



زمین دما-فشارسنجی سنگ‌های فرامافیک صحنه، هرسین-نورآباد (شمال شرق کرمانشاه)

علی مرادپور^{۱*}، احمد احمدی خلجی^۲، رضا زارعی سهامیه^۲، رامین ساریخانی^۲، محمدرضا امامی میبدی^۲

۱- مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان کرمانشاه، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، کرمانشاه، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۲/۲۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۲/۲۵)

چکیده: افیولیت‌های صحنه، هرسین - نورآباد (استان کرمانشاه) واقع در کمربند افیولیتی بیرونی زاگرس، بخشی از نوار افیولیتی کرتاسه هستند که به عنوان بازمانده‌های شاخه جنوبی اقیانوس از عمان تا شمال غرب سوریه، قبرس و آنتالیا بر سپر عربی - تائوریک فرارنده شده‌اند. محاسبه ضریب جدایش نسبت Fe/Mg برای کانی الیوین بیانگر خاستگاه گوشته‌ای این کانی است. شواهد بافتی موجود در سنگ‌های فرامافیک نشان از سرد شدن همزمان با کاهش فشار، ذوب بخشی و واکنش مذاب/سنگ دارند. نمودارهای تعیین کننده محیط زمین‌ساختی ماگمایی افزون بر نمایش نمونه‌ها در میدان آرایش گوشته‌ای الیوین - اسپینل بیانگر قرارگیری آن‌ها در میدان پریدوتیت‌های منطقه ابر فرورانش (SSZ) است. بر اساس محاسبات انجام شده با واسنجی‌های مختلف، دما و فشار تبلور سنگ‌های هارزبورژیتی و لوزولیتی ۱۱۰۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد و ۱۲ تا ۱۸ کیلوبار و برای نمونه ورلیتی ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ سانتیگراد و ۲۱ تا ۲۳ کیلوبار است که با محیط تشکیل SSZ همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: فرامافیک؛ منطقه ابرفرورانش؛ زمین دما-فشارسنجی؛ افیولیت؛ کرمانشاه.

مقدمه

تاریخ همگرایی و زمین‌ساخت اقیانوس تئیس جنوبی بین سپر عربی (گندوانا) و قطعه قاره‌ای سنندج-سیرجان ایران را می‌توان در کمربند چین خورده-رورانده زاگرس جستجو نمود. این کمربند کوهزایی که از مرز ایران-ترکیه تا شمال هرمز ادامه دارد، جزئی از سامانه کوهزایی کلاسیک برخورد قاره‌ای مزوزوئیک و سنوزوئیک آلپ-همیالیا است، که کرانه فعال شمالی (اوراسیایی) را از کرانه غیر فعال جنوبی (عربی) جدا مجزا می‌کند. افیولیت‌های زاگرس که در مناطقی چون سرو آباد، کرمانشاه، نیریز، بافت [۲،۱] و پنجوین-والش در عراق [۳] قرار دارند، در اثر برخورد قاره‌ای بین آفرو-عربی و ایران و در راستای پهنه خرد شده زاگرس رخنمون دارند [۵،۴] (شکل ۱ الف).

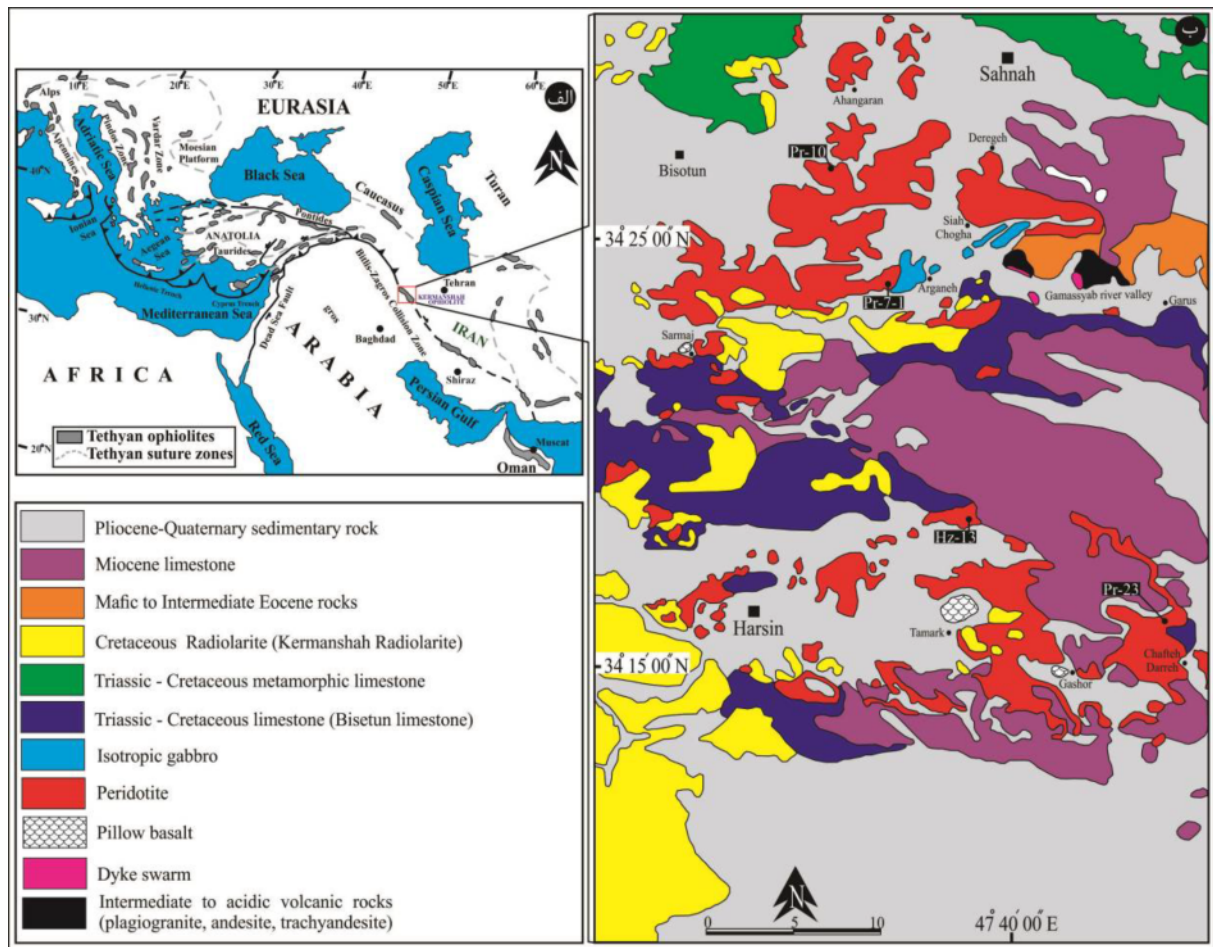
گرچه افیولیت‌های کرمانشاه از نظر چگونگی تشکیل معادل با افیولیت‌های عمان در نظر گرفته شده‌اند [۶]، اما شواهدی

چون قطعه‌های سنگی جدا شده و تکه تکه‌ی افیولیتی، گابروها و پریدوتیت‌های سرپانتینی که به صورت محلی توسط دایک‌های دلریتی مورد هجوم قرار گرفته‌اند و بویژه روابط زمین‌ساختی کامل بین انواع مختلف سنگ‌ها در افیولیت کرمانشاه همه نشان می‌دهند که این مجموعه یک آمیزه افیولیتی زمین‌ساختی است.

تاکنون بررسی زمین دما فشار سنجی در مناطق مورد بررسی انجام نشده است. از این رو در این پژوهش، بر پایه داده‌های شیمی کانی سنگ‌های فرامافیک مناطق صحنه، هرسین-نورآباد سنگ‌شناسی آن‌ها و براساس داده‌های زمین دما فشار سنجی، فرآیندهای سنگ‌زایی و ماگمایی این سنگ‌ها بررسی شد.

موقعیت زمین شناسی

در منطقه کرمانشاه از جنوب غرب به شمال شرق، کمربند چین خورده زاگرس، پهنه خرد شده همراه با افیولیت‌ها



شکل ۱ الف: پراکندگی افیولیت‌های تتیسی در جوش خورده سامانه کوهزایی آلپ-همیالیا، برگرفته از مرجع [۴] با تغییرات، ب: نقشه زمین شناسی ساده شده مناطق صحنه، هر سین- نورآباد برگرفته از مرجع [۷] با تغییرات.

رخنمون کوچک در راستای رودخانه گاماسیاب قابل مشاهده است. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر شامل گدازه‌های بالشی با بافت حفره‌دار و جریان‌های بازالتی هستند که در منطقه هر سین و پیرامون روستاهای گشور، تمرک و سرماج دیده می‌شوند.

بیشترین فراوانی در سنگ‌های رسوبی موجود در مناطق هر سین، صحنه و نورآباد مربوط به رادیولاریت‌های دگرشکل شده واحد بیستون و سازند قم هستند. رادیولاریت‌های به شدت تغییرشکل یافته، بیشتر در منطقه هر سین- صحنه دیده می‌شوند. در این مناطق، واحد بیستون از کربنات کم عمق با ضخامت زیاد تشکیل شده است و از نظر سنی، گستره‌ای از تریاس پایانی تا کرتاسه آغازین- پایانی را در بر می‌گیرد [۹، ۸]. سازند قم نیز که در مناطق مورد بررسی شامل کربنات‌های سکوی دریایی کم عمق با کنگلومرای قاعده‌ای است، سن

(زاگرس مرتفع) و پهنه سنندج - سیرجان سه واحد ساختاری اصلی در منطقه به شمار می‌آیند. در این منطقه، افیولیت‌های کرمانشاه در بخش شمال غربی پهنه افیولیتی زاگرس و در بین سیر عربی و پهنه سنندج- سیرجان واقع هستند. این افیولیت‌ها که با نام مجموعه صحنه، هر سین- نورآباد نیز شناخته می‌شوند، با مختصات $34^{\circ} 10'$ تا $34^{\circ} 30'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 30'$ تا $48^{\circ} 00'$ طول شرقی، بیشتر از پریدوتیت و گابروهایی تشکیل شده اند که توسط دایک‌ها مورد هجوم قرار گرفته و با گدازه‌های بالشی و جریان‌های بازالتی و همچنین سنگ‌های آهکی (واحد بیستون) پوشیده شده‌اند (شکل ۱ ب). در منطقه، توالی گابرویی به دو صورت گابروی پگماتوئیدی در شمال غرب و گابروهای دارای برگوارگی در جنوب شرق رخنمون دارند. در هر دو نوع گابرو، تروکتولیت‌ها به صورت اجزائی کوچک دیده می‌شوند. مجموعه دایکی در چند

الیگوسن تا اوایل میوسن دارد. این سازند بصورت ناپیوسته بر همه افیولیت‌های کرمانشاه قرار دارد [۵].

روش مطالعه

به منظور بررسی پریدوتیت‌های گوشته‌ای در منطقه صحنه، هرسین-نورآباد و تجزیه شیمی کانی‌ها، تعداد ۱۰ مقاطع نازک صیقلی تهیه شده و کانی‌های موجود در آن‌ها شامل ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، الیوین و کروم اسپینل با ریزپردازشگر الکترونی Cameca SX-100 در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰ nA تجزیه شد. محاسبه مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} با استفاده از رابطه زیر جدول ۱ (مراجع [۹،۷]) و نیز محاسبات زمین فشار-دماسنجی بر نتایج ریزپردازش الکترونی کانی‌ها با واسنجی مختلف و با نرم افزار اکسل انجام شد.

سنگ‌نگاری

دونیت: دونیت‌ها اغلب شامل از بیش از ۹۰٪ الیوین و یا سرپانتین با مقادیر کمی از ارتوپیروکسن و مقادیر پراکنده‌ای از کروم اسپینل هستند. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای هستند و بین دانه‌ها نقاط تقاطع سه گانه دیده می‌شوند (شکل ۲ الف، [۱۰]) و بصورت محلی دچار باز تبلور شده‌اند که نشان از باز تعادل در شرایط دما و فشار پوخته‌ای دارند. بلورهای الیوین دانه درشت شکستگی، خاموشی موجی و شکنج دارند (شکل ۲ ب) که عملکرد دگرشکلی دمای بالا و وابستگی این سنگ‌ها را به گوشته بالایی نشان می‌دهد.

این سنگ‌ها با درجه‌های متغیر سرپانتینی شده‌اند. در برخی مقاطع، کروم اسپینل‌ها بصورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل‌دار در کنار الیوین‌ها دیده می‌شوند.

هارزبورژیت: هارزبورژیت‌ها با بافت دانه‌ای، الیوین (۶۵ تا ۸۰٪)، ارتوپیروکسن (۱۵ تا ۳۰٪) و کلینوپیروکسن (۵٪) و کانی‌های فرعی شامل کروم اسپینل و همچنان کانی‌های ثانویه چون سرپانتین و مگنتیت تشکیل شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، سرپانتین بصورت رگه‌های نازک، الیوین و ارتوپیروکسن را قطع نموده‌اند در نمونه‌های کاملاً سرپانتینی شده، بافت‌های غربالی و ساعت شنی نمایان است (شکل ۲ پ). پورفیری آواری‌های ارتوپیروکسن بیشتر توسط شکستگی‌های نامنظم دچار خرد شدگی شده‌اند و برخی دارای ماکل‌های ساده و برخی دیگر

دارای اجزای گرد و پراکنده‌ای از الیوین و تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن درون ارتوپیروکسن هستند (شکل ۲ ت) که نشان از باز تعادل این سنگ‌ها در شرایط دما و فشار پوخته‌ای دارد. کروم اسپینل به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود؛ از این رو به نظر می‌رسد که آنها کانی‌های باقی مانده پس از ذوب‌بخشی هستند (شکل ۲ ث). در برخی مقاطع، کروم اسپینل‌ها زنجیروار و به صورت بلورهایی بی شکل تا نیمه شکل دار اغلب در الیوین‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲ ج).

لرزولیت: لرزولیت‌ها اغلب بصورت اجزائی کوچک و پراکنده در بین توده‌های هارزبورژیتی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها شامل الیوین (۵۵ تا ۷۵٪) ارتوپیروکسن (۲۲ تا ۳۴٪) و کلینوپیروکسن (۵ تا ۱۰٪) و کروم اسپینل (کمتر از ۵٪) هستند. الیوین و ارتوپیروکسن بطور معمول خاموشی‌های موجی و شکنج نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌های دارای شکنج و با تیغه‌های جدایشی خمیده در ارتوپیروکسن‌های درشت دانه دیده می‌شوند. در برخی مقاطع، دانه‌های الیوین بصورت پورفیری آواری‌های تغییر شکل یافته و یا به شکل میانبرهایی در بلورهای ارتوپیروکسن دیده می‌شوند که می‌تواند نشان دهنده تقدم تبلور این الیوین‌ها نسبت به پیروکسن-های میزبان آن‌ها باشد (شکل ۲ چ). به نظر می‌رسد که با تبلور الیوین‌های بصورت میانبار در پیروکسن، شرایط کاهش Mg ماگما و فرصت برای تبلور پیروکسن فراهم شده است. سرانجام پس از تبلور پیروکسن‌ها به صورت نیمه شکل‌دار و با کاهش نسبی Ca و افزایش Mg و Fe در مذاب باقی مانده، دوباره بلورهای الیوین بین کومه‌ای متبلور شده‌اند.

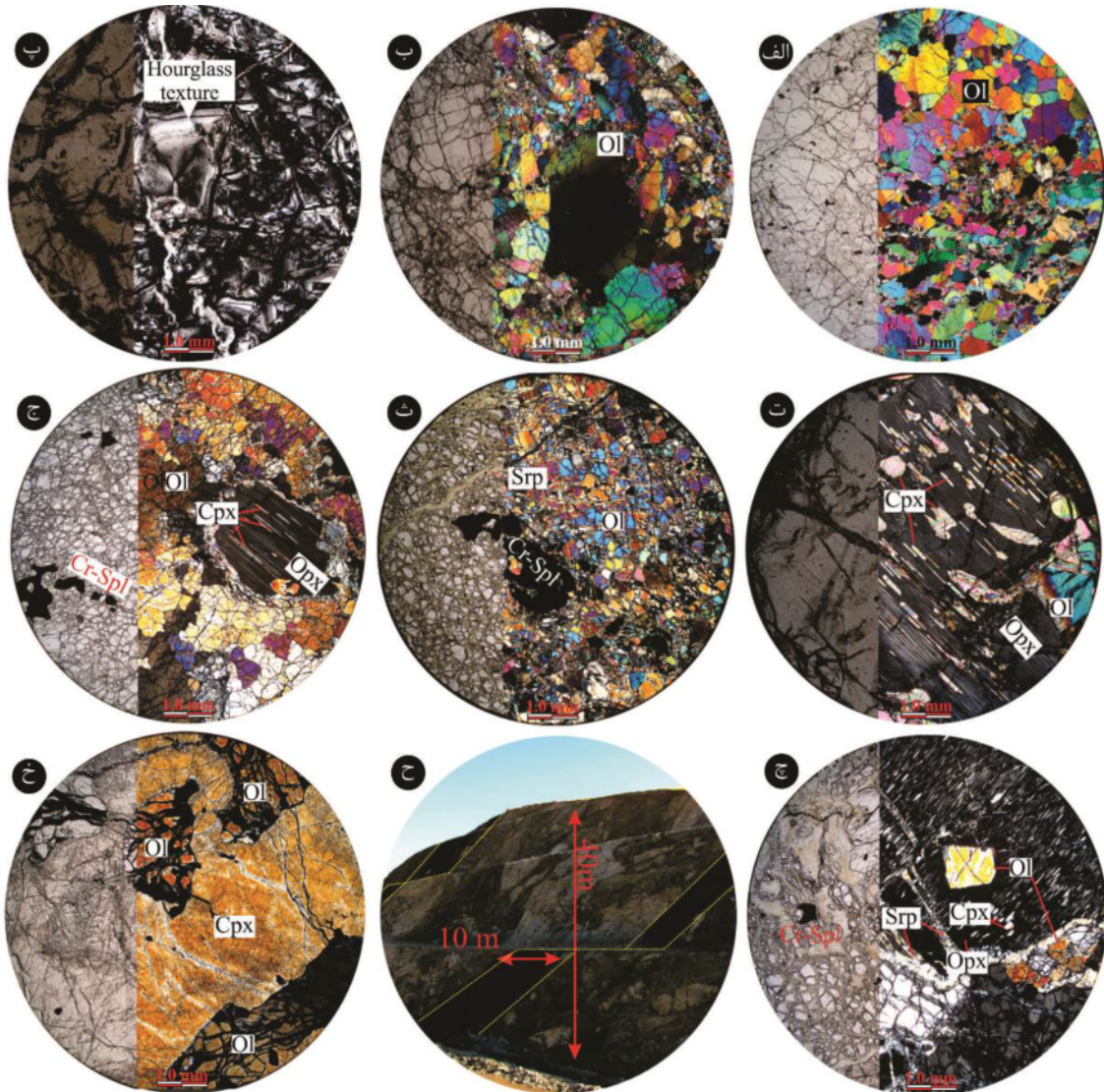
ورلیت: این سنگ‌ها به صورت دایکی و آشکارا در مرز گابروهای نفوذی و پریدوتیت‌های گوشته‌ای رخنمون دارند، نخستین بار توسط مرادپور و همکاران [۱۱] در منطقه معرفی شدند. ورلیت‌ها در رخنمون صحرایی رنگ سیاه و پهنای ۸ تا ۱۰ متر دارند (شکل ۲ ح) و از نظر میکروسکوپی به طور کامل از الیوین‌های سالم تا کاملاً سرپانتینی شده (۲۰ تا ۳۰٪) و کلینوپیروکسن (۷۰ تا ۸۰٪) تشکیل شده‌اند. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع دانه شکفتی، غربالی و مشبک هستند. اندازه کانی‌ها متوسط تا دانه درشت است و به ۰/۵ سانتیمتر نیز می‌رسد. در این سنگ‌ها، سرپانتین که از تجزیه بخشی الیوین‌ها به وجود آمده، بافتی مشبک به آن‌ها بخشیده است. الیوین‌ها دارای لبه

های منحنی، خلیجی شکل و نامنظم هستند که نشانگر هضم آنهاست (شکل ۲ خ).
شیمی کانی
الیون: ترکیب الیون در پریدوتیت‌های گوشته‌ای در جدول ۱ ارائه شده است. به طور میانگین، مقدار

های منحنی، خلیجی شکل و نامنظم هستند که نشانگر هضم آنهاست (شکل ۲ خ).

شیمی کانی

الیون: ترکیب الیون در پریدوتیت‌های گوشته‌ای در جدول ۱ ارائه شده است. به طور میانگین، مقدار



شکل ۲ الف: بلورهای بی شکل الیون با بافت دانه ای اولیه و تقاطع سه گانه در سنگ‌های دونیتی. ب: خاموشی موجی و شکنج در بلورهای الیون نمونه‌های دونیتی. پ: بافت‌های مش و ساعت شنی در هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده. ت: تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در بلورهای دانه درشت ارتوپیروکسن نمونه‌های هارزبورژیتی. ث: بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار کروم اسپینل. ج: آرایش زنجیری بلورهای کروم اسپینل در سنگ‌های هارزبورژیتی. چ: تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن و میانبارهای الیون شکل‌دار در بلورهای ارتوپیروکسن. ح: دایک‌های ورلیتی در مرز توالی گابرویی و پریدوتیتی در جنوب شهرستان صحنه (دره گاماسیاب). خ: بلورهای الیون با لبه‌های خلیجی شکل و نامنظم در کنار بلورهای کلینوپیروکسن در نمونه‌های ورلیتی (همه تصاویر میکروسکوپی در نور عادی و قطبشی تهیه شده‌اند)، نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۰] هستند.

جدول ۱ نتایج تجزیه کانی الیوین (Ol) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای صحنه، هرسین-نورآباد به روش ریزپردازش الکترونی.

سنگ	Hz	Lz	Lz	Du	Du	Du	Hz	Hz	Hz	Wh	Wh	Wh
نمونه	PR-۲۳	HZ-۱۳	HZ-۱۳	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۱۰	PRV-۱	PRV-۱	PRV-۱
SiO ₂	۴۱,۳۲	۴۰,۶۳	۴۰,۵۰	۴۱,۰۶	۴۰,۵۳	۴۰,۳۹	۴۱,۹۴	۴۰,۵۸	۴۱,۵۵	۴۱,۰۲	۴۰,۶۸	۴۰,۷۴
TiO ₂	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰
Al ₂ O ₃	۰,۴۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Cr ₂ O ₃	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
FeO*	۶,۵۴	۹,۴۶	۹,۴۰	۹,۲۴	۹,۲۵	۹,۱۳	۱۰,۲۰	۹,۹۵	۹,۸۵	۱۱,۴۹	۱۲,۱۹	۱۱,۷۲
MnO	۰,۰۹	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱۴	۰,۲۹	۰,۲۴	۰,۲۴
MgO	۵۰,۶۷	۵۰,۱۹	۵۰,۴۲	۵۰,۰۰	۵۰,۴۵	۵۰,۳۱	۴۶,۴۵	۴۷,۳۰	۴۷,۵۴	۴۷,۰۶	۴۶,۸۱	۴۷,۲۲
CaO	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۹
K ₂ O	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
P ₂ O ₅	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱
NiO	۰,۰۲	۰,۰۲۷	۰,۲۵	۰,۲۷	۰,۲۷	۰,۲۴	۰,۳۷	۰,۳۳	۰,۳۹	۰,۲۲	۰,۱۸	۰,۲۴
مجموع	۹۹,۱۴	۱۰۰,۸۱	۱۰۰,۷۹	۱۰۰,۸۱	۱۰۰,۷۵	۱۰۰,۳۳	۹۹,۱۰	۹۸,۳۲	۹۹,۵۹	۱۰۰,۱۸	۱۰۰,۱۴	۱۰۰,۲۷
فرمول ساختاری بر پایه ۴ اتم اکسیژن												
a.p.f.u												
Si	۱,۰۰۸	۰,۹۸۴	۰,۹۸۱	۰,۹۹۶	۰,۹۸۱	۰,۹۸۲	۱,۰۰۵	۱,۰۰۱	۱,۰۰۳	۱,۰۱۶	۱,۰۰۹	۱,۰۰۸
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al	۰,۰۱۲	۰,۰۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Cr	۰,۰۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ³⁺	۰,۰۰	۰,۰۲۷	۰,۰۳۴	۰,۰۰۵	۰,۰۳۴	۰,۰۳۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ²⁺	۰,۱۳۳	۰,۱۶۴	۰,۱۵۴	۰,۱۸	۰,۱۵۳	۰,۱۵۱	۰,۲۱۴	۰,۲۰۹	۰,۲۰۵	۰,۲۳۸	۰,۲۵۳	۰,۲۴۳
Mn	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۶	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵
Mg	۱,۸۴۳	۱,۸۱۵	۱,۸۲۲	۱,۸۰۹	۱,۸۲۲	۱,۸۲۴	۱,۷۳۳	۱,۷۷	۱,۷۵۹	۱,۷۳۸	۱,۷۳۲	۱,۷۴۲
Ca	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۲
Ni	۰,۰۰	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۶	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۴	۰,۰۰۵	۰,۰۰۴
Fo%	۹۳,۱۱	۹۰,۲۳	۹۰,۳۶	۹۰,۴۱	۹۰,۴۵	۹۰,۵۶	۸۸,۸۹	۸۹,۳۲	۸۹,۴۳	۸۷,۶۲	۸۷	۸۷,۴۵
Fa%	۶,۷۴	۹,۵۴	۹,۴۵	۹,۳۷	۹,۳	۹,۲۲	۱۰,۹۵	۱۰,۵۴	۱۰,۳۹	۱۲	۱۲,۷۱	۱۲,۱۸
Ca-Ol	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۱۲
Mg#	۰,۹۳	۰,۹۲	۰,۹۲	۰,۹۱	۰,۹۲	۰,۹۲	۰,۸۹	۰,۸۹	۰,۹۰	۰,۸۸	۰,۸۷	۰,۸۸
Fe#	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۱۲

Hz: هارزبورژیت، Du: دونیت، Lz: لرزولیت، Wh: ورلیت، Fo: فورستریت، Fa: فابالیت، $Mg \# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ، $Fe \# = Fe / (Fe^{2+} + Mg)$ ، در متن دو روش بررسی، گفته شده [۹].

فرامافیک از انباشت کانی‌هایی شکل می‌گیرند که در مراحل مختلف از ماگما متبلور شده‌اند، ترکیب شیمیایی سنگ کل آن-ها نمی‌تواند گویای ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه باشد، البته، ترکیب شیمیایی کانی‌ها کمک قابل توجهی به تعیین ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه می‌کند.

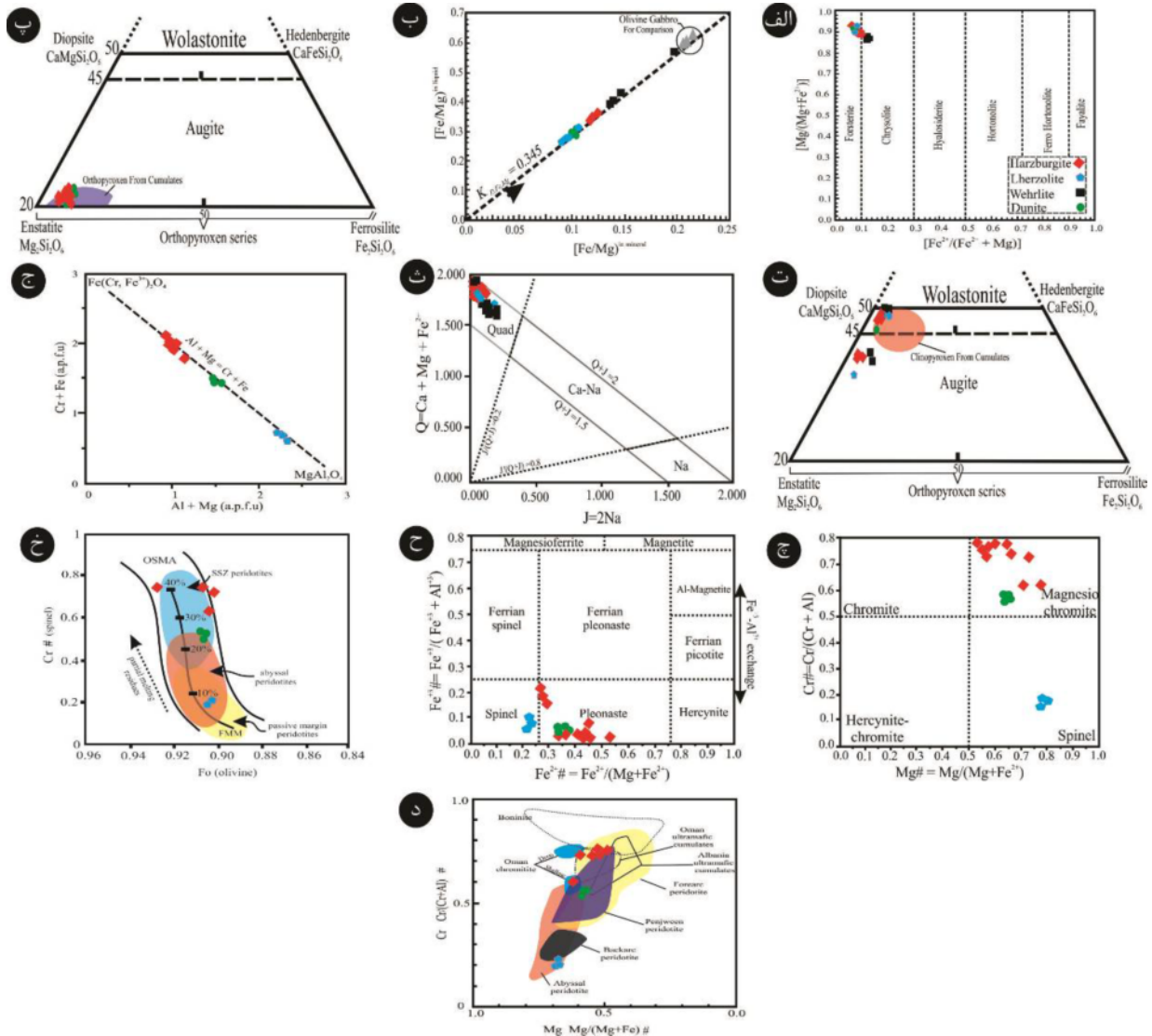
بر این اساس، با توجه به مقادیر آهن و منیزیم موجود در الیوین نمونه‌ها (جدول ۱) و ضریب جدایشی این دو عنصر در این کانی و به کمک رابطه زیر، فراوانی عناصر مورد نظر در

به جز الیوین موجود در ورلیت‌ها، در سایر نمونه‌های فرامافیک ترکیب شیمیایی الیوین‌ها تفاوت قابل توجهی را نشان نمی‌دهد به طوری که، رسم نتایج در نمودار $Mg \# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ نسبت به $Fe \# = Fe / (Fe^{2+} + Mg)$ [۱۲] نشانگر ترکیب فورستریتی الیوین‌های موجود در دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت و نیز ترکیب کریزولیتی الیوین‌های موجود در ورلیت‌هاست (شکل ۳ الف). براساس نظر دو هوگ و همکاران [۱۳] الیوین را می‌توان به دو دسته با خاستگاه ماگمایی و خاستگاه گوشته‌ای تقسیم کرد. از آنجا که سنگ‌های

که $K_{D,Fe,Mg}$ ضریب جدایش نسبت Fe/Mg برای کانی الیوین متبلور شده است) محاسبه شد: $(Fe/Mg)^{mineral}$ نسبت Fe/Mg کانی (داده‌های جدول ۱) و $(Fe/Mg)^{liquid}$ نسبت Fe/Mg گدازه‌ی در تعادل با کانی هستند.

ماگمای در حال تعادل با کانی الیوین (ماگمایی که کانی از آن متبلور شده است) محاسبه شد:

$$K_{D,Fe,Mg} = (Fe/Mg)^{mineral} / (Fe/Mg)^{liquid} \quad (1)$$



شکل ۳ الف: نمودار $Mg\#$ نسبت به $Fe\#$ [۱۱] و موقعیت ترکیبی الیوین پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه بر آن. ب: تغییرات $(Fe/Mg)^{mineral}$ نسبت به $(Fe/Mg)^{liquid}$ در کانی الیوین در سنگ‌های پریدوتیتی (نمونه‌های الیوین گابروی منطقه مورد بررسی برای مقایسه ارائه شده‌اند). پ: انتهای En ، Wo ، Fs [۱۵] و گستره ترکیبی ارتوپیکروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه بر آن. ت: نمودار اعضاء انتهایی En ، Wo ، Fs [۱۵] و گستره ترکیبی کلینوپیکروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه بر آن. ث: نمودار Q-J [۱۶] و گستره ترکیبی کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگ‌های پریدوتیتی بر آن. ج: نمودار $Cr+Fe$ نسبت به $Al+Mg$ کروم اسپینل پریدوتیت‌های گشته‌ای مجموعه افیولیتی کرمانشاه. چ: نمودار $Mg\#$ نسبت به $Cr\#$. ح: نمودار رده‌بندی اسپینل‌ها [۱۱]. خ: نمودار $Cr\#$ نسبت به Fo کروم اسپینل‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه (FMM: گوشته مورب غنی شده، OSMA از مرجع [۱۷]. د: نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ کروم اسپینل‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه. (در نمودارها، میدان پریدوتیت‌های آبیسال و منطقه ابر فرورانش، SSZ، برگرفته از مرجع [۱۸]، بونینیت از مرجع [۱۹]، پریدوتیت جلوی قوس از مرجع [۲۰]، کوموله‌های عمان از مرجع [۲۱]، کرومیت‌های عمان از مرجع [۲۲]، پریدوتیت‌های پنجوین از مرجع [۳] برای مقایسه نشان داده شده‌اند).

شد از جمله شواهد مهم برای خاستگاه گوشته‌ای الیون‌های مورد بررسی هستند. ارتوپروکسن: بر اساس نتایج تجزیه نقطه‌ای ارتوپروکسن‌ها (جدول ۲) این کانی از نظر ترکیب اعضا انتهایی، دارای گستره ترکیبی $En_{86/56-92/34}$ ، $Wo_{101-51/67}$ و $Fs_{4/72-91/68}$ است. میانگین مقدار عدد منیزیم ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) در این کانی ۰/۹۴۷ بوده که نسبت به مقادیر موجود در الیون‌ها (با میانگین ۰/۹۰۲) بیشتر است. این امر نشان می‌دهد که توزیع Fe و Mg بین دو فاز الیون و ارتوپروکسن عامل مؤثری در ایجاد تعادل شیمیایی است. همه ارتوپروکسن‌ها دارای مقایر تقریباً یکسانی از TiO_2 هستند (میانگین ۰/۱ wt%). رسم نتایج تجزیه این کانی در نمودار Wo، En، Fs و [۱۵] نشانگر ترکیب انستاتیتی آن‌ها و قرارگیری در میدان ارتوپروکسن‌های انباشتی است (شکل ۳ پ).

نتایج این محاسبه در شکل ۳ ب نشان داده شده است. دیده می‌شود که نسبت Fe/Mg گدازه در تعادل با کانی الیون در همه سنگ‌ها دارای روند یکسانی بوده و دارای تغییرات خطی است. این می‌تواند دلیل قابل قبولی برای خاستگاه مشترک همه الیون‌های مورد بررسی باشد. در این شکل، نتایج محاسبات برای الیون موجود در گابروهای منطقه نیز به منظور مقایسه ارائه شده است. قرارگیری اولیون‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک در آغاز خط $K_{D,Fe,Mg} = 0.345$ و قرارگیری الیون موجود در گابروها در پایان آن و با همان راستا، افزون بر تایید خاستگاه مشترک گابروها با سنگ‌های فرامافیک، نشان می‌دهد که تبلور بخشی عامل اصلی شکل-گیری ماگمای مافیک بوده است. از طرفی، به اعتقاد برخی پژوهشگران [۲۳]، وجود شکنج و اتصال سه گانه در الیون‌ها که در بخش سنگ‌نگاری (شکل‌های ۲ الف و ب) به آن اشاره

جدول ۲ نتایج تجزیه کانی ارتوپروکسن (Opx) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای صحنه، هرسین - نورآباد به روش ریزپردازش الکترونی.

سنگ نمونه	PR-۲۳	PR-۲۳	PR-۲۳	PR-۲۳	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۱۰	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۲۸	PR-۲۸
SiO ₂	۵۴.۶۵	۵۵.۴۹	۵۴.۸۹	۵۴.۸۱	۴۸.۲۷	۴۷.۱۰	۴۶.۰۴	۴۲.۴۸	۵۵.۶۹	۵۶.۰۱	۵۶.۰۱	۵۷.۰۲
TiO ₂	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al ₂ O ₃	۲.۶۲	۲.۶۹	۳.۱۹	۲.۷۶	۱.۶۷	۱.۶۶	۱.۷۲	۲.۱۰	۲.۲۲	۲.۲۲	۲.۲۰	۲.۰۲
Cr ₂ O ₃	۰.۶۲	۰.۸۴	۰.۸۲	۰.۷۲	۰.۶۹	۰.۷۱	۰.۷۴	۱.۳۲	۰.۸۷	۰.۸۹	۰.۸۶	۰.۶۸
FeO*	۳.۸۱	۵.۵۲	۵.۶۱	۵.۶۷	۳.۹۱	۵.۸۷	۶.۲۳	۸.۶۵	۵.۸۶	۵.۱۲	۵.۷۶	۵.۵۰
MnO	۰.۰۸	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۳
MgO	۳۴.۰۶	۳۳.۲۳	۳۳.۵۴	۳۴.۱۰	۴۲.۸۱	۴۲.۶۵	۴۳.۸۳	۴۵.۲۵	۳۳.۹۵	۳۳.۲۳	۳۳.۲۹	۳۳.۴۳
CaO	۲.۶۷	۲.۷۳	۲.۵۵	۲.۰۶	۱.۸۹	۱.۷۸	۱.۷۸	۰.۰۱	۲.۵۴	۳.۰۲	۲.۴۳	۱.۸۱
Na ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰
K ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۲
NiO	۰.۰۴	۰.۱۵	۰.۱۰	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۸	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۱۰	۰.۰۷	۰.۱۰	۰.۰۸
P ₂ O ₅	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲
مجموع	۹۸.۵۶	۱۰۰.۹۰	۱۰۰.۸۷	۱۰۰.۳۲	۹۹.۲۸	۹۹.۹۳	۱۰۰.۴۴	۹۹.۹۴	۱۰۰.۲۸	۱۰۰.۸۲	۱۰۰.۸۱	۱۰۰.۷۱
فرمول ساختاری بر پایه ۶ اتم اکسیژن												
a.p.f.u												
Si	۱.۸۹۹	۱.۹۰۳	۱.۸۷۸	۱.۸۸	۱.۶۰۹	۱.۵۶۸	۱.۵۲	۱.۴۰۷	۱.۹۲۵	۱.۹۲	۱.۹۲۳	۱.۹۵۹
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۱۰۷	۰.۱۰۹	۰.۱۲۹	۰.۱۱۲	۰.۰۶۶	۰.۰۶۵	۰.۰۶۷	۰.۰۸۲	۰.۰۸۶	۰.۰۹۵	۰.۰۸۹	۰.۰۸۲
Cr	۰.۰۱۷	۰.۰۲۳	۰.۰۲۲	۰.۰۲	۰.۰۱۸	۰.۰۱۹	۰.۰۱۹	۰.۰۳۵	۰.۰۲۴	۰.۰۲۴	۰.۰۲۳	۰.۰۱۸
Fe ³⁺	۰.۰۷۸	۰.۰۶۵	۰.۰۹۲	۰.۱۰۶	۰.۰۴۶	۰.۰۴۶	۰.۰۴۸	۰.۰۴۸	۰.۰۴	۰.۰۴۲	۰.۰۴	۰.۰۰
Fe ²⁺	۰.۰۳۳	۰.۰۹۴	۰.۰۶۹	۰.۰۵۷	۰.۰۶۳	۰.۱۱۸	۰.۱۲۴	۰.۱۹۲	۰.۱۲۹	۰.۱۰۵	۰.۱۲۶	۰.۱۵۸
Mn	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴
Mg	۱.۷۶۵	۱.۶۹۸	۱.۷۱	۱.۷۴۵	۲.۱۲۶	۲.۱۱۵	۲.۱۵۶	۲.۲۳۳	۱.۶۹۷	۱.۶۹۸	۱.۷۰۵	۱.۷۱۱
Ca	۰.۰۹۹	۰.۱	۰.۰۹۴	۰.۰۷۶	۰.۰۶۸	۰.۰۶۴	۰.۰۶۳	۰.۰۰	۰.۰۹۴	۰.۱۱۱	۰.۰۸۹	۰.۰۶۷
Na	۰.۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
K	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱
Mg [□]	۰.۹۸	۰.۹۵	۰.۹۶	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۵	۰.۹۵	۰.۹۲	۰.۹۳	۰.۹۴	۰.۹۳	۰.۹۲
Cr [□]	۰.۱۴	۰.۱۷	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۲۱	۰.۲۳	۰.۲۲	۰.۲۹	۰.۲۲	۰.۲۰	۰.۲۱	۰.۱۸
Fe [#]	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۸
Al ^{IV}	۰.۱۰۱	۰.۰۹۷	۰.۱۲۱	۰.۱۱۲	۰.۰۶۶	۰.۰۶۵	۰.۰۶۷	۰.۰۸۲	۰.۰۷۵	۰.۰۸	۰.۰۷۶	۰.۰۴۱
Al ^{VI}	۰.۰۰۶	۰.۰۱۲	۰.۰۰۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱۱	۰.۰۱۱	۰.۰۱۵	۰.۰۱۳	۰.۰۴۱
Q	۱.۸۹۷	۱.۸۹۲	۱.۸۷۳	۱.۸۷۸	۲.۲۵۷	۲.۲۹۷	۲.۳۳۳	۲.۴۲۵	۱.۹۲	۱.۹۱۴	۱.۹۲	۱.۹۳۶
Wo	۵.۰۳	۵.۱۲	۴.۷۶	۳.۸۲	۲.۹۳	۲.۷۱	۲.۶۳	۰.۰۱	۴.۸	۵.۶۷	۴.۵۷	۳.۴۴
En	۸۹.۳۶	۸۶.۷۹	۸۷.۰۷	۸۷.۹۷	۹۲.۳۴	۹۰.۲۲	۹۰.۱۸	۹۰.۳۱	۸۶.۵۶	۸۶.۸۳	۸۶.۹۹	۸۸.۴
Fs	۵.۶۱	۸.۰۹	۸.۱۷	۸.۲۱	۴.۷۳	۶.۹۷	۷.۱۹	۹.۶۸	۸.۶۴	۷.۵	۸.۴۴	۸.۱۶

Hz: هارزبورژیت، Du: دونیت، Wo: ولاستونیت، En: انستاتیت، Fs: فروسلیت، $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ، $Fe\# = Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ ، $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ ، $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$

همچنین رسم نتایج تجزیه این کانی در نمودار $Fe^{2+}\#$ ($Fe^{3+}\# = Fe^{3+}\# / (Fe^{2+}\# + Fe^{3+}\#)$) نسبت به $Fe^{2+}\#$ ($Fe^{2+}\# = Fe^{2+}\# / (Fe^{2+}\# + Mg)$) نشان می‌دهد که اسپینل در لرزولیت‌ها در گستره اسپینل و در دونیت و هارزبورژیت‌ها در گستره پلونست قرار دارد (شکل ۳ ح). در نمودار Fo الیوین نسبت به $Cr\#$ اسپینل [۱۷، ۱۸]، افزون بر قرارگیری نمونه‌ها در میدان پریدوتیت‌های منطقه ابر فرورانش (SSZ)، همه آنها در میدان آرایش گوشته‌های الیوین- اسپینل (OSMA) نیز قرار دارند و این نشان می‌دهد که روند مشاهده شده ناشی از ذوب بخشی و خروج گسترده مذاب بوده است (شکل ۳ خ). چنان که از نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ [۲۱، ۲۲، ۲۵، ۲۶] مشخص است، مقدار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ یک ارتباط معکوس دارد (شکل ۳ د) و این امر گویای مقادیر متنوعی از درجه ذوب- بخشی است که می‌توان دلیل اصلی آنرا ناهمگنی درون گوشته بالایی و واکنش مذاب- سنگ [۲۷] بیان کرد.

اسپینل: نتایج تجزیه نقطه‌ای اسپینل‌ها در جدول ۴ ارائه شده است. از نظر ترکیبی مقدار عدد کروم ($Cr\# = Cr / (Cr + Al)$) در گستره ۰/۱۹ تا ۰/۸۰ است، به طوری که مقدار $Cr\#$ به تدریج از لرزولیت به سمت هارزبورژیت و دونیت افزایش می‌یابد. این در حالی است که $Mg\#$ گستره‌ای از ۰/۵۶ تا ۰/۷۴ را شامل شده و به طور میانگین از ۰/۷۵ در لرزولیت به ۰/۶۲ در هارزبورژیت و دونیت کاهش نشان می‌دهد. در نمودار $Cr+Fe$ نسبت به $Al+Mg$ (شکل ۳ ج)، آشکارا همه کروم اسپینل‌ها در راستای خط ۱:۱ که بیانگر جایگزینی $Fe(Cr, Fe^{3+})_2O_4$ (عضو انتهایی کرومیت) با $MgAl_2O_4$ (عضو انتهایی اسپینل) است، قرار دارند. با این حال، کروم اسپینل‌ها در سنگ‌های مختلف دارای نسبت‌های کمی متفاوت از این دو عضو انتهایی هستند. براساس نمودار $Mg\#$ نسبت به در مقابل $Cr\#$ [۲۴] برای رده بندی و تعیین نوع اسپینل موجود در سنگ‌های فرامافیک مورد بررسی، اسپینل در لرزولیت‌ها در گستره اسپینل و در دونیت و هارزبورژیت‌ها در گستره منیزوکرومیت قرار دارند (شکل ۳ چ).

جدول ۴ نتایج تجزیه کانی کروم اسپینل (Cr-Spl) در پریدوتیت‌های گوشته‌های صحنه، هر سین- نورآباد به روش ریزپردازش الکترونی.

سنگ نمونه	Du PR-۲۸	Du PR-۲۸	Du PR-۲۸	Lz HZ-۱۳	Lz HZ-۱۳	Lz HZ-۱۳	HZ PR-۲۵	HZ PR-۲۵	HZ PR-۲۵	HZ PR-۲۵	HZ PR-۱۰	HZ PR-۱۰
SiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۲۳	۱/۱۴	۰/۳۸	۰/۰۵	۰/۷۵	۱/۳۵
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳
Al ₂ O ₃	۲۳/۸۵	۲۳/۸۵	۲۳/۰۵	۴۸/۱۹	۴۸/۴۱	۴۸/۰۱	۱۱/۳۸	۱۱/۹۱	۱۰/۲۵	۱۱/۳۸	۱۸/۴۱	۱۱/۵۴
Cr ₂ O ₃	۴۵/۵۳	۴۵/۷۳	۴۵/۳۸	۱۷/۸۶	۱۶/۹۶	۱۷/۷۴	۵۵/۸۵	۵۳/۴۲	۶۰/۱۷	۵۸/۲۶	۴۵/۵۳	۵۲/۴۴
FeO*	۱۶/۵۳	۱۶/۶۳	۱۶/۶۱	۱۵/۰۶	۱۵/۴۱	۱۵/۳۷	۱۶/۱۲	۱۴/۵۵	۱۷/۰۴	۱۷/۷۴	۱۹/۶۱	۲۱/۴۳
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۲	۰/۱۹
MgO	۱۴/۱۹	۱۳/۸۸	۱۳/۹۹	۱۸/۳۸	۱۸/۷۳	۱۸/۵۱	۱۱/۱۰	۱۳/۸۵	۱۲/۴۷	۱۱/۳۳	۱۵/۹۸	۱۱/۹۲
CaO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۲	۰/۲۸	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
NiO	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۷
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۱/۶۹	۱/۲۱	۰/۱۰	۰/۲۴	۰/۰۷	۰/۰۱
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۱/۳۵	۰/۳۷	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰
P ₂ O ₅	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴
مجموع	۱۰۰/۲۱	۹۹/۲۴	۹۹/۱۵	۹۹/۷۲	۹۹/۷۳	۹۹/۸۳	۹۸/۰۹	۹۶/۹۷	۱۰۰/۵۱	۹۹/۵۹	۱۰۰/۶۹	۹۹/۰۴
فرمول ساختاری بر پایه ۴ اتم اکسیژن												
a.p.f.u												
Si	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۸	۰/۰۳۸	۰/۰۱۲	۰/۰۰۲	۰/۰۲۳	۰/۰۴
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۸۵	۰/۸۲۶	۰/۸۳۲	۱/۵۳۶	۱/۵۳۸	۱/۵۲۸	۰/۴۵۶	۰/۴۶۴	۰/۳۹	۰/۴۳۷	۰/۶۵۸	۰/۴۴
Cr	۱/۰۹	۱/۱۱	۱/۱۰۱	۰/۳۸۲	۰/۳۶۲	۰/۳۷۹	۱/۵۰۵	۱/۴	۱/۵۳۵	۱/۵۰۴	۱/۰۹۲	۱/۳۵
Fe ³⁺	۰/۰۵۹	۰/۰۶۲	۰/۰۶۵	۰/۰۸۱	۰/۱	۰/۰۹۲	۰/۰۱۳	۰/۰۴۶	۰/۰۴۷	۰/۰۵۲	۰/۰۳۳	۰/۱۲
Fe ²⁺	۰/۳۶	۰/۳۶۳	۰/۳۵۹	۰/۲۶	۰/۲۴۷	۰/۲۵۶	۰/۴۴۴	۰/۳۵۴	۰/۴۱۴	۰/۴۳۱	۰/۲۹۵	۰/۴۶
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۱
Mg	۰/۶۴	۰/۶۳۵	۰/۶۴	۰/۷۴۱	۰/۷۵۳	۰/۷۴۵	۰/۵۶۳	۰/۶۸۳	۰/۶	۰/۵۷۱	۰/۷۲۳	۰/۵۸
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ₂ O ₃	۲/۵۹	۲/۷۰	۲/۸۳	۳/۹۸	۴/۹۴	۴/۵۲	۰/۵۱	۱/۸۶	۱/۹۳	۲/۱۲	۸/۸۸	۴/۹۴
FeO	۱۴/۲۰	۱۴/۲۰	۱۴/۰۶	۱۱/۴۸	۱۰/۹۷	۱۱/۳۱	۱۵/۶۶	۱۲/۸۸	۱۵/۳۰	۱۵/۳۳	۱۱/۶۲	۱۶/۹۸
Mg#	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۷۱	۰/۵۶
Cr#	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۸۰	۰/۷۷	۰/۶۲	۰/۷۵
Fe ³⁺ #	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۶

HZ: هارزبورژیت، Du: دونیت، Lz: لرزولیت، $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ، $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$ ، $Fe\# = Fe / (Fe^{2+} + Mg)$

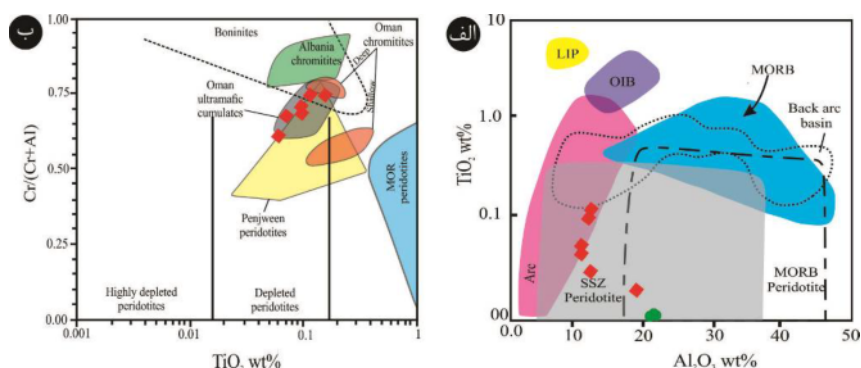
محیط زمین‌ساختی و زمین‌دما-فشارسنجی

برخی از بافت‌ها در سنگ‌های فرامافیک گویای رخداد فرآیند سنگ‌زایی ویژه‌ای هستند، از جمله تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن نشانگر سرد شدن همراه با کاهش فشار در این سنگ‌ها هستند و به‌طور گسترده در پریدوتیت‌های آبیسال و SSZ دیده می‌شوند [۲۲]. چنین جدایش‌هایی بر اثر کاهش انحلال ناشی از سرد شدن و یا کاهش فشار، ذوب بخشی همراه با واکنش و یا ذوب بخشی پریدوتیت در فشار کم (میدان اسپینل و حذف کلینوپیروکسن) به‌وجود می‌آیند [۲۹،۲۸]. بنابراین تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن‌ها در ارتوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک مناطق مورد بررسی (شکل‌های ۲ ت و ۳) به همراه یافته‌های ارائه شده در شکل ۳ ب، نشان از سرد شدن همراه با کاهش فشار در پریدوتیت‌های گوشته‌ای و یا واکنش اولیه مذاب/سنگ دارد. افزون بر آن به گزارش سومر و هاتوری [۲۹] نیز اسپینل‌های محصور شده و دانه‌های زنجیر مانند اسپینل (شکل‌های ۲ ت و ۳ ج) به‌طور گسترده در پریدوتیت‌هایی دیده می‌شوند که کاملاً وابسته به ذوب بخشی هستند و یا در اثر واکنش مذاب/سنگ در گوشته شکل گرفته‌اند.

نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۱۸-۲۰] که نتایج تجزیه کروم اسپینل‌ها (جدول ۴) در آن رسم شده است یک سازگاری با محیط SSZ را نشان می‌دهد (شکل ۴ الف). پریدوتیت‌های SSZ با کروم اسپینل‌هایی با Cr# بسیار بالاتر از پریدوتیت‌های آبیسال، از هم تفکیک می‌شوند، Cr# کروم اسپینل پریدوتیت-های SSZ از ۳۸ تا بیش از ۸۰ و برای پریدوتیت‌های آبیسال از ۳۸ تا ۵۸ است. این مقدار از Cr# کروم اسپینل‌ها نزدیک به Cr# نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۴) بیانگر درجه‌های بسیار بالایی از ذوب بخشی پریدوتیت‌های SSZ نسبت به پریدوتیت-های آبیسال است [۱۷]. همچنین برخی از پژوهشگران نیز معتقدند که در مقایسه با پریدوتیت‌های آبیسال، اغلب پیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های SSZ دارای مقادیر بسیار پایین Al و Ti و مقادیر Mg# بیش از ۰/۹۰ هستند [۳۰]. براساس نتایج ارائه شده در جدول‌های ۳ و ۴، در کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن‌های مورد بررسی، متوسط Mg# به ترتیب برابر با ۰/۹۴ و ۰/۹۵ است. بر پایه نمودار TiO_2 نسبت به Cr# اسپینل (شکل ۴ ب) نیز، نمونه‌ها با میدان

پریدوتیت‌های تهی شده و همسایگی با پریدوتیت‌های پنجوین و عمان (موقعیت SSZ) همپوشی نشان می‌دهند. از طرفی، برخلاف افیولیت‌های نوع هارزبورژیتی (HOT)، افیولیت‌های نوع لرزولیتی (LOT) هم دچار درجه‌های پایین ذوب بخشی شده‌اند و هم پریدوتیت‌های غنی از کلینوپیروکسن میزبان اسپینل‌های با مقادیر پایین Cr# هستند، این در حالی است که در نوع HOT بعلاوه درجه‌های بالای ذوب بخشی کلینوپیروکسن پریدوتیت گوشته‌ای بارور ذوب گردیده و مقادیر بالای Cr# اسپینل میزبان پریدوتیت‌های تهی شده و بسیار دیرگداز شده‌اند، به طوری که برخی [۲۲] معتقدند که این درجه ذوب بخشی بالا سبب ایجاد نسبت بالایی از Cr/Al در اسپینل سنگ‌های نوع HOT می‌شود. مقادیر بالای نسبت Cr/Al در اسپینل‌های مناطق مورد بررسی (با میانگین ۲/۰۱، جدول ۴) و نرخ ذوب بخشی بیش از ۲۵٪ هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های منطقه و نیز قرارگیری آنها در میدان آرایش گوشته‌ای الیوین-اسپینل (OSMA) در نمودار Fo الیوین نسبت به Cr# اسپینل (شکل ۳ خ) که بیانگر نقش ذوب بخشی و خروج گسترده مذاب در ایجاد روند مشاهده شده است، همه نشان می‌دهند که در افیولیت‌های نوع هارزبورژیتی (HOT) صحنه، هرسین-نورآباد، مذاب برآمده از صفحه اقیانوسی فرو رو در یک پهنه فرورانشی با کاهش دمای ذوب سنگ کره گوشته-ای در بالای آن، باعث واکنش گسترده مذاب صعود کننده با سنگ دیواره شده است.

با توجه به نتایج تجزیه ریزپریداش الکترونی کانی‌ها (جدول-های ۱ تا ۴) و فرمول‌های ساختاری محاسبه شده آنها، از ۱۵ واسنجی مختلف برای محاسبات زمین فشار دماسنجی نمونه-های هارزبورژیتی، لرزولیتی و ورلیتی مناطق صحنه، هرسین-نورآباد استفاده شد که نتایج در جدول ۵ ارائه شده است (با توجه به تعداد بالای روابط مورد استفاده در محاسبات مربوط به کسرهای مولی و اعضا انتهایی در اینجا بیان نشده است). موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۱ الف نشان داده شده است. همه نتایج محاسبه شده بر پایه واسنجی‌های مختلف [۳۱-۴۰] برای نمونه‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی دمای ۱۱۰۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد را در فشار ۱۲ تا ۱۸ کیلو بار و برای نمونه دایک ورلیتی دمای ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ سانتیگراد را در فشار ۲۱ تا ۲۳ کیلو بار نشان می‌دهند که با تشکیل آنها در محیط زمین ساختی ماگمایی SSZ همخوانی دارد.



شکل ۴ الف: نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 کروم اسپینل پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه. (میدان‌ها برگرفته از مرجع [۲۴]). ب: نمودار $Cr\#$ نسبت به TiO_2 کروم اسپینل پریدوتیت‌ها (میدان‌های پریدوتیت آبیسال از مرجع [۱۸]، کوموله‌های عمان از مرجع [۲۱]، کرومیت‌های عمان از مرجع [۲۲]، پریدوتیت‌های پنجوین از مرجع [۳] و بازالت پوسته‌های میان اقیانوسی MORB از [۳۰] برای مقایسه آورده شده‌اند). نشانه‌ها همانند شکل ۳ هستند.

جدول ۵ نتایج زمین دما فشارسنجی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای صحنه، هرسین - نورآباد.

واسنجی بر پایه	کانی مورد استفاده	Pr-23	Pr-10	HZ-13	Pr 7-1
وود و بانو [۳۱]۱۹۷۳	Cpx-Opx	$1152 \pm 60^\circ C$	$1138 \pm 60^\circ C$	-	-
ولز [۳۲]۱۹۷۷	Cpx-Opx	$1052 \pm 70^\circ C$	$1225 \pm 70^\circ C$	-	-
برتراند و مرسیر [۳۳]۱۹۸۵	Cpx-Opx	۱۱۴۱°C ۱۲ kbar ۱۱۴۵°C ۱۵ kbar ۱۱۴۸°C ۱۷ kbar	۱۲۸۰°C ۱۲ kbar ۱۲۸۹°C ۱۵ kbar ۱۱۹۲°C ۱۷ kbar	-	-
برتراند و مرسیر [۳۳]۱۹۸۵	Cpx	۱۱۲۴°C ۱۲ kbar ۱۱۳۰°C ۱۵ kbar ۱۱۳۳°C ۱۷ kbar	۱۲۷۹°C ۱۲ kbar ۱۲۸۵°C ۱۵ kbar ۱۲۹۰°C ۱۷ kbar	-	-
مرسیر [۳۴]۱۹۸۰	Cpx	$1541^\circ C$ P=۱۸,۴۷kbar	$1514^\circ C$ P=۱۸,۲۸kbar	$1463^\circ C$ P=۱۸,۰۲kbar	$1501^\circ C$ P=۱۹,۳۹kbar
مرسیر [۳۴]۱۹۸۰	Opx	$1528^\circ C$ P=۱۷,۹۶kbar	$1496^\circ C$ P=۱۷,۷۲kbar	-	-
هرزبرگ و چپمن [۳۵]۱۹۷۶	Ol-Cpx-Spl	۱۰۸۴°C ۱۲ kbar ۱۱۱۴°C ۱۶ kbar	۱۲۹۳°C ۱۲ kbar ۱۳۴۰°C ۱۶ kbar	۱۱۶۲°C ۱۲ kbar ۱۱۷۱°C ۱۶ kbar	-
فابریس [۳۶]۱۹۷۹	Ol- Spl	-	-	$1194 \pm 15^\circ C$	-
نیمیس و اولمر [۳۷]۱۹۹۸	Cpx	-	-	-	P=۲۱,۷kbar
نیمیس [۳۸]۱۹۹۵	Cpx	-	-	-	P=۱۹,۱kbar
نیمیس و تیلور [۳۹]۲۰۰۰	Cpx	-	-	-	۱۲۲۸°C ۱۵ kbar ۱۲۳۴°C ۱۷ kbar ۱۲۳۹°C ۱۹ kbar ۱۲۴۴°C ۲۱ kbar ۱۲۵۰°C ۲۳ kbar
پوتیرکا [۴۰]۲۰۰۸	Cpx	-	-	-	$1239 \pm 30^\circ C$ ۱۵ kbar $1256 \pm 30^\circ C$ ۱۷ kbar $1274 \pm 30^\circ C$ ۱۹ kbar $1291 \pm 30^\circ C$ ۲۱ kbar $1308 \pm 30^\circ C$ ۲۳ kbar
پوتیرکا [۴۰]۲۰۰۸	Cpx	-	-	-	$134kbar \pm 1.5$ ۱۲,۷ kbar ± 1150 در $1,5^\circ C$ $146kbar \pm 1.5$ ۱۳,۷ kbar ± 1175 در $1,5^\circ C$ $159kbar \pm 1.5$ ۱۴,۸ kbar ± 1200 در $1,5^\circ C$ $173kbar \pm 1.5$ ۱۵,۹ kbar ± 1225 در $1,5^\circ C$ $189kbar \pm 1.5$ ۱۷,۱ kbar ± 1250 در $1,5^\circ C$ $206kbar \pm 1.5$ ۱۸,۳ kbar ± 1275 در $1,5^\circ C$ $224kbar \pm 1.5$ ۱۹,۶ kbar ± 1300 در $1,5^\circ C$ $233kbar \pm 1.5$ ۲۱,۰ kbar ± 1325 در $1,5^\circ C$ $253kbar \pm 1.5$ ۲۲,۴ kbar ± 1350 در $1,5^\circ C$
پوتیرکا [۴۰]۲۰۰۸	Cpx-Liquid	-	-	-	$1267^\circ C \pm 30$ ۱۳,۰ و 30 ۱۵ kbar $1281^\circ C \pm 30$ ۱۳,۲ و 30 ۱۷ kbar $1296^\circ C \pm 30$ ۱۳,۴ و 30 ۱۹ kbar $1310^\circ C \pm 30$ ۱۳,۵ و 30 ۲۱ kbar $1325^\circ C \pm 30$ ۱۳,۸ و 30 ۲۳ kbar
نیمیس و اولمر [۳۷]۱۹۹۸	Cpx	-	-	-	۲۱,۷kbar

برداشت

Arabia and Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 79 (2014), 312–328.

[3] Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq", Geological Magazine, 148 (2011), 802–818.

[4] Dilek Y., Furnes H., "Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere", Geological Society of America Bulletin 123(2011)387–411.

[5] Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F., Montigny R., Jolivet L., "Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–Arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction", Lithos 182–183(2013) 11–32.

[6] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine, 148(2011) 692–725.

[7] Ricou L.E., Braud J., Brunn J.H., "Le Zagros. Livre à la Mémoire de Albert F. de Lapparent. Soc", Geologique de France, Mémoire hors-série 8(1977)33–52.

[8] Shahidi M., Nazari H., "Geological map of Harsin", 1/100,000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran, 1997.

[9] 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.

[10] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, 95(2010) 185–187.

[11] Moradpour A., Zarei Sahamieh R., Ahmadi Khalaji A., Sarikhani R., "Textural records and geochemistry of the Kermanshah mantle peridotites (Iran): implications for the tectonic evolution of southern Neo-Tethys", Journal of Geosciences, 62,(2017) 165–186.

[12] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals" 2nd edition Pearson Education Limited, United Kingdom, 1992.

شواهد بافتی و کانی‌شناسی در پریدوتیت‌های افیولیت کرمانشاه، رخداد واکنش مذاب/سنگ را نشان می‌دهند. در تشکیل این سنگ‌ها افزون بر رخداد واکنش مذاب/سنگ، درجه‌های مختلفی از ذوب‌بخشی گوشته نیز اثر داشته‌اند. مقدار فراوانی کلینوپیروکسن در پریدوتیت‌ها بیانگر درجه تهی شدگی آنها و مقدار فورستریت الیوین مقیاسی برای میزان درجه ذوب کل است. از این رو، پریدوتیت‌های منطقه صحنه، هرسین-نورآباد با مقدار مودال بسیار پایین کلینوپیروکسن و الیوین غنی از منیزیم همراه با تهی شدن بسیار زیاد، دچار درجه‌های بالایی از ذوب‌بخشی نیز گردیده‌اند.

از همه مناطقی که دایک‌های ورلیتی گزارش شده‌اند (چون کلمبیا، ونزولا، روسیه و کانادا) به عنوان گستره انتقالی توالی گابرویی به پسماندهای فرامافیک و اجزاء غیر مستقل نام برده شده است. پژوهشگران معتقدند که این سنگ‌ها مجموعه‌های دورگه هستند که در اثر واکنش‌های متقابل ماگمایی دگرنهادی بین مذاب‌های مافیک و پسماندهای فرامافیک تشکیل گردیده‌اند. به نظر می‌رسد که در منطقه مورد بررسی نیز شکل‌گیری دایک‌های ورلیتی در مرز پریدوتیت-گابروها در اثر شیب دمایی/شیمیایی، رخداد واکنش و هجوم عناصر به سمت مرز پریدوتیت و گابرو بوده به طوری که واکنش‌های دگرنهادی، شرایط تشکیل این سنگ‌ها را فراهم نموده است. بر پایه نمودارها و واسنجی‌های مختلف، برای تبلور سنگ‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی دمای ۱۱۰۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۲ تا ۱۸ کیلوبار و برای نمونه ورلیتی دمای ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ سانتیگراد و فشار ۲۱ تا ۲۳ کیلوبار به دست آمد که با محیط SSZ همخوانی دارد.

مراجع

[1] Sacconi 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.

[2] Allahyari K., Sacconi E., Rahimzadeh B., Zeda O., "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic forearc setting in the Neo-Tethys between

- [24] Melluso L., Sethna S.F., "Mineral compositions in the Deccan igneous rocks of India: An Overview. In: J., Ray, G., Sen, and B., Ghosh, (Editors), *Topics in igneous petrology*. Springer, Netherlands, 52 (2011) 35-159.
- [25] Barnes S.J., Roeder P.L., "The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks", *Journal of Petrology* 42(2001) 2279-2302.
- [26] 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.
- [27] Wang C.S., Li Y., Liu Z.F., Liu X.H., Tang J.X., Hébert R., Dubois, C., Huot V., "Yarlung-Zangbo ophiolites revisited: from geological survey to mineral records", *Acta Geologica Sinica* 79(2005) 323-330.
- [28] Seyler M., Lorand J.-P., Dick H.J.B., Drouin M., "Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153(2007) 303-319.
- [29] Saumur B.M., Hattori K., "Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration in forearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic", *Mineralogy Magazine*. 77(2013) 117-136.
- [30] Choi S.H., Shervais J.W., Mukasa S.B., "Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite", *Contributions Mineralogy and Petrology* 156(2008) 551-576.
- [31] Wood B.J., Banno S., "Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex system", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42: 109-124(1973).
- [32] Wells P.R.A., "Pyroxene thermometry in simple and complex systems", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62(1977) 129-139.
- [33] Bertrand P., Mercier J. C., "The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system", *Earth and Planetary Science Letters*, 76(1985) 109-122.
- [34] Mercier J.C.C., "Single pyroxene thermometry", *Tectonophysics*, 70(1980) 1-37.
- [35] Herzberg C.T., Chapman N.A., "Clinopyroxene geothermometry of spinel/herzolite", *American Mineralogist*, 61(1976) 626-637.
- [13] De Hoog, J.C.M., Gall, L., Cornell, D.H., "Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry", *Chemical Geology*, 270(2010): 196-215.
- [14] Matzen A. K., Baker M. B., Beckett J. R., Stolper E. M., "Fe-Mg Partitioning between Olivine and High-magnesian Melts and the Nature of Hawaiian Parental Liquids", *Journal of Petrology* (2011) doi:10.1093/petrology/egq089.
- [15] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes" *Canadian Mineralogist* 27(1989) 143-156.
- [16] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", *American Mineralogist*, 73(1988) 1123-1133.
- [17] Arai S., "Characterisation of spinel peridotites by olivine-spinel composition relationships: review and interpretation", *Chemical Geology* 113(1994) 191-204.
- [18] 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.
- [19] 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.
- [20] Presnall D.C., Hoover J.D., "High pressure phase equilibrium constraints on the origin of mid-ocean ridge basalts", *Geochemical Society Special Paper* 1(1987) 75-89.
- [21] Parkinson I.J., Pearce J.A., "Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting", *Journal of Petrology* 39(1998) 1577-1618.
- [22] Tamura A., Arai S., "Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle", *Lithos* 90(2006) 43-56.
- [23] Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A., "High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello hornblende (Central Alps, Italy)". *Journal of Petrology*, 49(2011) 937-970.

- [39] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotite. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 139(2000): 541-554.
- [40] Putirka K., "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems", Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69(2008): 61-120.
- [36] Fabriès J., "Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes", Contributions to Mineralogy and Petrology, 69(1979) 329-336.
- [37] Nimis P., Ulmer P., "Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems", Contributions to Mineralogy and Petrology, 133(1998): 122-135.
- [38] Nimis P.A., "A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling", Contributions to Mineralogy and Petrology, 121(1995): 115-125.