



نخستین گزارش از وجود کانی‌های فشار بالا در مجموعه افیولیتی کرمانشاه تأییدی بر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس

فرهاد آلیانی، زینب دارایی‌زاده*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۶/۲/۲۶، نسخه نهایی: ۹۶/۶/۱۵)

چکیده: مجموعه افیولیتی کرمانشاه در پهنه ساختمانی - زمین‌ساختی غرب ایران در بخش شمالی رورانگی اصلی زاگرس قرار دارد و بخشی از کمربند افیولیتی بشدت گسیخته کرمانشاه - پنجوین محسوب می‌شود. وجود پهنه چند دگرگونه در منطقه در اصل به توسعه افیولیت‌ها و جایگیری زمین‌ساختی آنها وابسته است. برخی از سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه (یشم و بدل یشم) دارای سختی، وزن مخصوص و تراکم بالا بوده و شامل کانی‌هایی چون ترمولیت، اکتینولیت، پلاژیوکلاز، کلینوکلر و گارنت گروسولار هستند. سنگ‌های دگرگونی دربردارنده ترمولیت بسیار متراکم و نفريت موجود در منطقه و نیز سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریتی بسیار متراکم موسوم به باونیت، گواهی روشن بر رخداد پدیده فرورانش و رخداد دگرگونی فشار بالا در منطقه هستند. سرپانتینیت‌های منطقه با مقدار آنتی-گوریت و کروم مگنتیت بسیار بالا و نیز افت گرمایی (LOI) نسبتاً کم (۱۲/۱-۱۰/۹ درصد وزنی) با دگرگونی رخساره شیت آبی دما متوسط تا بالا مشخص می‌شوند. این شرایط دگرگونی برآمده از سرپانتی شدن پروتولیت‌های هارزبورژیته به شدت تهی شده‌ای است که در اثر ذوب‌بخشی گسترده (بیش از ۱۵ درصد، مطابق با محیط فرورانشی آبدار) رخ داده‌اند. گابروها در مجموعه افیولیتی دچار دگرسانی نوع رودنژیته شده‌اند، این گابروهای رودنژیته، در ادامه یک فرایند رودنژیت‌زدایی را نیز پشت سر گذارده‌اند.

واژه‌های کلیدی: نفريت؛ یشم؛ بدل یشم؛ سرپانتینیت؛ باونیت؛ دگرگونی فشار بالا؛ فرورانش؛ افیولیت کرمانشاه.

مقدمه

سنگ‌های دگرگونی موجود در مناطق افیولیتی در شناخت فرایندهای حاکم بر جایگیری افیولیت‌ها از اهمیت فراوانی برخوردارند، زیرا این سنگ‌ها به پهنه‌های کششی و فرورانش پیش از برخورد وابسته بوده و بررسی سنگ‌شناسی آنها در تعیین جایگاه زمین‌ساختی بسیار مؤثر است. ویژگی‌های زمین-شیمیایی کلی این مجموعه‌های سنگی دگرگونی اطلاعات مفیدی را در رابطه با وسعت حوضه‌های اقیانوسی در بر دارد. با تعیین شرایط فشار، دما و سازوکار دگرگونی سنگ‌های منطقه فرورانش، تاریخچه دگرگونی و برخورد مشخص می‌شود و علاوه بر تعیین وسعت حوضه اقیانوسی می‌توان به بررسی نظام گرمایی و شرایط زمین‌دینامیک منطقه فرورانش پرداخت [۱].

بر این اساس سنگ‌های دگرگونی وابسته به افیولیت‌ها از ارکان مهم ارایه مدل زمین‌دینامیکی مناطق افیولیتی محسوب می‌گردد.

در این پژوهش علاوه بر بررسی دگرگونی‌های مختلف، رخداد دگرگونی فشار بالا در افیولیت کرمانشاه معرفی شده و بر اهمیت آنها در فهم شرایط پهنه فرورانش تأکید می‌شود.

به‌طور کلی همه سنگ‌های افیولیتی در بیشتر مناطق افیولیتی ایران دست کم دچار دو نوع دگرگونی با نتایج متفاوت شده‌اند. دگرگونی نوع اول دگرگونی گرمایی کف اقیانوسی بوده که به‌صورت استاتیک عمل کرده است. این دگرگونی اغلب موجب تغییر شکل در سنگ‌ها نشده و بیشتر منجر به تغییر ترکیب شیمیایی آنها شده است و شاید استفاده از نام دگرسانی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۰۹۷۳۰۰، نمابر: ۰۸۱۳۸۳۸۱۴۶۰، پست الکترونیکی: zeinab.daraee@gmail.com

در مورد این دگرگونی درست تر باشد. فرایند سرپانتینی شدن از آثار این دگرگونی در سنگ های فرامافیک و مافیک محسوب می شود که منجر به تشکیل کانی های کریزوتیل و لیزاردیت در این سنگ ها شده است و همزمان با این دگرسانی، در سنگ های مافیک مانند گابروها و دیابازها در اثر پدیده رودنژیستی شدن کانی هایی از قبیل وزوویانیت، گروسولر و کلریت به وجود آمده است. برخی پژوهشگران پدیده اسپیلیتی شدن که موجب تشکیل سنگ های اسپیلیتی از لاهوهای بازی می شود، را نیز در ارتباط با این دگرگونی می دانند. در این میان تشکیل برخی سنگ های آمفیبولیتی و سنگ های سبز فاقد جهت یافتگی نیز می تواند وابسته به این دگرگونی باشد.

دگرگونی نوع دوم از نوع دینامیک بوده و پس از کرتاسه بالایی صورت گرفته و دارای آثار شدیدتری به ویژه از نظر تغییر شکل بوده و در مقیاس وسیعتری نیز عمل نموده و در بیشتر موارد بر سنگ های دگرگون شده نوع اول نیز تأثیر گذاشته است. آثار این دگرگونی را در سنگ های فرامافیک می توان بصورت رگه های فراوان آنتی گوریت (که در شرایط نسبی فشار بالا و دمای پائین تشکیل می شوند) یافت. این رگه ها بیشتر کانی های کریزوتیل و لیزاردیت برآمده از دگرگونی پیشین را قطع می کنند. آثار دگرگونی چند مرحله ای زمان آلپین در سنگ های مافیک به ویژه در دیابازها و پیلولاواها به طور چشم گیری قابل پیگیری است. معمولاً دگرگونی نام برده در این گونه سنگ ها بصورت پیشرونده عمل کرده و در ابتدا که نسبت فشار وارده به دما بیشتر بوده، پیلولاواها را از رخساره پرهنیت - پامپلهایت (در این حالت تغییر شکل عمده ای در سنگ ها ایجاد نمی شود) تا رخساره شایست آبی متأثر کرده و موجب تغییرات قابل ملاحظه دگرشکلی و دگرسانی را در سنگ های اولیه شده است [۲].

سنگ های مختلف دگرگونی در مجموعه های افیولیتی می توانند دارای خاستگاه جداگانه و متعددی باشند. از این رو بررسی های دقیق و کاوش بیشتر در مورد این سنگ ها در هر منطقه می تواند نتایج جالبی جهت کمک به شناخت کیفیت دگرگونی و انواع مختلف سنگ های دگرگونی و چگونگی ارتباط آنها با هم در منطقه به دست دهد.

زمین شناسی عمومی

با توجه به رابطه نزدیک زمانی، مکانی و زمین شیمیایی سنگ های دگرگونی با افیولیت کرمانشاه، توضیح اجمالی این افیولیت

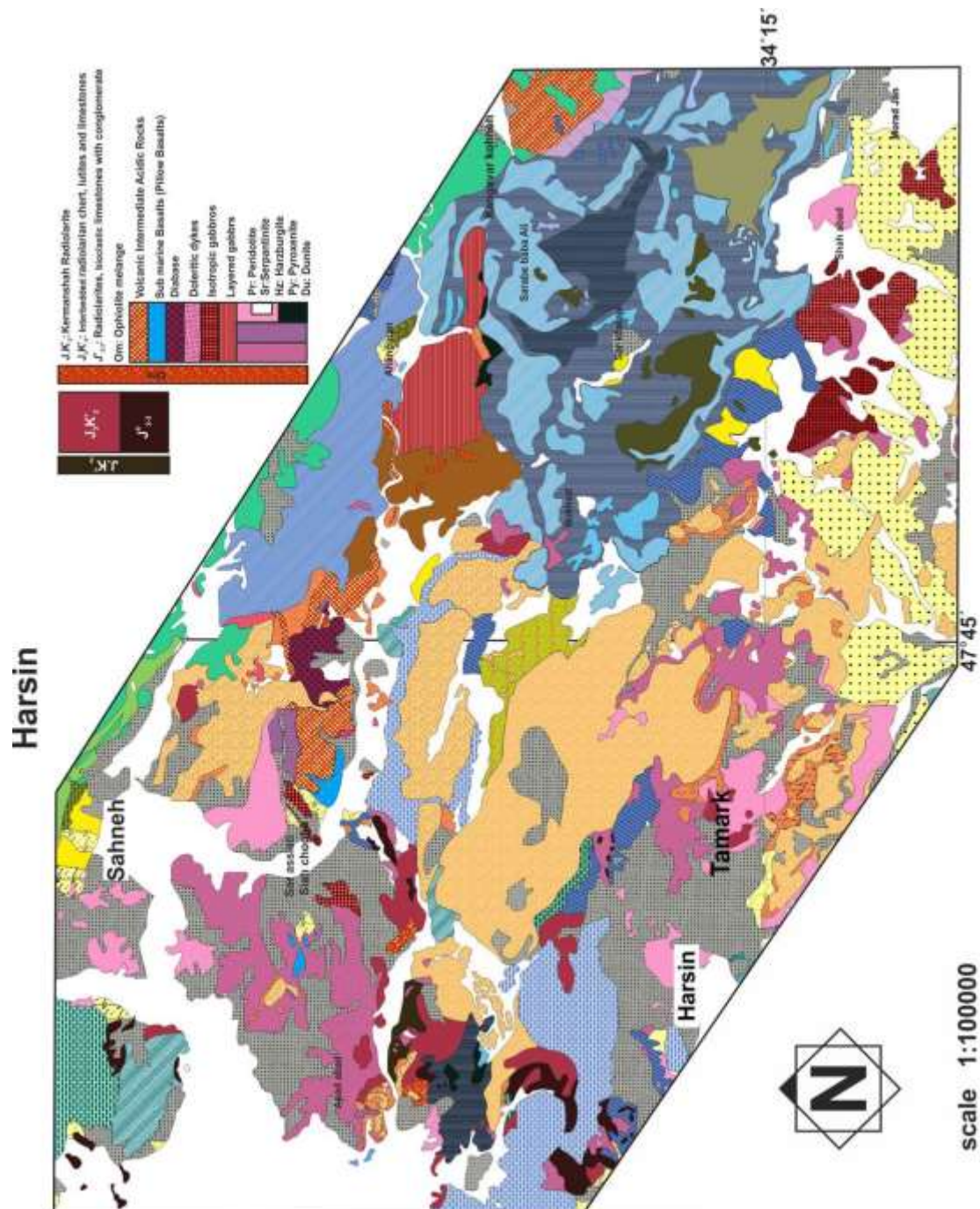
ضروری به نظر می رسد. افیولیت ها قطعاتی از سنگ کره اقیانوسی و شاخص بسته شدن اقیانوس ها (به عبارتی محل حوضه های اقیانوسی ناپدید شده) محسوب می شوند که به سبب رویدادهای زمین ساختی بر سطح زمین رانده شده اند. پهنه زمیندز زاگرس که از مرز ایران - ترکیه تا شمال تنگه هرمز ادامه دارد، بخش مهمی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیاست که برخی از افیولیت های مهم ایران، از جمله افیولیت مورد بررسی در این پژوهش را دربردارد. افیولیت های زاگرس بخشی از بقایای نئوتتیس هستند که به صورت نوار باریکی بین ورقه عربی و سندج - سیرجان در راستای شمال - غرب - جنوب شرق رخنمون دارند. این افیولیت ها از نظر ترکیب و تاریخ تکامل ساختاری شبیه افیولیت عمان هستند [۳].

مجموعه افیولیتی کرمانشاه در پهنه ساختمانی - زمین - ساختی غرب ایران در بخش شمالی رواندگی اصلی زاگرس قرار دارد و جزئی از کمربند افیولیتی به شدت گسیخته کرمانشاه - پنجوین بوده و به نظر شفاهی مقدم و همکارش [۴] از جمله افیولیت های کمربند خارجی زاگرس است. مجموعه افیولیتی مورد نظر به سبب گسترش در ناحیه ی صحنه و هرسین به «افیولیت صحنه - هرسین» معروف است [۵]. نقشه زمین شناسی ساده شده ای از منطقه مورد بررسی در شکل ۱ آمده است.

پیدایش افیولیت ها و آمیزه های رنگین نشان دهنده بسته شدن نئوتتیس و برخورد قاره ای بین صفحه آفری - عربی و ایران مرکزی در امتداد زمیندز زاگرس است. زمان بسته شدن نئوتتیس مورد توافق کلی زمین شناسان نیست و از کرتاسه پایانی [۶، ۷] تا ائوسن پایانی - الیگوسن [۸ - ۱۱]، تا میوسن [۱۲، ۱۳] و حتی پلیوسن [۱۴] گزارش شده است. برخی نیز زمان نهایی بسته شدن نئوتتیس را میوسن پسین می دانند [۱۵]. سن پتاسیم - آرگون سنگ کل یک دایک لوکودیوریتی در افیولیت کرمانشاه، $۸۶/۳ \pm ۷/۸$ میلیون سال تعیین شده است [۱۶]، جدیدترین سن سنجی به روش اورانیوم - سرب زیرکن نشان می دهد که جوانترین قسمت افیولیت کرمانشاه (صحنه - کامیاران) در $۳۵/۷ \pm ۰/۵$ میلیون سال و قدیمی ترین بخش آن (هرسین) در $۷۹/۳ \pm ۰/۹$ میلیون سال قبل تشکیل شده است [۱۵]. از نظر زمین ساختی برای فرآیند بسته شدن نئوتتیس و جایگیری افیولیت ها در امتداد پهنه جوش خورده یا زمیندز

زاگرس، شواهد انکار ناپذیری وجود دارد. در مورد محیط زمین-دینامیکی این افیولیت‌ها، پژوهشگران مختلف فرضیات گوناگونی مانند پشته‌های میان اقیانوسی و محیط‌های پشت قوس را مطرح نموده‌اند. سنگ‌های افیولیتی کرمانشاه در هر دو محیط جزایر درون اقیانوسی و محیط‌های جزایر کمائی تشکیل

شده‌اند [۱۷]. ترکیان و همکاران [۱۸] بر پایه داده‌های زمین-شیمی دایک‌های دیابازی، خاستگاه زمین‌ساختی محیط پست قوس یا فرافروانشی پهنه را برای افیولیت کرمانشاه در نظر گرفته‌اند.



شکل ۱ نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین (برگرفته از مرجع [۲۳])، واحدهای افیولیتی در نقشه مشخص شده‌اند.

بررسی‌های صحرایی

بروزدهای افیولیت کرمانشاه عبارتند از: (۱) جنوب صحنه (شمال شرق کرمانشاه) متشکل از سنگ‌های فرابازی با بافت کومولیت، پریدوتیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت است که نخست با سنگ‌های گابرویی و سپس با گدازه پوشیده شده‌اند، لذا این مجموعه سالم و فاقد آمیختگی‌های ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی است. (۲) جنوب شرق مجموعه، یعنی در ناحیه‌ی ارگانا (ارگنه) سنگ‌های فرابازی با فلس‌های آهکی و رادیولاریتی همراه‌اند که در نتیجه فشارهای زمین‌ساختی با هم مخلوط شده و به شدت زمین ساخت هستند. (۳) در هرسین یک توده‌ی سرپانتینیت رخمون دارد که در آن ورقه‌هایی از آهک‌های باز تبلور یافته زیستی آواری (به احتمال زیاد متعلق به تریاس) وجود دارد. (۴) در جاده هرسین - نورآباد دلفان (استان لرستان)، طیف وسیعی از سنگ‌ها شامل پریدوتیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینیتی، گابروها، دایک‌های صفحه‌ای، بازالت‌های اسپیلیتی و گدازه‌های بالشی دیده می‌شود. (۵) در اطراف شهرستان دلفان، گابروها و نیز پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده رخمون یافته‌اند.

کربنات‌های مجموعه بیستون به سن تریاس پیشین - کرتاسه پسین [۱۹] در زمان مایستریشین [۲۰] بر نهشته‌های افیولیتی رانده شده‌اند (جاده کرمانشاه به هرسین). در برخی جاها در مسیر جاده هرسین به نورآباد دلفان، نهشته‌های رسوبی - تخریبی با سن الیگوسن - میوسن روی افیولیت‌ها قرار گرفته‌اند [۲۱].

به طور کلی می‌توان گفت که مجموعه افیولیتی کرمانشاه (شکل ۱) شامل سنگ‌های مختلف یک دنباله افیولیتی کامل است که از نظر سنگ‌شناسی از پایین به بالا شامل: فرامافیک‌ها با بافت تکتونیت (شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت)، سنگ‌های فرامافیک با بافت انباشت سنگ، سنگ‌های نفوذی مافیکی (شامل گابروهای پگماتویدی، تروکتولیت‌ها، گابروهای میلونیتی، گابروهای همسانگرد، گابروهای معمولی، لوکوگابروها و گابروهای آمفیبول‌دار)، دایک‌های ورقه‌ای، پیلولاواها و پلاژیوگرنیت‌هاست که زیر دایک‌های ورقه‌ای و بالای گابروها قرار دارند و در بعضی جاها توسط همین دایک‌ها قطع شده‌اند. بالاترین بخش مجموعه افیولیتی به آهک‌های پلاژیک و رادیولاریت‌های کرتاسه بالایی اختصاص دارد.

در جنوب صحنه، پریدوتیت‌ها پس از دنباله مافیک دارای بیشترین رخمون هستند [۲۲]. اندکی گابروی همسانگرد همراه حجم زیادی از دیاباز و گدازه‌های بازالتی با دبی بالشی دیده می‌شود. پریدوتیت‌ها سرپانتینیتی شده‌اند، گابروها به شدت تجزیه شده و دایک‌های دیابازی تا حد رخساره شیست سبز دچار دگرگونی شده و برخی گدازه‌ها به اسپیلیت تبدیل شده‌اند. دگرگونی مجاورتی نیز در بعضی قسمت‌ها صورت گرفته است.

بررسی‌های زمین شناسی و سنگ شناسی صورت گرفته در این ناحیه حاکی از وجود پهنه چند دگرگونه است که در اصل به توسعه افیولیت‌ها و جایگیری زمین‌ساختی آنها مربوط است. همچنین به جز سرپانتینیت‌ها، رخمون‌های مجموعه سنگی دگرگون شده قابل تشخیص است که دستخوش چندین رخداد دگرگونی شده‌اند.

روش انجام پژوهش

به منظور شناخت روابط صحرایی، تهیه مقاطع نازک و بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری از بروزدهای مختلف سنگ‌های دگرگونی (متابازیت‌ها) به طور اصولی و هدفمند نمونه برداری شد و پس از بررسی مقاطع نازک، ۶ نمونه برای انجام تجزیه شیمیایی و نیز پراش پرتوی X (XRD) به آزمایشگاه شرکت تحقیقات کانی‌شناسی و زمین شناسی کانپژوه تهران ارسال شد. تجزیه شیمیایی سرپانتینیت‌ها و پریدوتیت‌های منطقه (عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و عناصر کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی ICP-MS) در آزمایشگاه زمین‌شناسی و کانی‌شناسی نووسیبرسک، آکادمی علوم روسیه انجام شد. گزیده‌ای از نتایج این تجزیه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی

در منطقه مورد بررسی طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی یافت می‌شود که از نظر سنگ‌نگاری شامل سنگ‌های فرامافیک سرپانتینیتی شده، انواع سرپانتینیت‌ها، طلق شیست‌ها، آمفیبولیت‌ها، کلریت شیست‌ها، اکتینولیت شیست‌ها، کلریتیت‌ها، اکتینولیتیت‌ها، متادیابازها و متاگابروها هستند. این سنگ‌ها در رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت و طی دگرگونی کف دریا و دینامیکی گرمایی دگرگون شده‌اند.

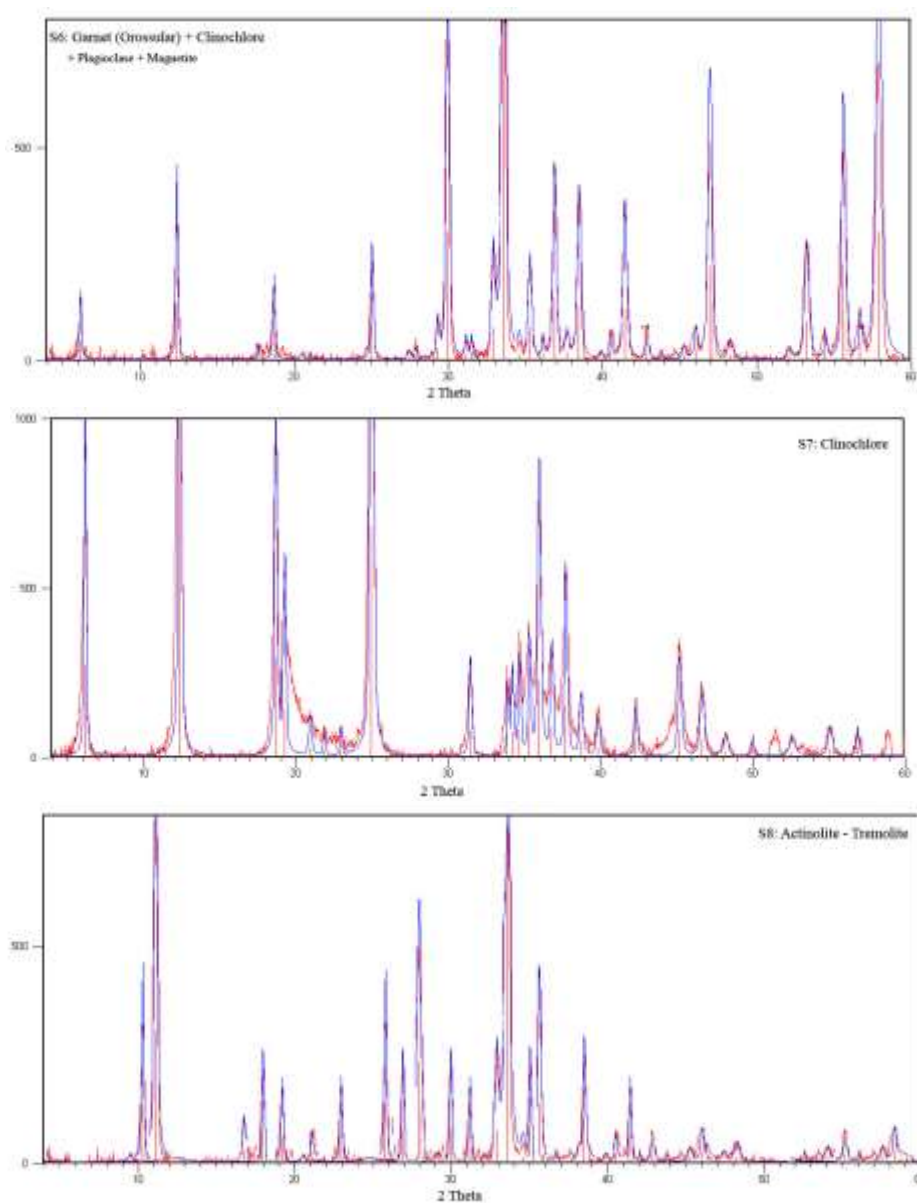
جدول ۱ برگزیده‌ای از نتایج تجزیه نمونه‌های سنگ‌های دگرگونی و سرپانتینیت‌های افیولیت کرمانشاه به روش XRF و ICP-MS.

Element	نمونه یک	S-6	S-7	Ser. 1	Ser.2	Ser. 3	Ser.4	Ser.5	Ser. 6	Ser. 7
SiO ₂	%	۳۴٫۹۲	۲۹٫۶۳	۴۲٫۳۲	۴۵٫۲۸	۴۴٫۱۹	۴۴٫۵۸	۴۳٫۶۷	۴۳٫۹۱	۳۹٫۸۹
Al ₂ O ₃	%	۲۴٫۲۱	۲۰٫۰۱	۰٫۸۶	۰٫۸۲	۰٫۶۶	۱٫۱۳	۰٫۸۸	۰٫۶۱	۱٫۲۱
Fe ₂ O ₃	%	۰٫۸۹	۳٫۲۹	۷٫۷	۴٫۸۸	۵٫۵۳	۴٫۸	۵٫۷۱	۵٫۷۴	۸٫۰۹
TiO ₂	%	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
CaO	%	۳۲٫۴۸	۰٫۱۹	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۵۶	۰٫۳۱	۰٫۵۹	۰٫۰۴	۱٫۱۸
MgO	%	۲٫۴۵	۳۲٫۳۴	۳۵٫۸۵	۳۶٫۱۳	۳۵٫۹۷	۳۶٫۱۸	۳۶٫۰۱	۳۷٫۹	۳۶٫۳۵
Na ₂ O	%	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
K ₂ O	%	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱
MnO	%	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۰۱
P ₂ O ₅	%	۰٫۰۸	<۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
S	%	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
L.O.I	%	۴٫۶۲	۱۴٫۱۰	۱۲٫۰	۱۱٫۶	۱۱٫۹	۱۱٫۷	۱۲	۱۱٫۵	۱۲٫۰۸
مجموع	%	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۱	۹۹٫۳۸	۹۹٫۳	۹۹٫۳۴	۹۹٫۲۲	۹۹٫۴۲	۹۹٫۹۴	۹۸٫۸۷
As	ppm	۳۵	۹	۱	۳٫۹	۰٫۸	۳٫۶	۲٫۳۲	۷٫۱	۰٫۹
Ba	ppm	۱۲	۱۳۷	۶	۳	۳	۲	۴٫۱	۲	۳٫۸
Ce	ppm	۱۱	۱۲	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۰۱
Co	ppm	۴	۲۶	۱۱۲٫۱	۸۴٫۸	۹۲٫۵	۹۵٫۸	۹۶٫۱	۹۳	۶۵
Cs	ppm	-	-	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Cu	ppm	۸	۵۳	۷٫۸	۳۲	۶۳٫۹	۶۰	۵۱	۳٫۱	۴۷٫۸
Ga	ppm	۸	۱۱	۰٫۷	۰٫۲	۰٫۲	۱	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۲
La	ppm	۵	۷	۰٫۷	۱٫۳	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۹	۱٫۷	۰٫۵
Ni	ppm	۸۲	۶۳۲	۹۱۹	۹۷۳	۹۸۷	۱۰۶۲	۷۱۰	۱۷۸۵	۵۸۴
Pb	ppm	۲	۱۸	۰٫۴	۰٫۵	۱	۰٫۹	۰٫۸	۱٫۴	۰٫۴
Rb	ppm	۱۳	۱۰	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۵
Sr	ppm	۸	۹	۰٫۸	۲٫۳	۲٫۱	۸	۵	۱٫۱	۴٫۶
U	ppm	-	-	۰٫۱۱	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۰۱	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۴
V	ppm	۱۲	۱۲	۴۰	۲۵	۳۷	۳۴	۳۲	۲۷	۳۳
Y	ppm	۴	۱۳	۰٫۸۱	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۲۲
Yb	ppm	-	-	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۷
Zn	ppm	۱۰	۲۲	۱۸	۲۰	۲۳	۲۴	۲۲	۱۵	۲۱
Zr	ppm	۱۹	۵۵	۲٫۹	۲٫۲	۲٫۳	۰٫۷	۱٫۹	۳٫۵	۰٫۱

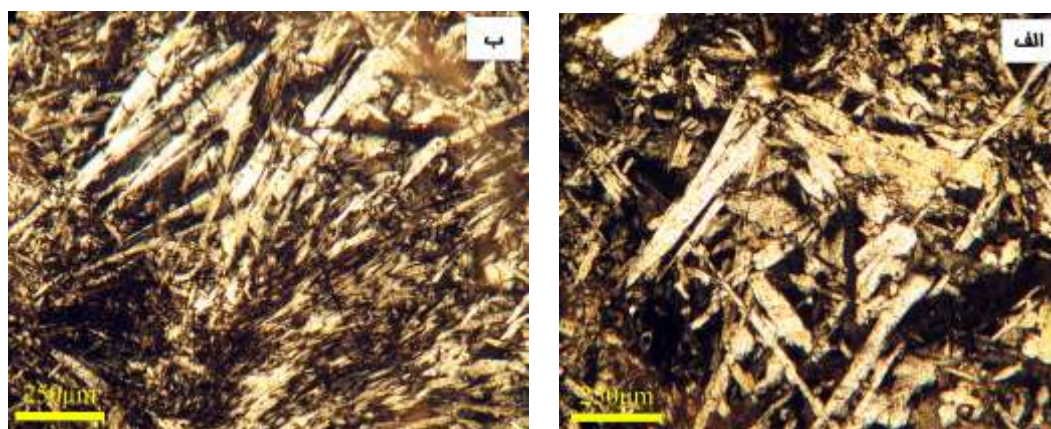
سنگ‌های دگرگونی یشم و بدل یشم

برخی از سنگ‌های دگرگونی (متابازیت‌ها) یافت شده در منطقه از بسیاری جهات به یشم (جید) شبیه بوده؛ دارای سختی، چگالی، وزن مخصوص و تراکم بالا به رنگ سفید، سبز روشن و لکه‌دار هستند. این سنگ‌ها شامل کانی‌های ترمولیت و اکتینولیت بسیار فشرده (نفريت)، پلاژیوکلاز، کلسینوکلر و گارنت

گروسولار هستند (شکل ۲ نتایج آنالیز XRD و شکل ۳ تصاویر مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد). آمفیبول-های موجود در متابازیت‌های این مجموعه افیولیتی شامل آمفیبول‌های کلسیمی مانند اکتینولیت - ترمولیت فشرده هستند.



شکل ۲ طیف XRD سنگ‌های دگرگونی مربوط به افیولیت کرمانشاه (نمونه S-6 ، S-7 و S8 منسوب به نفریت).



شکل ۳ تصاویر مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های دگرگونی و یشم (ژاد) نفریتی (ترمولیت - اکتینولیت) در افیولیت کرمانشاه (نور XPL).

سرپانتینیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده

بخشی از مجموعه رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی هستند. که بیشتر از آنتی‌گوریت بسیار فشرده (موسوم به باونیت) تشکیل شده‌اند (شکل ۴). بافت غالب این سنگ‌ها غربالی (مش) است. آمفیبول شیست‌ها بیشتر از ترمولیت و اکتینولیت، کلریت و سرپانتین تشکیل شده‌اند.

رودنژیت‌ها و متاگابروها

گابروها در مجموعه افیولیتی دچار دگرسانی نوع رودنژیتی شده‌اند.

بحث و بررسی

سنگ‌های متابازیتی همراه افیولیت کرمانشاه، دچار دگرگونی ناحیه‌ای دینامیکی گرمایی با شدت متغیر دگرگونی درجه پایین تا رخساره‌های شیست‌سبز تا اپیدوت آمفیبولیت شده‌اند. این دگرگونی سنگ‌های شیست‌سبز، اپیدوت آمفیبولیت را به وجود آورده است که بصورت یک پهنه دگرگونی مشخص در این افیولیت رخنمون یافته است. آثار مراحل مختلف دگرگونی گرمایی (کف اقیانوسی)، ناحیه‌ای دینامیکی گرمایی (پیشرونده و پسرونده)، دگرگونی تنش آواری موضعی و دگرگونی ناحیه‌ای نهایی در سنگ‌های دگرگونی منطقه دیده می‌شود. بر اساس نتایج این پژوهش، دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای دینامیکی گرمایی پیشرونده (با شیب زمین‌گرمایی ویژه مناطق فرورانش) و پسرونده (حاشیه کرونا در هورنبلند و بقایای پیروکسن‌ها داخل آمفیبول‌ها و اپیدوت‌ها) در متابازیت‌های منطقه، شواهدی بر رخداد فرآیند فرورانش و بالا آمدن بخشی از سنگ‌ها طی راندگی در جهتی مخالف جهت فرورانش

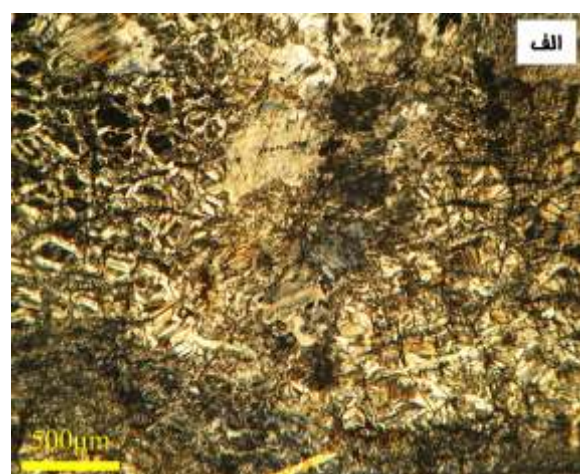
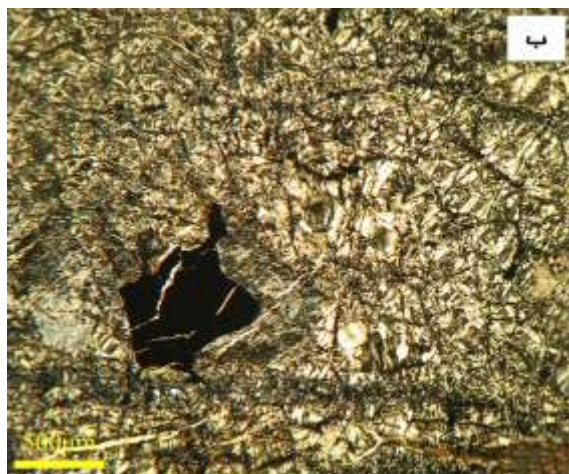
در منطقه مورد بررسی است. جهت فرورانش در منطقه مورد بررسی به سمت شرق - جنوب شرق و در نتیجه جهت راندگی - ها به سمت غرب - شمال غرب بوده است.

از بین سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد بررسی شاید بتوان از سنگ‌های دگرگونی یشم و بدل یشم (بیشتر ترکیب نفریتی) و نیز سرپانتینیت‌ها بعنوان شواهد مستدل برای رخداد پدیده فرورانش (فرورانش نئوتتیس) بهره برد.

برخی سنگ‌های دگرگونی با وزن مخصوص و سختی بسیار بالا شامل ترمولیت بسیار فشرده، نفریت (یشم و بدل یشم) (شکل ۲)، گواهی روشن بر رخداد پدیده فرورانش و رخداد دگرگونی فشار بالا در این منطقه است. افیولیت کرمانشاه به سبب فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرانه و کنار روراندگی اصلی زاگرس به جا گذاشته است. فراوانی نفریت در این سنگ‌ها شاید به سبب فراوانی کلسیم و نیز محیط فرورانشی آبدار بوده باشد که امکان تشکیل نفریت (آمفیبول) را بیش از ژادئیت (پیروکسن) مهیا ساخته است.

به نظر می‌رسد که سنگ‌های نام برده طی بالا آمدگی پوسته به دلیل کاهش فشار، دما و تاثیر شاره‌های غنی از آب به صورت پسرونده نیز دگرگون شده‌اند.

نتایج بررسی‌های سنگ‌شناختی، ترکیب کانی‌ها به ویژه آمفیبول‌ها و به ویژه تغییرات ترکیب شیمیایی این آمفیبول‌ها در متابازیت‌های مختلف و گاه در یک متابازیت، به روشنی بیانگر تغییرات فشار - دمای متابازیت‌ها در مراحل تکاملی مختلف و نشان دهنده فرایند فرورانش و راندگی اعمال شده در منطقه مورد بررسی در غرب ایران است.



شکل ۴ تصاویر مقطع میکروسکوپی سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریتی در افیولیت کرمانشاه (نور XPL).

در دهه‌های اخیر سرپانتینیت‌ها به سبب اهمیت فراوان آنها در درک فرایندهای زمین‌شیمیایی و زمین‌دینامیکی در پهنه‌های فرورانش و اینکه این سنگ‌ها دربردارنده مقادیر زیادی آب هستند (تا ۱۳ درصد آب دارند و بسته به شیب زمین‌گرمایی موضعی تا اعماق ۱۵۰ - ۷۰ کیلومتری پایدار باقی می‌مانند) بسیار مورد توجه بوده‌اند. آبیگری صفحه فرورونده و شرایط دگرگونی فزاینده با افزایش عمق، عامل تشکیل سرپانتینیت‌های وابسته به فرورانش است، هرچند سرپانتینی شدن بیشتر طی دگرسانی کف دریا شروع می‌شود. سرپانتینی شدن اولیه با تشکیل لیزاردیت و کریزوتیل مشخص می‌شود که به تدریج در طی دگرگونی پیشرونده در شرایط فرورانش با آنتی‌گوریت جانشین می‌گردند.

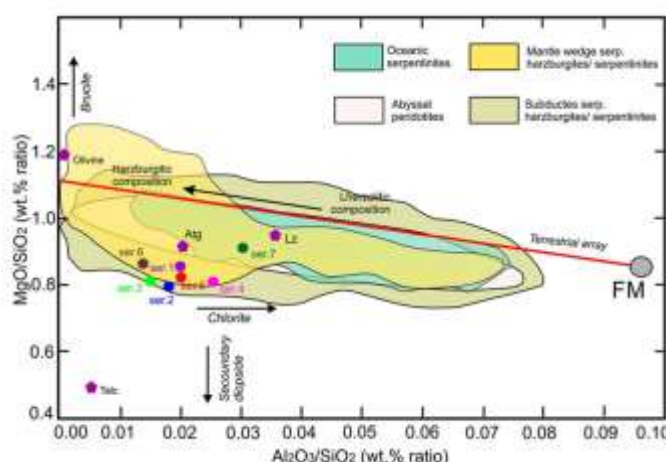
سرپانتینیت‌های فرورانشی با فراوانی آنتی‌گوریت و نیز وجود مقادیر بسیار اندک لیزاردیت و به‌ویژه با عدم حضور الیوین دگرگونی مشخص می‌شوند (شروع تبلور الیوین از دمای °C ۴۶۰ است [۲۳]). ویژگی‌های نام برده نشان می‌دهد که سرپانتینیت‌ها به احتمال بسیار قوی در شرایط دما و فشار اندکی بالاتر نسبت به سایر سرپانتینیت‌ها (سرپانتینیت‌های آبیسال و سرپانتینیت‌های گوه گوشته‌ای) تشکیل شده‌اند که مطابق با رخساره دما متوسط - بالا شایست‌آبی (P ≈ ۱۲ kbar و °C ۳۶۰-۴۰۰) است [۲۴-۲۶]. این برآوردها در مورد شرایط تشکیل دگرگونی سرپانتینیت‌های وابسته به فرورانش، با مقادیر LOI آنها همخوانی دارد. سرپانتینیت‌های وابسته به فرورانش بیشتر از آنتی‌گوریت تشکیل شده‌اند و با مقدار کروم مگنتیت بسیار بالا و نیز مقدار LOI نسبتاً کم (۱۰/۹-۱۲/۱ درصد وزنی، جدول ۱) مطابق با دگرگونی رخساره شایست‌آبی دما متوسط تا بالا مشخص می‌شوند. مقادیر پایین نسبت Mg/Si و LOI در سرپانتینیت‌های منطقه نشان از میزان دگرگونی بالای آنها دارد. به سبب آبدایی بخشی مربوط به جانشینی لیزاردیت توسط آنتی‌گوریت طی دگرگونی پیشرونده. کاهش LOI در سرپانتینیت‌ها با افزایش شرایط دگرگونی همراه است.

سنگ‌های نام برده در نتیجه سرپانتینی شدن پروتولیت‌های هارزبورژیته شامل کلینوپیروکسن به شدت تهی شده در اثر فرایندهای ذوب بخشی گسترده (بیش از ۱۵ درصد) منطبق بر

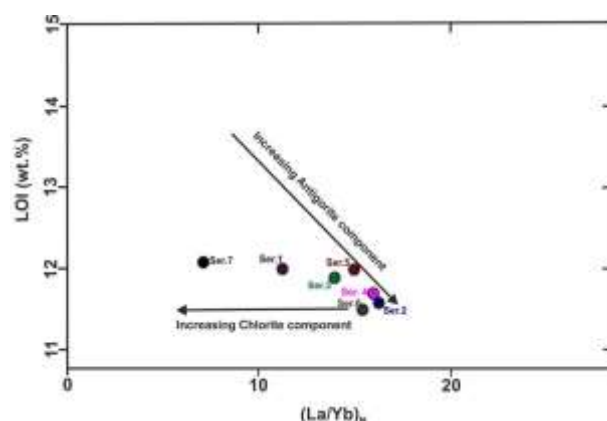
محیط فرورانشی آبدار، پدید آمده‌اند. شواهد بافتی و کانی‌شناسی (عدم حضور چندریخت دمای پایین لیزاردیت در متن سنگ و کریزوتیل در رگه‌ها و تشکیل کانی‌های دگرگونی همچون آنتی‌گوریت، کلینوکلر و ترمولیت) بیانگر ماهیت دگرگونی این سنگ‌هاست. وجود سرپانتین آنتی‌گوریتی بسیار متراکم با سختی و وزن مخصوص بالا موسوم به باونیت، نشان‌دهنده فشار بالا در روند تشکیل سنگ‌های دگرگونی است.

در نمودار MgO/SiO_2 (درصد وزنی) نسبت به Al_2O_3/SiO_2 (درصد وزنی) (شکل ۵) سرپانتینیت‌های افیولیت کرمانشاه به سبب از دست دادن MgO یا کسب SiO_2 طی سرپانتینی شدن، زیر خط واقع می‌شوند. این ویژگی اغلب در سرپانتینیت‌های اقیانوسی، گوه گوشته‌ای و نیز سرپانتینیت‌های فرورانشی دیده می‌شود [۲۷-۲۹]. سرپانتینیت‌های مورد بررسی دارای مقادیر پایین نسبت Mg/Si هستند که با افزایش شرایط دگرگونی مربوط است. تشکیل این سرپانتینیت‌ها از پریدوتیت‌های گوشته‌ای به شدت تهی شده بر اساس مشخصه‌هایی چون مقدار TiO_2 بسیار اندک آنها و نیز قلیایی‌ها، مقادیر کم تا متوسط Al_2O_3 (۱/۲۱-۰/۶۱ درصد وزنی)، MgO (۳۶/۳۵-۳۵/۸۵ درصد وزنی) و CaO (۱/۱۸-۰/۰۴ درصد وزنی) و نیز مقادیر Cr و Ni به شدت متغیر تأیید می‌شود.

مقدار LOI در سرپانتینیت‌های منطقه، به نسبت کم (۱۰/۹-۱۲/۱ درصد وزنی؛ جدول ۱، شکل ۶) است. مقادیر $(La/Yb)_N$ به نسبت بالا (۷/۱۶-۱۴/۲۵) به احتمال زیاد پیامد بین سرپانتینیت‌ها و سیال‌ها [۲۹]، یا به سبب تشکیل آنتی-گوریت است، زیرا آنتی‌گوریت نسبت به لیزاردیت دارای مقداری Yb است [۲۵]. این ویژگی ممکن است درجات بالای خروج گدازه را نشان دهد؛ مقادیر بالای نسبت $(La/Yb)_N$ بیشتر به دلیل مقدار اندک Yb است تا مقادیر بالای La، و Yb همزمان با Ti تهی شده است [۲۹-۳۳]. مقادیر بالای آنتی-گوریت و مقادیر اندک کلریت منجر به افزایش نسبت $(La/Yb)_N$ و نیز مقدار LOI می‌شود (شکل ۶). کمتر بودن ترکیب کلی SiO_2 ، و بالاتر بودن MgO، Al_2O_3 و FeO نیز سبب فراوانی کلریت می‌شود.



شکل ۵ نمودار MgO/SiO_2 (درصد وزنی) نسبت به Al_2O_3/SiO_2 (درصد وزنی) برای سرپانتینیت‌های افیولیت کرمانشاه. ترتیب تهی‌شدگی گوشته‌ای (خط قرمز) از مرجع [۳۰]، منبع FM از مرجع [۳۱]، گستره ترکیبی پریدوتیت‌های آبیسال و اقیانوسی بر اساس مراجع [۲۸، ۳۲]، سرپانتینیت‌ها/هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده فرورانشی از مرجع [۲۹] و مجموعه داده‌های سرپانتینیت‌های اقیانوسی از مراجع [۲۷، ۲۸]. زمین-شیمی سرپانتینیت‌ها توسط میزان خروج گدازه از پروتولیت‌های پریدوتیتی و نیز فازهای کانایی پسروده (مانند دیوپسید و کلریت) کنترل می‌شود.



شکل ۶ نمودار LOI (درصد وزنی) نسبت به $(La/Yb)_N$ (بهنجار شده به گوشته اولیه (ضرایب بهنجارش از مرجع [۳۴]) برای سرپانتینیت‌های افیولیت کرمانشاه.

نشان از دگرگونی آنها در رخساره آمفیبولیت بالایی دارد. عدم حضور دیوپسیدهای برآمده از دگرگونی نشان می‌دهد که دمای دگرگونی به ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد نرسیده است [۳۴]. جایگزینی کلریت در کناره برخی از ترمولیت‌ها و سرپانتینی شدن بخشی از الیوین‌های دگرگون نشان از رخداد دگرگونی برگشتی در حد رخساره شست‌سبز به دنبال دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره آمفیبولیت دارد.

به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها طی بالا آمدگی پوسته به دلیل کاهش فشار، دما و تاثیر شاره‌های غنی از آب به صورت پسروده نیز دگرگون شده‌اند. رخداد دگرگونی پسروده در

به نظر می‌رسد که سرپانتینیت‌های منطقه علاوه بر دگرگونی پیش‌رونده، دچار فرایندهای دگرگونی پسروده سرپانتین زدایی نیز شده‌اند ($P < 8 \text{ kbar}$ و $T < 350^\circ \text{C}$). دگرگونی پسروده تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر رودنژیت‌های موجود گذاشته که طی فرایند رودنژیت‌زدایی، متارودنژیت را ایجاد نموده است.

وجود ترمولیت‌های با خاستگاه دگرگونی با بافت جک استروا^۱، حضور کلریت منیزیم‌دار و آنتی‌گوریت در آمفیبولیت‌ها

1- Jack-Straw

رونده دگرگونی (رخساره شیست سبز) طی بالا آمدگی تأیید می شود که با شواهد سنگ نگاری نیز همخوانی دارد. می توان گفت که سنگ های مختلف در افیولیت کرمانشاه نخست تحت رخساره شیست آبی وابسته به فروانش قرار گرفته و سپس دچار دگرگونی رخساره شیست سبز وابسته به بالا آمدگی و برونزد شده اند.

برداشت

وجود پهنه چند دگرگونه در منطقه در اصل به توسعه افیولیت ها و جایگیری زمین ساختی آنها مربوط است. برخی از سنگ های دگرگونی (متابازیت ها) یافت شده در منطقه از بسیاری جهات به یشم شبیه بوده، دارای سختی، چگالی، وزن مخصوص و تراکم بالا به رنگ سفید، سبز روشن و لکه دار، شامل کانی های ترمولیت و اکتینولیت بسیار فشرده (نفريت)، پلاژیوکلاز، کلینوکلرو گارنت گروسولار هستند. چنین سنگ هایی به همراه سرپانتینیت های از نوع آنتی گوریت فشرده موسوم به باونیت در منطقه، گواهی روشن بر رخداد پدیده فروانش و رخداد دگرگونی فشار بالا در این منطقه است.

سرپانتینیت های منطقه با مقدار آنتی گوریت و کروم مگنتیت بسیار بالا و نیز مقدار LOI نسبتاً کم مطابق با دگرگونی رخساره شیست آبی دما متوسط تا بالا مشخص می شوند.

وجود ترمولیت های با خاستگاه دگرگونی با بافت جک استروا، حضور کلریت منیزیم دار و آنتی گوریت در آمفیبولیت ها نشان از دگرگونی آنها در رخساره آمفیبولیت بالایی دارد.

گابروها در مجموعه افیولیتی دچار دگرسانی رودنژیته شده اند. این گابروهای رودنژیته، در ادامه یک فرایند رودنژیت زدایی را نیز پشت سر گذاشته اند که با حضور کانی های غنی از آهن - منیزیم (پرهنیت - پامپله ایت، کلریت) در اثر رخساره های پس رونده دگرگونی (رخساره شیست سبز) طی بالا آمدگی تأیید می شود که با شواهد سنگ نگاری نیز همخوانی دارد.

سنگ های مختلف در افیولیت کرمانشاه ابتدا تحت رخساره شیست آبی وابسته به فروانش قرار گرفته و سپس دچار دگرگونی رخساره شیست سبز وابسته به بالا آمدگی و برونزد شده اند.

سنگ های الیوین دار و لوکوگابرو باعث انتقال آنها به رخساره آمفیبولیت شده است. شکل گیری کانی های دمای پایین و آبدار مانند ترمولیت، کلینوکلر از شواهد کانی شناسی و بافتی دگرگونی پسروده هستند. کانی ترمولیت پیامد ناپایداری الیوین بوده و کلینوکلر پسروده در سنگ های دارای ناخالصی Al_2O_3 در رخساره آمفیبولیت دما بالا ظاهر شده است.

گابروها در مجموعه افیولیتی دچار دگرسانی نوع رودنژیته شده اند. به نظر شاندل و همکارانش [۳۵] رودنژیت ها پیامد دگرنهادی سیال شامل کلسیم در اثر فرایند سرپانتینیتی شدن هستند. انواع مختلف سنگ های داخل و یا همجوار با سرپانتینیت ها می توانند رودنژیته شوند [۳۶]. اعتقاد بر این است که سرپانتینی شدن سنگ های فرامافیک موجب آزاد سازی کلسیم می شود، کلسیم قادر به جایگیری در ساختار بلورین سرپانتین نیست [۳۶]، و بنابراین در سیال برآمده از سرپانتینی شدن تمرکز یافته و منجر به رودنژیته شدن گابروها می شود. از سازوکار این فرایند می توان نتیجه گرفت که این سنگ ها باید در حجم کم و در مناطق محدود با زمین ساخت فعال در ارتباط مستقیم با سرپانتینیت ها به وجود آیند. همچنین در حالی که پژوهشگران مختلف غنی شدگی کلسیم در رودنژیت ها را اغلب با شکستن کلینوپیروکسن های موجود در سنگ های فرامافیکی طی فرایند سرپانتینیتی شدن و انتقال شاره های دربردارنده $CaOH^+$ از این فرامافیک ها به گابروها نسبت می دهند [۳۸-۳۶]، اما برخی بر این عقیده اند [۳۹،۴۰] که فرایند رودنژیته شدن همیشه در ارتباط با مراحل مختلف سرپانتینی شدن و سرپانتینیتی که در فرامافیک ها تشکیل می شود، نبوده و ممکن است غنی شدگی کلسیم در رودنژیت ها نه تنها از فرامافیک ها (برای مثال هارزبورژیت ها) بلکه احتمالاً به طور مستقیم از پروتولیت رودنژیت ها (سنگ های مافیک) نتیجه شده باشد. به نظر اهانلی و همکاران [۴۰،۳۹] همزمان با سرپانتینی شدن سنگ های فرامافیک، سیلیس از پروتولیت رودنژیت ها خارج شده و با شکستن آنورتیت موجود در سنگ مافیک، تمرکز کلسیم به شدت افزایش می یابد. واکنش شاره های سرپانتینی با این سنگ های مافیک، منجر به تشکیل رودنژیت ها که معمولاً قلیایی-هیپرفراقلیایی هستند، می شوند. گابروهای رودنژیته، در ادامه یک فرایند رودنژیت زدایی را نیز پشت سر گذاشته اند که با حضور کانی های غنی از آهن - منیزیم (پرهنیت - پامپله ایت، کلریت) در اثر رخساره های پس

مراجع

- Iran and implications for Oman*", Geological Society, London, Special Publications 49 (1) (1990) 797–831.
- [14] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran; a review", AAPG Bulletin 52 (7) (1968) 1229–1258.
- [15] Ao S., Xiao W., Khalatbari Jafari M., Talebian M., Chen L., Wan B., Ji, W., Zhang Zh., "U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): From continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys", Gondwana Research 31 (2015) 1-14.
- [16] Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications", Tectonophysics 68 (1980) 83–111.
- [17] Ghazi A.M., Hassanipak A.A., "Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: Implications for Tethyan plate tectonics", Asian Journal of Earth Sciences 17 (1999) 319-332.
- [18] Torkian A., Daraee zadeh Z. Aliani F., "Application of geochemical data for determining tectonic setting of diabasic dykes in the Kermanshah ophiolite; Sahneh-Harsin area", Journal of Crystallography and mineralogy of Iran 21(2) (2012) 331-342 (in Persian).
- [19] KarimiBavandpur A., "Geological map of Kermanshah 1:100000 scale", Geological survey of Iran (1999).
- [20] Lippard S.J., Shelton A.W., Gass I.G., "The ophiolite of northern Oman", Geological Society, London, Memoir 11 (1986) 178P.
- [21] Elyaszadeh R., Mohajjel M., Biralvand M., "Structure of the collision zone of Zagros orogen in northwest (NW) Iran", Quarterly Iranian Journal of Geology 4 (16) (2010) 25-36.
- [22] Amini S., Moradpour R., ZareiiSahamieh R., "Petrography, geochemistry and petrology of the South Sahneh Ophiolite Complex (NE Kermanshah)", Journal of Crystallography and mineralogy of Iran 13 (2): 225-246 (in Persian).
- [23] Shahidi M., Nazari H., "Geological map of Harsin, 1/100.000 scale", Geological survey of Iran, Tehran, 1997.
- [24] Schwartz S., Guillot S., Reynard B., Lafay R., Debret B., Nicollet C., Lanari P., Auzende A.L., "Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites", Lithos 178 (2013) 197-210.
- [1] Miyashiro A., "Metamorphism and related magmatism in plate tectonics", American Journal of Science 272 (1974) 495-508.
- [2] Aghanabati S. A., "Geology of Iran", A Publication of the Geological Survey of Iran (2007) 586pp. (in Persian).
- [3] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran, In: C.A., Burk and C.L., Drake (Editores), the geology of continental margins", Springer-Verlag, Berlin (1974) 873-887.
- [4] Shafahii Moghadam H., Stern, R. J., "Late Cretaceous fore arc ophiolites of Iran", Island Arc 20 (2011) 1-4.
- [5] Braud J., "Les formation au Zagros dans la region de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux", Compt. Rend 271 (1970) 244-1291.
- [6] Alavi M., "Tectonostratigraphic Evolution of Zagros side of Iran", Geology, 8 (1980) 144-149.
- [7] Berberian M., King G. C. P., "Towards the Paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210-265.
- [8] Jolivet L., Faccenna, C., "Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision", Tectonics 19 (6) (2000) 1095–1106.
- [9] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", International Journal of Earth Sciences 94 (3) (2005) 401–419.
- [10] Vincent S.J., Allen M.B., Ismail-Zadeh A.D., Flecker R., Foland K.A., Simmons M.D., "Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region", Geological Society of America Bulletin 117 (11–12) (2005) 1513–1533.
- [11] Ballato P., Mulch A., Landgraf A., Strecker M.R., Dalconi M.C., Friedrich A., Tabatabaei S.H., "Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran", Earth and Planetary Science Letters 300 (1–2) (2010) 125–138.
- [12] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Delany, Frances M., Gupta, Harsh K. (Eds.), Zagros, Hindu Kush, Himalaya": Geodynamic Evolution, AGU, Washington, DC (1981) 5–32.
- [13] Şengör A.M.C., "A new model for the late Palaeozoic–Mesozoic tectonic evolution of

- [32] Bodinier J.L., Godard M., "Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. Treatise on Geochemistry", Pergamon, Oxford (2007) pp. 1-73.
- [33] 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 supra-subduction zone setting", Journal of Petrology 39 (1998) 1577-1618.
- [34] Bucher K., Grapes R., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", Springer (2011) 428p.
- [35] Schandle E. S., O'Hanley D. S., Wicks F. J., "Rodingites in serpentized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario", Canadian Mineralogist 27 (1989) 579 – 59.
- [36] Coleman, R.G., "Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere", Spinger-Verlag, New York (1977) 229.
- [37] Frost B.R., Beard J.S., "On silica activity and serpentization", Journal of Petrology 48 (2007) 1351-1368.
- [38] Bach W., Klein F., "The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modeling", Lithos 112 (2009) 103-117.
- [39] O'Hanley D.S., Schandl E.S., Wicks F.J., "The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate T and P (H₂O) during serpentization", Geochimica et Cosmochimica Acta 56 (1992) 97-108.
- [40] O'Hanley D.S., "Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History", Oxford University Press, New York (1996).
- [25] 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.
- [26] Guillot S., Schwartz S., Reynard B., Agard P., Prigent C., "Tectonic significance of serpentinites", Tectonophysics 646 (2015) 1-19.
- [27] Snow J.E., Dick H.J.B., "Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite", Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (1995) 4219-4235.
- [28] Niu Y., "Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges", Journal of Petrology 45 (2004) 2423-2458.
- [29] Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K., "Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review", Lithos 178 (2013) 96-127.
- [30] Zindler A., Hart S., "Chemical geodynamic", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14 (1986) 493-571.
- [31] Pearce, J.A., and Parkinson, I.J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis", in: Prichard H.M, Alabaster T., Harris N.B.W, and Neary C.R., eds. Magmatic Processes and Plate Tectonics: Geological Society London Special Publications 76 (1993), 373-403.