸۲۸	۲۹/۸۸	۲۹/۹۲۹	۳۰/۳۱	۲۹/۹۹۳
Cr_2O_3	۳۹/۵۶۵	۴۰/۲۶۲	۳۹/۷۵۸	۳۹/۸۸۱	۳۸/۸۳۷	۴۰/۴۷۱	۴۰/۱۵۵	۳۹/۱۴۶	۳۸/۹۷۵	۳۹/۵۰۴
FeO	۱۵/۴۴۹	۱۵/۸۲۹	۱۵/۶۸۵	۱۵/۷۸۷	۱۵/۷۲	۱۵/۴۹	۱۵/۶۶۹	۱۵/۴۳۴	۱۵/۹۲۷	۱۵/۵۸
MnO	۰/۳	۰/۱۵۳	۰/۱۷۵	۰/۳۰۳	۰/۲۷۸	۰/۰۹۵	۰/۱۲۱	۰/۲۱۲	۰/۲۵۹	۰/۲۰۸
MgO	۱۴/۱۸۳	۱۴/۰۰۹	۱۴/۰۶	۱۳/۷۶۵	۱۳/۷۳۷	۱۳/۷۶۷	۱۳/۴۲۹	۱۳/۹۶۴	۱۳/۵۸۴	۱۳/۸۲۳
مجموع	۹۹/۴۱	۹۹/۵۶۶	۹۹/۱۷۴	۹۹/۴۶۲	۹۸/۹۵۶	۹۹/۶۹۱	۹۹/۳۲۹	۹۸/۹۱۷	۹۹/۱۷۷	۹۹/۱۸۲
O=4										
Si	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۶	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Al	۱/۰۴۵	۱/۰۲۸	۱/۰۳۸	۱/۰۴۳	۱/۰۶۷	۱/۰۴۷	۱/۰۵۴	۱/۰۵۵	۱/۰۶۷	۱/۰۵۶
Cr	۰/۹۳۱	۰/۹۴۹	۰/۹۳۹	۰/۹۴۱	۰/۹۱۸	۰/۹۵۳	۰/۹۵۰	۰/۹۲۵	۰/۹۲۰	۰/۹۳۳
Fe^{3+}	۰/۰۱۸	۰/۰۱۹	۰/۰۲۲	۰/۰۱۲	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸
Fe^{2+}	۰/۳۶۶	۰/۳۷۵	۰/۳۷۰	۰/۳۸۲	۰/۳۸۳	۰/۳۸۶	۰/۳۹۲	۰/۳۷۹	۰/۳۹۲	۰/۳۸۱
Mn	۰/۰۰۸	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۵
Mg	۰/۶۲۹	۰/۶۲۳	۰/۶۲۶	۰/۶۱۲	۰/۶۱۲	۰/۶۱۱	۰/۵۱۹	۰/۶۲۲	۰/۶۰۵	۰/۶۱۵
Mg#	۰/۶۳۲	۰/۶۲۴	۰/۶۲۸	۰/۶۱۶	۰/۶۱۵	۰/۶۱۳	۰/۶۰۴	۰/۶۲۲	۰/۶۰۷	۰/۶۱۶
Cr#	۰/۴۷۱	۰/۴۸۰	۰/۴۷۵	۰/۴۷۴	۰/۴۶۲	۰/۴۷۶	۰/۴۷۴	۰/۴۶۷	۰/۴۶۳	۰/۴۶۹

Fe^{3+} [۱۸] در بخشی از رؤس Cr^{3+} و Fe^{3+} دورتر و به رأس نزدیک تر جایابی می‌شوند و در قلمرو کروم اسپینل واقع هستند (شکل ۸ الف). این اسپینل‌ها براساس نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 در قلمرو اسپینل‌های انبانی افیولیتی بالا قرار دارند (شکل ۸ ب) و بر پایه نمودارهای عدد کروم ($\text{Cr}\#$) و عدد منیزیم ($\text{Mg}\#$)، از نوع آلی Al بالا و اسپینل‌های انبانی هستند (شکل‌های ۸ پ و ت).

بر اساس نمودار $\text{Fe}^{2+}\# = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ نسبت به $\text{Fe}^{3+}\# = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})$ [۱۷]، اسپینل‌های مورد بررسی در گستره پلوناست قرار دارند (شکل ۷ الف). در نمودار $\text{Cr}^{3+} + \text{Fe}^{3+}$ نسبت به $\text{Al}^{3+} + \text{Mg}^{2+}$ اسپینل‌های مورد بررسی در راستای خط ۱:۱ قرار می‌گیرند (شکل ۷ ب) که نشان دهنده جایگزینی $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ ، عضو انتهایی کرومیت، با MgAl_2O_4 ، عضو انتهایی اسپینل، است. اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده در نمودار مثلی $\text{Al}^{3+} - \text{Cr}^{3+}$



شکل ۷ الف) نمودار رده‌بندی اسپینل‌ها [۱۷]. ب) نمودار $\text{Cr}^{3+} + \text{Fe}^{3+}$ نسبت به $\text{Al}^{3+} + \text{Mg}^{2+}$ اسپینل‌های مورد بررسی.



شکل ۸ الف) ترکیب اسپینل‌های مورد بررسی در نمودار مثلی $\text{Al}^{3+} - \text{Cr}^{3+} - \text{Fe}^{3+}$ [۱۸]؛ ب) نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 ؛ پ و ت) نمودارهای $\text{Mg}\#$ (عدد منیزیم) نسبت به $\text{Cr}\#$ (عدد کروم) [۱۹].

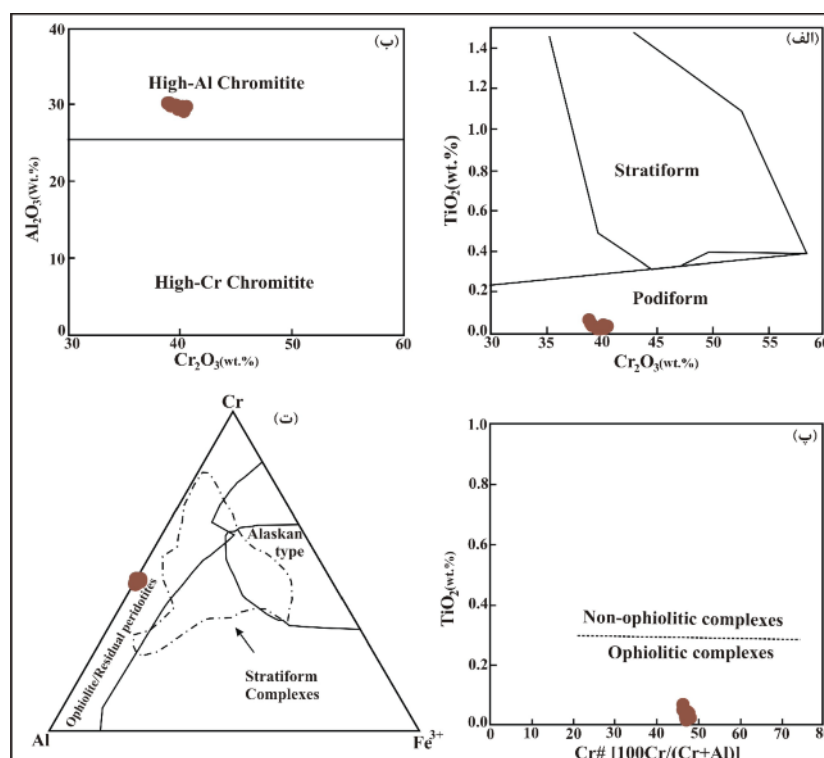
بیانگر محیط زمین‌ساختی فرورانشی هستند. بر این اساس و بر پایه نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه [۲۳]، در گستره آرایه گوشته‌ای قرار داشته و بیشترین هم‌خوانی را با پریدوتیت‌های پنجوین (با ماهیت افیولیتی، تهی شده و پسماندی) دارند (شکل ۱۰ الف).

عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها معیاری مناسب برای تعیین درجه تهی‌شدگی یک منبع گوشته بوده و $\text{Cr}\#$ در پریدوتیت‌های عمیق شاخص خوبی از درجه ذوب‌بخشی اسپینل پریدوتیت‌های برآمده از گوشته است. افزایش مقدار $\text{Cr}\#$ اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهنده افزایش درجه ذوب-بخشی است [۲]، بر این اساس و بر پایه نمودار $\text{Cr}\#$ نسبت به TiO_2 ، نمونه‌ها در گستره بسیار تهی شده قرار دارند (شکل ۱۰ ب). مقادیر پایین TiO_2 و غنی‌شدگی اسپینل‌های مورد بررسی از شبیه اسپینل موجود در هارزبورژیت‌های جلو قوس هستند. پریدوتیت‌های فرافروانش اغلب با اسپینل‌های دارای مقادیر به نسبت بالای $\text{Cr}\#$ در گستره ۳۸ تا ۸۰ نسبت به پریدوتیت‌های نوع آبیسال مشخص می‌شوند که این امر نشان دهنده اهمیت درجه ذوب‌بخشی بالا در پریدوتیت‌های نوع فرافروانش در مقایسه با پریدوتیت‌های نوع آبیسال است [۴].

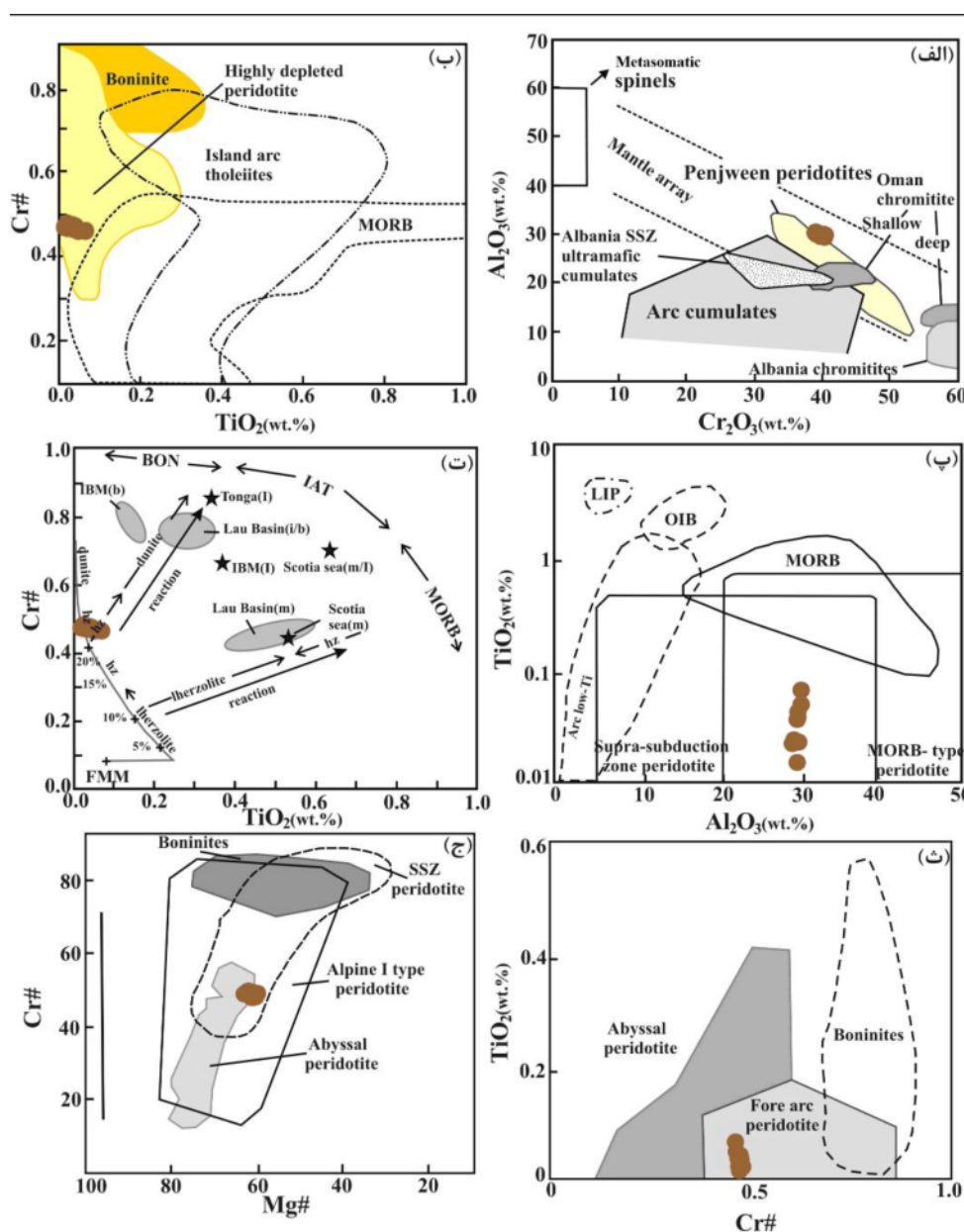
اسپینل‌های مورد بررسی همچنین براساس نمودار Cr_2O_3 نسبت به TiO_2 (شکل ۹ الف) از نوع اسپینل‌های انبانی و بر پایه نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 در قلمرو کرومیت‌های Al بالا واقع هستند (شکل ۹ ب). فرهت [۳] بیان می‌نماید که هسته‌های کروم اسپینل با مقادیر TiO_2 کمتر از ۰.۲wt. % از مشخصه‌های سنگ‌های افیولیتی هستند، زیرا طی ذوب بخشی گوشته بالایی، Ti بسیاری وارد ماگما می‌شود [۲۰]. بر این اساس و بر پایه نمودار TiO_2 نسبت به $\text{Cr}\#$ [۲۱]، کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه مورد بررسی از پریدوتیت‌هایی با ماهیت افیولیتی هستند (شکل ۹ پ). همچنین بررسی کروم اسپینل‌های مورد بررسی با نمودار سه تایی Cr-Al-Fe^{3+} [۲۲] نشان می‌دهد که پریدوتیت‌ها از نوع افیولیتی و دارای ماهیت پسماندی هستند (شکل ۹ ت).

محیط زمین‌ساختی

گفته شده است که کروم اسپینل‌ها با مقدار $\text{Cr}\#$ پایین، Al_2O_3 بالا و TiO_2 پایین اسپینل‌هایی را نشان می‌دهند که از یک پسماند با ترکیب بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) متبلور شده‌اند، در حالی که اسپینل‌های با مقدار $\text{Cr}\#$ بالا نشانگر تبلور از گدازه‌های بونینیتهی بوده که خود



شکل ۹ الف) نمودار Cr_2O_3 نسبت به TiO_2 ؛ ب) نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 ؛ پ) نمودار $\text{Cr}\#$ نسبت به TiO_2 [۲۱] اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مورد بررسی؛ ت) ترکیب اسپینل‌های مورد بررسی در نمودار سه تایی Cr-Al-Fe^{3+} [۲۲].



شکل ۱۰ الف) جایابی نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 [۲۳] برای تعیین خاستگاه اسپینل‌ها. گستره کرومیتیت‌های عمان برگرفته از مرجع [۲۴] و پنجوین برگرفته از مرجع [۲۵] است؛ ب) نمودار تغییرات TiO_2 نسبت به $Cr\#$ (گستره‌ها برگرفته از مراجع [۲۶]–[۲۸])؛ پ) تغییرات TiO_2 نسبت به Al_2O_3 در اسپینل‌ها [۲۹]؛ ت) موقعیت اسپینل‌های مورد بررسی بر نمودار $Cr\#$ نسبت به TiO_2 در اسپینل‌ها [۳۰]؛ ث) موقعیت اسپینل‌های مورد بررسی بر نمودار TiO_2 نسبت به $Cr\#$ [۲]؛ ج) نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ در اسپینل‌های بررسی شده، گستره بونینیت برگرفته از مرجع [۳۱]، آبیسال پریدوتیت برگرفته از مرجع [۳]، جلو قوس برگرفته از مرجع [۳۲] و SSZ (فرافرورانش) پریدوتیت برگرفته از مرجع [۳۳].

از ۷۰) ویژگی ماگماهای بونینیتی یا ماگماهای تولیتی با Mg بالاست (شکل ۱۰ ت) که در محیط پهنه بالای منطقه فرافرورانش تشکیل می‌شوند [۳۴]. براساس نمودارهای $Cr\#$ نسبت به TiO_2 (شکل ۱۰ ث) و $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ (شکل

البته همپوشی قابل توجهی میان اسپینل‌های نوع آبیسال و فرافرورانش در قلمروی $Cr\#$ از ۳۸ تا ۵۸ دیده می‌شود (شکل ۱۰ پ) و اسپینل‌های نمونه‌های مورد بررسی در این گستره قرار دارند. همچنین مقادیر بالای Cr در کروم اسپینل‌ها (بیش

۱۰ ج)، نمونه‌های منطقه افزون بر داشتن مشخصه پریدوتیت آلیپی در گستره همپوشی پریدوتیت‌های فرافروانش و آبیسال نیز قرار دارند.

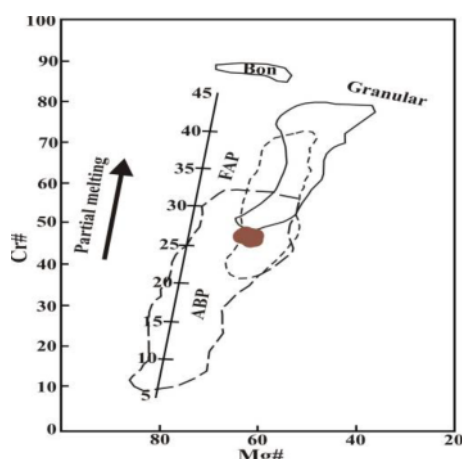
بررسی تهی شدگی گوشته و درجه ذوب بخشی

در پریدوتیت‌ها، اغلب درجه ذوب بخشی کمتر از ۵ درصد و تا حدود ۳۰ درصد است [۳۵]. با افزایش درجه ذوب بخشی سنگ‌های تهی شده یا به بیان دیگر در سنگ‌های پریدوتیتی مادر واقع در گوشته بالایی، مودال الیوین به تدریج افزایش، مقدار کلینوپروکسن به سرعت کاهش و مقدار ارتوپروکسن نیز نخست به آرامی پس از ناپدید شدن کلینوپروکسن به سرعت کاهش می‌یابد [۳۶]. این تغییرات، بسته به ترکیب اولیه سنگ مادر در درجه‌های ذوب بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصد رخ می‌دهند [۳۷]. طی پدیده ذوب بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفاله، بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. برای مثال، نسبت Mg/Fe در الیوین و پروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش می‌یابد، در حالی که مقدار Na ، Al و Ti پروکسن‌ها کم می‌شود [۳۷]. این امر نشان می‌دهد که عناصر ماگمادوست چون Fe ، Al ، Ti و قلیایی‌ها مایل هستند که به مذاب وارد شوند، ولی عناصر دیرگداز چون Mg و Cr مایل هستند که در تفاله باقی بمانند. از این رو، ترکیب مودی و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای می‌تواند شاخصی از درجه ذوب بخشی و یا تهی شدگی این سنگ‌ها باشد. براساس شواهد سنگ‌نگاری از جمله نبود پلاژیوکلاز و گارنت در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های گوشته‌ای در رخساره اسپینل - لرزولیت متعادل شده‌اند. از این رو، بر پایه ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های به شدت دیرگداز چون دونیت و هارزبورژیت می‌توان میزان ذوب بخشی را برآورد کرد [۳۷]. اغلب چند متغیر ترکیبی (برای نمونه، $Cr\#$ اسپینل و مقدار Fo الیوین) برای برآورد درجه تهی شدگی پریدوتیت‌ها بر اثر خروج مذاب از آن‌ها استفاده می‌شوند [۲]. بر اساس نمودار $Cr\#$ نسبت به مقدار $Mg\#$ اسپینل [۳۰]، سنگ‌های مورد بررسی، پریدوتیت‌های با ترکیب الیوین اسپینل گوشته‌ای و دارای ماهیت فرافروانش هستند که دستخوش ذوب بخشی ۲۵-۳۰ درصدی شده‌اند (شکل ۱۱). در پوسته اقیانوسی با گسترش به شدت کند، پریدوتیت‌ها تغییرپذیری بسیاری را در درجه ذوب بخشی نشان می‌دهند [۳۸]. اغلب تغییرپذیری درجه ذوب بخشی با افزایش میزان گسترش کاهش می‌یابد. بر اساس مقادیر متوسط Al و Ca در MORB، به طور

کلی حدود ۱۰ درصد ذوب متناسب با میزان گسترش کند در یک انتهای طیف و ذوب حدود ۲۲ درصد متناسب با میزان گسترش سریع در انتهای دیگر طیف است [۲۹، ۳۹]. مقدار ذوب محاسبه شده برای پریدوتیت‌های ۲۵ تا ۳۰ درصد بوده که به معنی مقدار گسترش تند برای منطقه است.

برداشت

در منطقه جنوب بوانات (استان فارس) در شمال شرقی روستاهای کوپان و کره‌ای، مجموعه افیولیتی به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های پریدوتیتی دیده می‌شود. سنگ‌های پریدوتیتی این مجموعه اغلب از نوع هارزبورژیت‌های به شدت سرپانتینی شده دربردارنده الیوین، پروکسن، سرپانتین و اسپینل هستند. در این سنگ‌ها، الیوین به شدت به سرپانتین و پروکسن به بستیت تبدیل شده است. کانی‌های گروه سرپانتین به فراوانی و اسپینل به صورت بی شکل و آمیبی نیز دیده می‌شوند. سرپانتین‌ها از هرسه فاز کانیایی یعنی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتیگوریت هستند و در گستره سرپانتینیت‌های شبه ریختی قرار دارند که نشان می‌دهد که برآمده از جایگزینی پسروده الیوین و پروکسن با سرپانتین‌ها هستند. همچنین این کانی‌ها بیشتر در گستره‌های شبکه الیوین و بستیت کلینوپروکسن قرار دارند که نشان می‌دهد که این کانی‌ها ناشی از دگرگونی پسروده سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی هستند. اسپینل‌ها از نوع کروم اسپینل هستند و در گستره پلوناست قرار دارند. عدد کروم اسپینل‌ها ($Cr\#$) در این پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، از ۵۰ تا ۵۰/۷۴ است که همپوشی بین پریدوتیت‌های آبیسال و پریدوتیت‌های فرافروانش را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد و همخوانی کاملی با مقادیر $Cr\#$ اسپینل در پریدوتیت‌های حوضه‌های جلوی قوس دارد. همچنین مقادیر بالای نسبت Cr/Al در اسپینل‌های منطقه مورد بررسی و نرخ ذوب بخشی بیش از ۲۵ درصد (۲۵-۳۰٪) برای پریدوتیت‌های منطقه، تأیید دیگری بر وابستگی زمین‌ساختی این پریدوتیت‌ها به محیط قوس هستند. مقادیر بالای $Cr\#$ و مقادیر بسیار پایین TiO_2 در کانی اسپینل نیز نشان دهنده یک محیط پهنه بالای فروانش است. از این رو بنظر می‌رسد که پریدوتیت‌های مورد بررسی از درجه‌های بالای ذوب بخشی یک گوشته تهی شده و زیر اقیانوسی در یک محیط فرافروانش - جلو قوس تشکیل شده‌اند.



شکل ۱۱ نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ اسپینل نمونه‌های مورد بررسی. پریدوتیت آبیسال (ABP) برگرفته از مرجع [۴۰]، پریدوتیت جلوی قوس (FAP) برگرفته از مرجع [۳۶]؛ و گستره بونینیت (Bon) برگرفته از مرجع [۲] هستند.

مراجع

- [9] Babaie H.A., Babaei A., Ghazi A.M., Arvin M., "Geochemical, $40Ar/39Ar$ age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 43, (2006) 57–70.
- [10] Rajabzadeh M.A., Hedayati M., "The role of pH, organic matter and weathering intensity on geochemical and mineralogical characteristics of Ni-bearing laterites in the Bavanat region, Fars province", Journal of Economic Geology, 12, (2020) 39–40.
- [11] Hoshmandzade A., Sohili M., "Description of Geological Map of Eqlid Sheet, Geological map of Iran", 1:250000 Series sheet G10, Geological survey of Iran, (1990).
- [12] Dungan, M.A. A "microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs", Canadian Mineralogist, 17, (1979) 711–784.
- [13] Lafay R., Montes-Hernandez G., Janots E., Chiriac R., Findling N., Toche F., "Nucleation 720 and growth of chrysotile nanotubes in H_2SiO_3 - $MgCl_2$ - $NaOH$ medium from 90 to 300°C", Chemistry—A European Journal, 19, (2013) 5417–5424.
- [14] Wicks F.J., Plant A.G., "Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentinite textures", Canadian Mineralogists, 17, (1979) 785–830.
- [15] Ashwal L. D., Cairncross B., "Mineralogy and origin of stichtite in chromite bearing serpentinites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 127, (1997) 75–86.
- [16] Coleman R.G., "Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges", Journal of Geological Research, 76, (1971) 1212–1222.
- [17] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Wiley New, York, (1992) 1–696.
- [1] 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.
- [2] Dick H.J.B., 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.
- [3] 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, 68, (2008) 193–205.
- [4] Arai S., "Characterisation of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation", Chemical Geology, 113, (1994) 191–204.
- [5] Monsef I., Monsef R., Mata J., Zhang Z., Pirouz M., Rezaeian M., Esmaili R., Xiao W., "Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran)", Gondwana Research, 62, (2018) 287–305.
- [6] Sarkarinejad K., "Petrology and tectonic setting of the Neyriz ophiolite, southeastern Iran", In Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part D. Edited by A. Ishiwatari, J. Malpas, and H. Ishizuka., (1994) 221–234.
- [7] Ricou L.E., "Evolution structurale des Zagrides. La region Clef de Neyriz (Zagros Iranien)", Mem. Soc. Geol. Fr., Nouvelle Serie-Tom LV, 55, (1976) 140 p.
- [8] Arvin M., "Petrology and geochemistry of ophiolites and associated rocks from the Zagros suture. Neyriz, Iran", Ph. D. thesis, London, London University, (1982).

- [30] Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S., Parkinson I.J., Leat P.T., "Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic", Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, (2000) 36–53.
- [31] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine, 56, (1992) 173-184.
- [32] Monnier C., Girardeau J., Maury R., Cotten J., "Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia)", Geology, 23, (1995) 851-854.
- [33] Choi S.H., Shervais J.W., Mukasa S.B., "Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite", Contributions to Mineralogy and Petrology, 156, (2008) 551–576.
- [34] Arai S., Kadoshima K., Morishita T., "Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels", Journal of the Geological Society of London, 163, (2006) 869-879.
- [35] McDonough W.F., Frey F.A., "REE in upper mantle rocks", In: Geochemistry and mineralogy of rare Earth elements. Lipin, B. and McKay, G.R. (Editors), Mineralogical Society of America, Chelsea, Michigan, (1989) 99-145.
- [36] Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Mariana fore-arc, Leg 125", In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, 125, (1992) 445–485.
- [37] Jaques A. L., Green D. H., "Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts" Contribution to Mineralogy and Petrology, 73, (1980) 287-310.
- [38] Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. B., Hofmann A. W., "Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites", Nature, 410, (2001) 677-681.
- [39] Niu Y., Batiza R., "An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: Application for axis and off-axis (seamounts) melting", Journal of Geophysical Research, 96, (1991) 21753–21777.
- [40] Prinz M., Keil K., Green J.A., Reid A.M., Bonatti E., Honnorez J., "Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fractures zones", Journal of Geophysical Research, 81, (1976) 4087-4103.
- [18] Stevens R. E., "Composition of some chromites of the western Hemisphere", American Mineralogist, 29, (1994) 1-34.
- [19] Irvine T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications", Canadian Journal of Earth Sciences, 4, (1967) 71-103.
- [20] Jan M.Q., Windley B.F., "Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex Northwestern Pakistan", Journal of Petrology, 34, (1990) 667–715.
- [21] Bonavia F. F., Diella V., Ferrario A., "Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia", Economic Geology, 88, (1993) 198-202.
- [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] Kepezhinskas 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.
- [24] Rollinson H., "The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: Inferred parental melt compositions", Contributions to Mineralogy and Petrology, 156 (2008), 273–288.
- [25] Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petroectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq", Geological Magazine, 148, (2011) 802–818.
- [26] 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, 355, (1997) 283-318.
- [27] 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).
- [28] Morgan Z., Liang Y., Kelemen P., "Significance of the concentration gradients associated with dunite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites" Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9, 7 (2008) CiteID Q07025.
- [29] 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 of Petrology, 42, (2001) 655–671.