

بررسی رفتار تغییرشکلی سرپانتینیت‌های آمیزه افیولیتی بافت (استان کرمان) و تأثیر آن در توانایی لرزه‌خیزی منطقه

نادیه محمدی^(۱*)، حمید احمدی پور^۲ و سیما پیغمبری^۳

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران

تاریخ دریافت: ۸۹/۱۰/۲۳

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۰/۱۱

چکیده

مجموعه افیولیتی بافت در امتداد دو گسل بزرگ بافت و شهر بابک در جنوب استان کرمان قرار گرفته و در حال حاضر به صورت یک آمیزه رنگین دیده می‌شود که خمیره آن سرپانتینیت است. مطالعات پتروفابریکی انجام شده بر روی سرپانتینیت‌های این منطقه، نشان می‌دهد که آن‌ها از نظر تشکیل، یک تاریخ ۵ مرحله‌ای را از زمان تشکیل تا جایگیری در وضعیت فعلی پشت سر گذاشته‌اند که به ترتیب عبارتند از: سرپانتینیتی شدن در جای پریدوتیت‌های اولیه در کف اقیانوس، تغییرشکل پلاستیک در رخساره شیست سبز که احتمالاً به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی نائین - بافت صورت گرفته، آغاز صعود دیپایریک سرپانتینیت‌ها با شرایط رژیم تغییر شکل پلاستیک، قرار گرفتن در شرایط رژیم تغییر شکل پلاستیک - شکنا و در نهایت، تحمل تغییر شکل شکنا و جایگیری در نزدیکی سطح زمین. تجزیه‌های الکترون میکروپروب سرپانتینیت‌های حاصله نشان می‌دهد که ترکیب محلول‌های سازنده سرپانتین در هر مرحله، متفاوت است. عناصر سازگار مانند نیکل، کروم و یا منیزیم در هر مرحله تفاوت واضحی دارند، اما عناصر ناسازگار مانند سدیم و یا پتاسیم تفاوت چندانی نشان نمی‌دهند. این سنگ‌ها در مقابل استرس‌های وارده، سه رفتار متفاوت را از خود نشان داده‌اند که شامل مکانیزم‌های تغییر شکل نوع پلاستیک، پلاستیک - شکنا و شکنا است که دو مورد اولی با زمین‌لرزه‌های کوچک و یا بدون ایجاد هیچ لرزه‌ای همراه هستند، در حالی که تغییرشکل نوع سوم باعث ایجاد زلزله‌های کوچک تا بزرگ می‌شود. تمامی شواهد ساختاری حاصل از تغییرشکل‌های مذکور در همه مقیاس‌ها قابل تشخیص است. ساختارهای پلاستیک فراگیر موجود در سرپانتینیت‌های آمیزه رنگین منطقه بافت، موجب گردیده که در این منطقه، حرکت در طول گسل‌های بزرگ بافت و شهر بابک تا حدود زیادی مستهلک شده و با زلزله‌های بزرگ همراه نباشد. این توجیه با آمار زلزله‌های این منطقه نیز تأیید می‌گردد. با توجه به تحقیقات فوق، می‌توان پیش‌بینی نمود که احتمالاً در آینده نیز وارد آمدن استرس به این سرپانتینیت‌ها، نباید با زلزله‌های بزرگی همراه باشد.

واژه‌های کلیدی: آمیزه افیولیتی بافت، تغییر شکل پلاستیک، سرپانتینیت، لرزه‌خیزی

مقدمه

یکی از محصولات مهم دگرسانی هیدروترمال سنگ‌های اولترامافیک، سرپانتینیت‌ها می‌باشند که در محیط‌های تکتونیکی مختلف ظاهر شده و در اکثر موارد در طول گسل‌های بزرگ و فعال قرار دارند. تحقیقاتی که بر روی این سنگ‌ها انجام شده، نشان می‌دهد که آن‌ها می‌توانند از نظر رفتار مکانیکی، به‌عنوان نرم‌کننده عمل کرده و به‌علت رفتارهای خاص، تأثیر قابل توجهی بر روی ژئولوژی لیتوسفر اقیانوسی و قاره‌ای داشته باشند (Can-nat et al., 1992; Escartin et al., 1997; Gillis, 2002; Park et al., 2004). آزمایشات مختلف نشان داده که در شرایط پوسته‌ای کم‌عمق، تغییرشکل سرپانتینیت‌ها می‌تواند هم با لغزش غیر لرزه‌ای و هم با لغزش لرزه‌ای همراه باشد (Reinen et al., 1991, 1996; Moore et al., 1994) و چنانچه در اثر حرکت گسل، به‌صورت پلاستیک (شکل‌پذیر) تغییرشکل پیدا کنند، می‌توانند مانع بروز زلزله‌های مخرب شوند.

مطالعه حاضر، رفتار تغییرشکلی سرپانتینیت‌های مجموعه آمیزه رنگین بافت را بررسی می‌کند. پدیده‌های دگرگونی و دگرشکلی وابسته به افیولیت‌های استان کرمان، پیش از این نیز مورد مطالعه قرار گرفته است. (Sabzehei (1974) ضمن مطالعه مجموعه‌های افیولیتی اسفندقه، اولین حادثه دگرگونی مشاهده شده در این مجموعه‌ها را دگرگونی استاتیک کف دریا دانسته و دگرشکلی‌های پلاستیک سرپانتینیت‌ها را به صعود دیپیرهای سرپانتینیتی نسبت می‌دهد. بهزادی (۱۳۷۱) نیز دگرشکلی‌های سرپانتینیت‌ها و کرومیت‌های آمیزه رنگین بافت را مورد مطالعه قرار داده و علت این تغییر شکل‌ها را، حرکات صعودی دیپیرهای سرپانتینیتی می‌داند.

در این مطالعه با استفاده از مطالعات قبلی سه هدف مورد بررسی قرار گرفته است. اول: استفاده از ریزساختارهای موجود در سنگ‌های سرپانتینیتی‌شده در توجیه تغییر شکل‌های بزرگ مقیاس. (Reinen (2000 بر اساس مطالعات خود توانست بین رفتار مکانیکی سرپانتینیت (که در طول آزمایشات مربوط به اصطکاک سرپانتینیت‌ها مشاهده کرده بود) و ریزساختارهایی که در طول این آزمایش‌ها تشکیل شده بودند، ارتباط برقرار کند و سپس این ارتباط را برای پی‌بردن به لرزه‌خیزی زون گسلی سرپانتینیتی در بخش مونتری^۱ کالیفرنیا به‌کار برد. دوم: بررسی رفتار سرپانتینیت‌های مورد مطالعه از نظر تغییر شکل‌های نوع شکنا، پلاستیک و شکنا - پلاستیک در طول جایگیری و بعد از آن و سوم: بررسی لرزه‌خیزی منطقه در آینده با توجه به لرزه‌خیزی قدیمی^۲ و ساختارهای موجود در سنگ‌ها.

در این مطالعه سرپانتینیت‌های مجموعه آمیزه رنگین بافت که در طول بخش جنوب شرقی گسل نائین - بافت قرار دارند مورد بررسی قرار گرفته و برای دستیابی به اهداف مذکور، مطالعات در قالب بررسی ساختارهای موجود در سرپانتینیت‌های مورد مطالعه

در مقیاس‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی، مطالعات SEM و تجزیه‌های نوع الکترون میکروپروب انجام شده است.

روش‌های مطالعاتی

در مطالعات صحرایی منطقه مورد مطالعه، هر ۱۴ رخنمون بزرگ و اصلی سرپانتینیتی موجود در محدوده آمیزه رنگین بافت، مورد بررسی قرار گرفتند. تعداد ۱۲ مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های سنگی اولترامافیک برای مطالعات SEM آماده گردید. عکس‌برداری از این مقاطع توسط میکروسکوپ الکترونی مدل LEO 1530 (EHT=15.00 kv, Mag=2.00KX, sig-nal A=BSD) در دانشگاه کارلسروهه آلمان صورت گرفت. از نمونه‌های سنگی گروه اولترامافیک و سرپانتینیت، ۱۲ مقطع نازک صیقلی برای تجزیه الکترون میکروپروب تهیه و آنالیزها توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی مدل JEOL JXA 8900 SUPER-PROBE با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان اشعه‌ای ۱۵ نانوآمپر و قطر ۵ میکرومتر در دانشگاه مانستر^۳ آلمان انجام شدند.

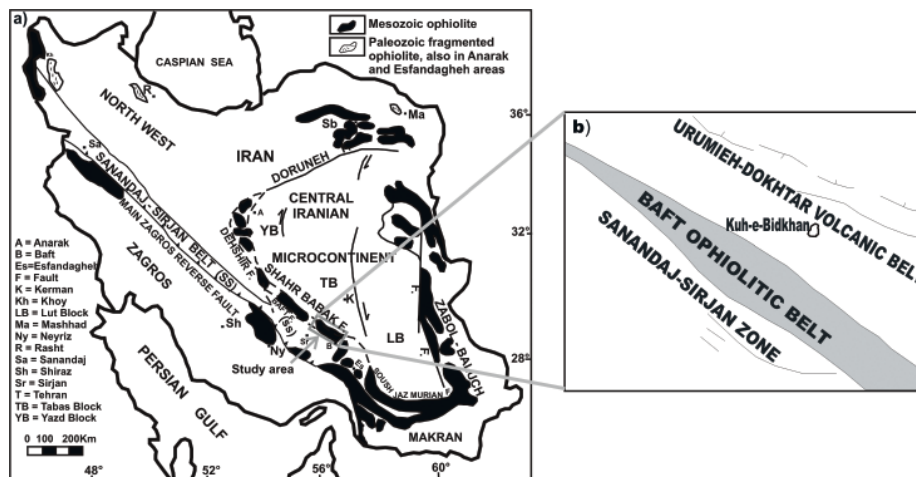
محیط زمین‌شناسی سرپانتینیت‌های مورد مطالعه

آمیزه رنگین مورد مطالعه در فاصله ۲۸/۷۵ کیلومتری شمال شرقی شهرستان سیرجان و در استان کرمان قرار دارد. این آمیزه با طول ۸۷/۵ کیلومتر و با روند شمال غرب- جنوب شرق، به موازات زون سنندج- سیرجان تا شهرستان بافت ادامه پیدا کرده است (شکل A-۱). منطقه مورد مطالعه با مساحت تقریبی ۶۱۷/۷ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی ۵۶°، ۴۷/۵' و ۵۵°، ۴۷/۵' عرض‌های جغرافیایی ۱۴'، ۲۹' و ۳۶/۵'، ۲۹' در امتداد گسل‌های بافت و شهر بابک قرار گرفته است. این دو گسل از شاخه‌های فرعی گسل اصلی نائین - بافت هستند (Berberian and King, 1981). از نظر زمین‌شناسی، آمیزه رنگین بافت بین دو زون سنندج - سیرجان و کمربند ارومیه - دختر قرار گرفته و با آن‌ها مرز گسله دارد (شکل B-۱). سرپانتینیت‌های مورد مطالعه هم به صورت رخنمون‌های بزرگ و پراکنده و هم به‌صورت زمینه‌ای که واحدهای سنگی دیگر را احاطه کرده، با مساحت تقریبی ۴۴ کیلومتر مربع در تمام طول این دو گسل دیده می‌شوند (شکل ۲).

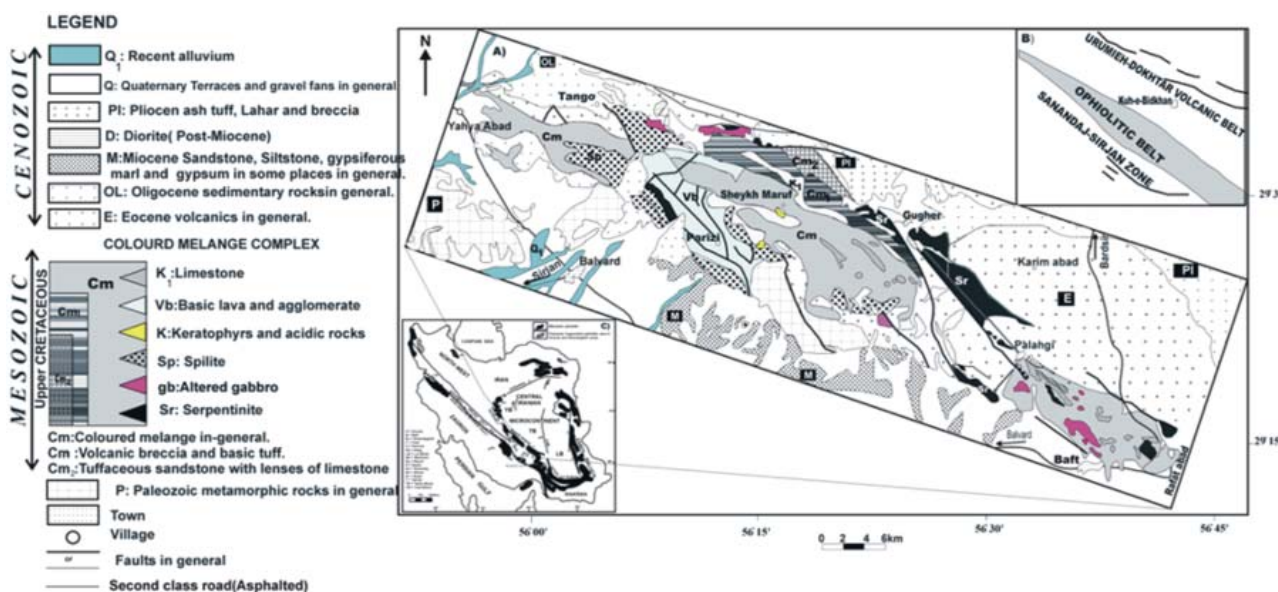
مطالعات صحرایی

از آنجایی که بیش‌ترین پراکندگی رخنمون‌های سرپانتینیتی در سه منطقه چهارگنبد، گوغر و بافت می‌باشد، تمرکز مطالعات نیز بر روی این سه منطقه بوده است. آمیزه رنگین در این منطقه شامل قطعات مختلفی از لیتولوژی‌های افیولیتی است که در یک زمینه متشکل از هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های تکتونیزه و سرپانتینیتی‌شده قرار دارند. از لیتولوژی‌های موجود در این منطقه بازالت‌های ریزدانه بسیار دگرسان (در بعضی نقاط با ساختار بالشی)، هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های سرپانتینیتی‌شده با درجات

1. Monterey county
2. Paleoseismicity
3. Munster University



شکل ۱. A، نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران (Arvin and Robinson, 1994) و موقعیت آمیزه رنگین مورد مطالعه بر روی آن. B، موقعیت زمین‌شناسی آمیزه رنگین مورد مطالعه (Baft ophiolitic belt) بین زون دگرگونی سندانج - سیرجان و کمربند آتش‌فشان‌های ارومیه - دختر.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی آمیزه افیولیتی بافت با اقتباس از نقشه ۲۵۰۰۰: ۱ سیرجان، شماره III، (۱۹۹۵). (نمونه‌ها به‌طور پراکنده از رخنمون‌های سرپانتینیته منطقه مورد مطالعه برداشت شده است).

با دگرشکلی در منطقه ارائه (جدول ۱) و سپس سازوکارهای احتمالی به بحث و بررسی گذاشته می‌شود.

شواهد ساختاری حاصل از رفتار پلاستیک سرپانتینیت‌های آمیزه افیولیتی بافت بودیناژ

توده‌های فلسیک موجود در آمیزه رنگین مورد مطالعه، از جمله لیتولوژی‌های نوع سخت هستند که با قرار گرفتن در یک لیتولوژی نرم (در این جا سرپانتینیت)، بودیناژها را می‌سازند (شکل ۳-a و b). علت رفتار متفاوت این دو لیتولوژی در برابر استرس، متفاوت بودن عملکرد سیستم‌های لغزشی کانی‌های موجود در آن‌هاست؛ بدین صورت که سیستم‌های لغزشی کانی‌های گروه سرپانتین در دماهای خیلی کم‌تر و زودتر از کانی‌های موجود در لایه فلسیکی

متفاوت تبدیل شدگی، گابروهای دگرسان با بلورهای درشت‌شده پلاژیوکلاز و آمفیبول، لکه‌های آهکی با رنگ روشن، به میزان کمی دایک‌ها و میکروگابروها، رگه‌های پیروکسنیتی دگرسان‌شده، آهک‌ها و چرت‌های رادیولاریتی، به میزان خیلی کمتر آمفیبولیت و قطعات لرزولیتی و فلسیکی و همین‌طور رگه‌های نازک ذخایر سولفیدی و کرومیتیتی می‌باشد. لیتولوژی‌های موجود به صورت قطعاتی با اندازه‌های متفاوت (حداکثر صد متر) در زمینه سرپانتینیته پراکنده‌اند و اکثر قطعات کوچک‌تر به صورت کشیده و یا بیضی شکل درآمده‌اند و توسط سرپانتینیت‌های شنیستوز در بر گرفته شده‌اند.

شواهد دگرشکلی در سرپانتینیت‌های منطقه

در این بخش، ابتدا شواهد صحرایی و میکروسکوپی مرتبط

فلدسپات یا کوارتز) به کار می‌افتند و باعث ایجاد حالت خمیری و پلاستیک مانند در سنگ سرپانتینیتی می‌شوند؛ این در حالی است که در این شرایط هنوز سیستم‌های لغزشی فلدسپات و یا کوارتز عمل نکرده و در مقابل استرس‌های وارده، رفتار شکننده را از خود نشان می‌دهند و به‌همین دلیل، قطعه - قطعه شده و به‌صورت بودیناژ در می‌آیند (Passchier and Truw, 1992).

فابریک S-C

در این نوع فابریک، شیستوزیته (S) به وسیله جهت‌یافتگی دانه‌های سرپانتین به وجود می‌آید که می‌تواند نتیجه رشد هم‌زمان با تکتونیک آن‌ها باشد (Reinen, 2000). فولیاسیون نوع C به‌وسیله مجموعه‌ای از برش‌های مجزا مشخص می‌شود که موازی با برش اصلی بوده، با شیستوزیته نوع S زاویه ساخته و معمولاً آن‌ها را قطع می‌کند. شکل C-3 این فابریک را در مقیاس ماکروسکوپی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. برش اصلی یک برش راستگرد بوده که در امتداد آن، رشته‌های ضخیم آنتی‌گوریتی سبزرنگ تشکیل شده است. این حرکت راستگرد باعث ایجاد یک شیستوزیته در سنگ شده که با وجود رگه‌های کریزوتیلی با رشته‌های قائم قابل تشخیص است. تشکیل این شیستوزیته، خود باعث چرخیدن قطعات قدیمی‌تر شده و اشکال زیگموئیدال ماندی را ساخته است. در مرز این قطعات در اثر کشش، فضاهای خالی ایجاد شده که برای رشد هر نوع کانی سرپانتین مناسب هستند. برش‌های ایجاد شده به‌صورت خمیده

بوده و مستقیم نیستند.

در مقیاس میکروسکوپی نیز دقیقاً چنین اشکالی دیده می‌شوند (شکل d-3). در این مورد نیز برش اصلی با تبلور آنتی‌گوریت‌ها همراه بوده و این کانی‌ها به شکل تیغه‌های عمودی از دو طرف سطح بازشدگی به‌سمت مرکز شکاف رشد کرده‌اند. برش‌های دوم که شیستوزیته را ساخته‌اند (S)، توسط رشته‌های ظریف کریزوتیلی مشخص می‌شوند و برش سوم که به‌صورت موج دو برش قبلی را قطع کرده (C) توسط رشته‌های کریزوتیل و یا تالک پر شده است. این برش‌ها نیز اشکال زیگموئیدال مانند را ساخته‌اند و درون بعضی از آن‌ها شکل‌های دروغین ارتوپیروکسن کاملاً باستانی قرار دارد. همراه با تمامی این رگه‌ها، مگنتیت نیز رشد کرده که باعث تشخیص بهتر فابریک‌ها می‌شود.

در تصاویر SEM تهیه شده از این نوع سنگ‌ها نیز این فابریک قابل تشخیص است. در شکل e-3، دانه‌های ریز مگنتیتی که به‌رنگ روشن دیده می‌شوند، نشان‌دهنده شیستوزیته اصلی هستند که در اثر رشد هم‌زمان با دانه‌های سرپانتین ایجاد شده است.

شیستوزیته

در سنگ‌های سرپانتینیتی، به علت وجود کانی‌های ورقه‌ای سرپانتین، در هنگام اعمال استرس، ورقه‌ها بر روی یکدیگر لغزیده و استرس از آن‌ها عبور می‌کند. در این حالت، سنگ سرپانتینیتی به‌صورت صفحاتی در می‌آید که صفحات، مانند قطعات صابون بر روی یکدیگر می‌لغزند. در واقع بهترین

جدول ۱. مشخصات تغییر شکل رژیم پلاستیک، پلاستیک-شکنا و شکنا در سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه (با اقتباس از Reinen et al., 1991, Chester et al., 1993, Passchier and Truw, 1998).

رژیم تغییر شکلی:	پلاستیک	پلاستیک-شکنا	شکنا
رفتار ساختمانی: انواع ساختارها:	rate strengthening	-	rate weakening
- فابریک S-C - بودیناژ - شیستوزیته - ساخت‌های چشمی	- گسل‌های رشته‌ای- لغزشی - رگه پرکننده شکاف یا crack-seal vein	- برش‌های ریدل - گوژ گسلی - قطعات شکسته - شکستگی‌های ضربدری شکل	- شکستگی‌های شبکه‌ای - گسل‌های عادی، معکوس و امتدادلغز
تغییر شکل کلی:	فراگیر	-	محلی
رفتار زمین‌شناسی:	غیر لرزه‌ای	غیر لرزه‌ای	لرزه‌ای
خطر زلزله	خیر	خیر	آری

تغییر شکل بعدی که همراه با سیالات است، موجب می‌شود که کانی‌های سرپانتین (آنتی‌گوریت و یا کریزوتیل) به صورت شعاعی و عمود بر سطح قطعه بیضی‌شکل رشد کنند (تا قطر حداکثر ۲۰ سانتی‌متر) و کل قطعه را دربر بگیرند (شکل ۱-۳). در واقع تشکیل این نوع سرپانتین‌های ریشه‌مانند در اطراف قطعات سخت‌تر، مانع بروز حرکت در طول سنگ شده و استرس وارده به سنگ با تشکیل این کانی‌ها، انرژی خود را از دست می‌دهد و مانع ایجاد لرزش در منطقه می‌شود. یک نمونه از این سرپانتین‌های ریشه‌مانند مورد تجزیه XRD قرار گرفت که پیک‌های حاصله به سرپانتین نوع آنتی‌گوریت نزدیک‌تر است.

در مقیاس میکروسکوپی، این اشکال توسط کانی‌های ارتوپیروکسن، کرم‌اسپینل و یا بقایای الیون سالم قابل تشخیص است که یا توسط آنتی‌گوریت‌های ریشه‌مانند و یا کریزوتیل‌های رشته‌ای در بر گرفته شده‌اند (شکل ۳-m, n).

کلاست‌های سرپانتینی

کلاست‌ها یا قطعات پدیدوتیتی از قبل سرپانتینی شده که هیچ تغییرشکلی بر آن‌ها اعمال نشده و در این منطقه توسط سرپانتین‌های شیبستوز دربرگرفته شده‌اند (شکل ۳-o)، درست مانند پورفیروکلاست در سنگ‌های دگرگونی عمل کرده و در اطراف آن‌ها بخش سایه فشاری و بخش کلاهک کرنشی^۲ قابل تشخیص است. این اجزا در شکل ۳-p نشان داده شده‌اند.

در مقیاس میکروسکوپی نیز این اجزا قابل تشخیص هستند با این تفاوت که، پیروکسن و یا الیون نقش پورفیروکلاست را داشته و سرپانتین (لیزاردیت) با بافت نواری در اطراف آن قرار گرفته و شیبستوز را ساخته است (شکل ۳-q).

شواهد ساختاری حاصل از رفتار پلاستیک- شکن در

سرپانتین‌های آمیزه افیولیتی بافت

معمولاً این رژیم تغییرشکلی در مقیاس ماکروسکوپی توسط گسل‌های نوع «رشته‌ای لغزشی» و در مقیاس میکروسکوپی توسط ترک‌های ریز برشی قابل تشخیص است (Bellot, 2008). شکاف‌های ریز توسط رشته‌های کریزوتیلی پر شده‌اند و در برخی از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند (شکل ۴-a). مکانیزمی به نام «پرشدگی شکاف»^۳ برای توصیف ساختمان و رشد این دسته از سرپانتین‌ها (کریزوتیل‌ها) که رشد آن‌ها در رگه‌ها به شکل نواری است، ذکر شده است. این مدل شامل یک بازشدگی فزاینده است که با پرشدن کامل شکستگی‌های متوالی کوچک ادامه می‌یابد (Ramsay, 1980) و ممکن است با صدها شکستگی متوالی و کوچک همراه باشد. بازشدگی دوباره شکاف‌ها بعد از پرشدن توسط نوسان‌های فشار سیال و یا فشار کل (Ramsay, 1980) و یا توسط فشار حاصل از تبلور

حالتی که سرپانتینیت می‌تواند این استرس را از خود عبور دهد، تشکیل حالت‌های صفحه‌ای و عدسی‌مانند است، زیرا با ایجاد این نوع اشکال، اگر استرس‌های عمودی به سنگ وارد شود، صفحات کشیده‌تر می‌گردند و چنانچه استرس افقی وارد شود، صفحات موجود بر روی یکدیگر لغزیده و به این ترتیب سنگ به استرس جواب می‌دهد. حاصل این حرکات و اشکال حاصله، این است که ظاهر سنگ شیبستوزیته پیدا می‌کند (شکل ۳-f). در مقیاس میکروسکوپی، شیبستوزیته با وجود بافت‌های نواری^۱ مشخص می‌شود که توسط کانی لیزاردیت شکل گرفته است. Francis (1956) این بافت را با اصطلاح‌های رشد نواری و یا رشد دیواره‌مانند^۲ معرفی کرده و آن را مجموعه‌ای از رگه‌های نیمه‌موازی با یکدیگر می‌داند که در بین آن‌ها هیچ بافت شبکه‌ای وجود نداشته و معمولاً با رگه‌ها یا عدسی‌های مگنتیتی همراه هستند. در نور طبیعی وجود رگه‌های مگنتیتی باعث می‌شود که شیبستوزیته بهتر قابل تشخیص باشد (شکل ۳-g). این نوع شیبستوزیته می‌تواند با جایگیری سنگ‌ها در نزدیکی سطح زمین مرتبط باشد (Andreani et al., 2005). در تصاویر SEM تهیه شده از سرپانتین‌های منطقه نیز اشکال شیبستوزیته قابل تشخیص است (شکل ۳-h).

ساخت‌های چشمی

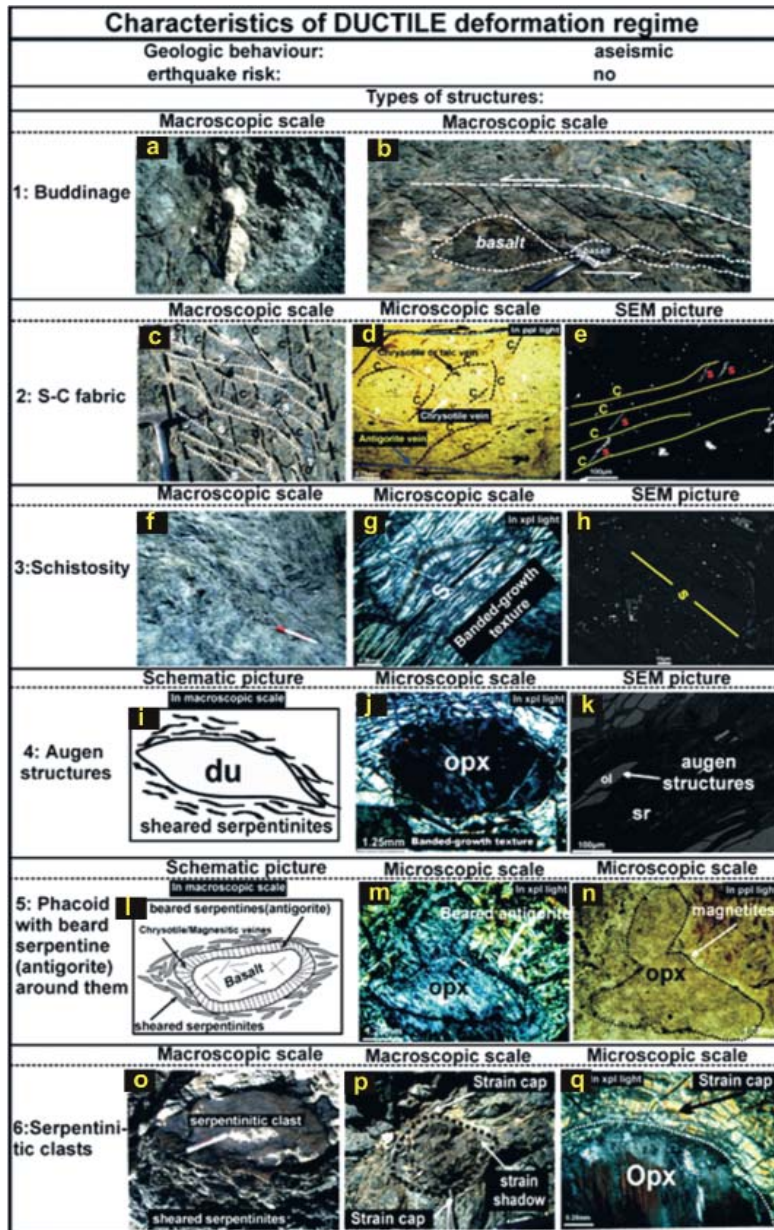
در هنگام تشکیل شیبستوزیته، هرگاه در سرپانتینیت‌ها قطعه سخت‌تری به‌دام افتاده باشد، آن قطعه نیز هم‌زمان با کشیدگی صفحات سرپانتینی، کشیده شده و به‌صورت بیضی‌شکل در می‌آید و سرپانتینیت‌های شیبستوز در اطراف آن‌ها چرخیده و ساخت‌های چشمی را می‌سازند (شکل ۳-i). چنین ساخت‌هایی در واحدهای اولترامافیکی غرب کالیفرنیا نیز گزارش داده شده است (Page, 1968; Page et al., 1998).

در مقیاس میکروسکوپی این حالت زمانی دیده می‌شود که بلورهای ارتوپیروکسن، اسپینل و یا بقایای بلورهای الیون سالم، به‌صورت پورفیروکلاست عمل کرده و سرپانتین‌های شیبستوز با بافت نواری در اطراف بلور قرار می‌گیرند (شکل ۳-j). گاهی نیز مجموعه کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل که از قبل در کنار هم تبلور شده بودند، در امتداد شیبستوزیته کشیده می‌شوند و ساخت‌های چشمی را می‌سازند. در تصاویر SEM معمولاً بقایای دانه‌های بسیار ریز الیون، ساخت‌های چشمی را نشان می‌دهند (شکل ۳-k).

قطعات کشیده و بیضی‌شکل با حاشیه سرپانتین‌های ریشه‌مانند (فاکوئید)

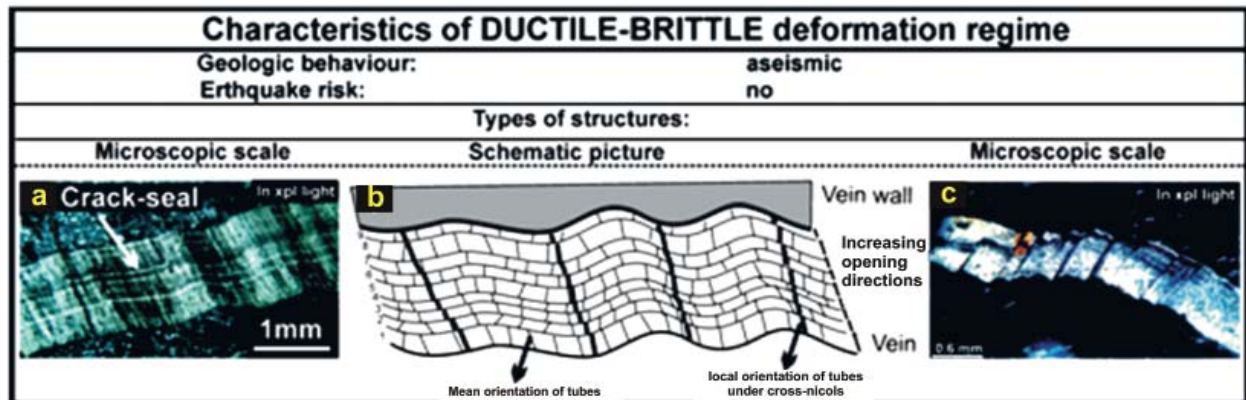
تقریباً تمامی قطعاتی که در زمینه سرپانتینی قرار گرفته‌اند، به حالت کشیده، بیضی‌شکل و یا مدور درآمده‌اند. گاهی فاز

1. Ribbon
2. Banded growth or curtain-like growth
3. Strain Cap
4. Crack-seal



شکل ۳. انواع ساختارهای ایجاد شده در اثر تغییرشکل نوع پلاستیک در سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه.

قسمت a، ایجاد بودیناژ در اثر کشیده شدن توده فلسیکی سفیدرنگ در زمینه سرپانتینیتی. قسمت b، تشکیل بودیناژ در اثر کشیده شدن توده بازالتی تیره‌رنگ که بعداً در اثر قرارگیری در محیط شکننا دچار چندین شکستگی شده است. قسمت c، d و e به ترتیب فابریک S-C را در سه مقیاس ماکروسکوپی، میکروسکوپی و تصویر SEM نشان می‌دهند (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود). قسمت f، g و h به ترتیب شیستوزیته را در سه مقیاس ماکروسکوپی، میکروسکوپی و تصویر SEM نشان می‌دهند (توضیح بیشتر در متن آمده است). قسمت i، تصویر شماتیک ساخت چشمی که به وسیله قطعه دونیتی سالم‌تر ایجاد و توسط سرپانتینیت‌های خردشده در برگرفته شده است. قسمت j، ساخت چشمی در مقیاس میکروسکوپی که به وسیله بلور ارتوپیروکسن ایجاد و توسط لیزاردیت با بافت نواری در برگرفته شده است. قسمت k، ساخت چشمی در تصویر SEM که توسط بقایای الیون‌های سالم ایجاد شده و در اطراف آن‌ها نیز سرپانتینیت‌های نوع لیزاردیت قرار گرفته‌اند. قسمت l، تصویر شماتیک یک فاکوئید در صحرا که توسط قطعه بازالتی ایجاد شده و در اثر فاز تغییرشکلی بعدی که با سیال همراه بوده، آنتی‌گوریت‌های ریشه مانند به صورت عمود بر قطعه بازالتی در اطراف آن رشد کرده‌اند و کل قطعه بازالتی را احاطه کرده‌اند. شکستگی‌های بعدی به موازات حلقه آنتی‌گوریتی ایجاد شده‌اند که توسط مگنیت و یا کریزوتیل پر شده‌اند. کل مجموعه در زمینه سرپانتینیت‌های خردشده قرار گرفته‌اند. قسمت m، فاکوئید در مقیاس میکروسکوپی که به وسیله بلور ارتوپیروکسن باستیتی شده ایجاد و توسط آنتی‌گوریت‌های ریشه مانند احاطه شده است. قسمت n، فاکوئید در نور طبیعی که شکل اولیه بلور ارتوپیروکسن باستیتی شده توسط رشد همزمان مگنیت با باستیت، حفظ شده و مگنیت‌های ایجادشده در حاشیه بلور ارتوپیروکسن اولیه قرار گرفته‌اند. قسمت o، کلاست سرپانتینیتی در زمینه سرپانتینیت‌های خردشده. قسمت p، کلاست سرپانتینیتی که توسط سرپانتینیت‌های شیستوز در برگرفته شده است و در آن بخش سایه فشاری و بخش strain cap قابل تشخیص است. قسمت q، بلور ارتوپیروکسن که توسط لیزاردیت با بافت نواری احاطه شده و در آن بخش strain cap دیده می‌شود (شیستوزیته: s، دونیت: du، ارتوپیروکسن: opx، الیون: ol، سرپانتین: sr).



شکل ۴. ساختارهای ایجاد شده در اثر تغییر شکل نوع پلاستیک- شکننا در سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه. قسمت a، رگه نوع «پرکننده شکاف» در نور متقاطع. قسمت b، تصویر شماتیک رگه قسمت a که برای تشکیل این رگه حداقل ۹ مرحله رشدی (ایجاد شکاف، ورود سیالات به شکاف و رشد کریزوتیل برای هر مرحله) قابل تشخیص است که در نور متقاطع با بیرفرژانس پایین تر نسبت به اطراف دیده می‌شوند. خط‌های تیره ضخیم خاموشی محلی رشته‌های کریزوتیل را در نور متقاطع نشان می‌دهند. قسمت c، یک رگه نوع «پرکننده شکاف» در سنگ مادر هارزبورژیتی که پس از عبور از رژیم تغییر شکلی پلاستیک- شکننا در محدوده رژیم تغییر شکلی نوع شکننا قرار گرفته و در آن آثار چندین گسل خوردگی (حاصل رژیم تغییر شکلی شکننا) دیده می‌شود که باعث جابجایی رگه شده است.

شده است. در نتیجه، بخش‌های نفوذپذیری ایجاد شده که سیالات در آن‌ها نفوذ و با رسوب‌گذاری مواد محلول خود، قطعات سرپانتینیت را به یکدیگر متصل و برش‌ها یا گوزهای گسلی (کاتاکلازیت) را در منطقه ساخته‌اند. در واقع تغییر شکل نوع کاتاکلازیت، مکانیزمی است که فقط سنگ را خرد می‌کند و قطعات داخل آن و یا بلورهای موجود در قطعات هیچ تغییر شکل ساختمانی پیدا نمی‌کنند (شکل a-۵).

شکستگی‌های شبکه‌ای

در منطقه مورد مطالعه (حوالی گوغر) یک رخنمون شبکه‌ای از سرپانتینیت دیده می‌شود (شکل b-۵) که وجود شکستگی‌های متقاطع به آن شکل شبکه‌ای داده و وجود همین شکستگی‌های فراوان (که توسط کلسیت یا مگنیزیت پر شده‌اند)، مانع فرسایش آن شده است. سنگ مادر آن، هارزبورژیت بوده و حاوی رگه‌های چند سانتی متری پیروکسنیت است. اکثر شکستگی‌ها با زاویه ۹۰ درجه یکدیگر را قطع کرده‌اند.

برش‌های ریدل^۱

این ساخت حداقل توسط سه برش در سنگ‌های سرپانتینیتی قابل تشخیص است. اولین برش نوع Y است که به موازات مرز گسله و در جهت گسل خوردگی اصلی منطقه قرار گرفته و برش نوع دوم (R) با زاویه تقریبی ۴۵ درجه، برش نوع اول را قطع کرده است. برش نوع سوم با زاویه تقریباً ۹۰ درجه، برش نوع دوم را قطع می‌کند (شکل c-۵). در مقیاس میکروسکوپی این ساخت با وجود رگه‌های مختلف کلسیت، مگنیزیت، سرپانتین، مگنتیت و یا ترمولیت مشخص می‌شود (شکل d-۵). شکل e-۵، این ساخت را در تصویر SEM نشان می‌دهد.

کانی‌ها در رگه، افزایش می‌یابد (Wiltschko and Morse, 2001). به عقیده Bellot (2008) تشکیل ترک‌های ریز برشی و رشد رگه‌های کریزوتیلی نوع پرشدگی شکاف، باید هم‌زمان باشند. برای تشکیل این نوع رگه‌ها، سه مرحله توسط Andreani et al. (2004) ارائه شده است که شامل بازشدگی شکاف، انتقال عناصر توسط محلول‌ها و تشکیل کانی در شکاف است. شکل b-۴، این نوع رگه‌های نواری و چگونگی رشد کانی‌های رشته‌ای کریزوتیل را در آن نشان می‌دهد که حداقل ۹ مرحله رشدی (ایجاد شکاف، ورود سیالات به درون شکاف و تشکیل کریزوتیل برای هر مرحله) آن‌ها با بیرفرژانس پایین تر خود در نور متقاطع، به راحتی قابل تشخیص هستند. این رگه‌ها مشابه با رگه‌هایی هستند که Andreani et al. (2004) معرفی کرده‌اند و تشکیل آن‌ها را مختص شرایط مرطوب و دمای نسبتاً پایین دانسته‌اند. آن‌ها اظهار داشته‌اند که توسعه چنین رگه‌هایی به‌طور محلی، می‌تواند مناطق ضعیفی را درون توده‌های سرپانتینیتی ایجاد و منطقه را برای تغییر شکل بیشتر در آینده آماده کند. تحقیقاتی که Bellot (2008) بر روی ساختارهای حاصل از رفتار تغییر شکلی پلاستیک - شکننا مربوط به سرپانتینیت‌ها انجام داده، نشان می‌دهد که به‌طور کلی این نوع ساختارها با ایجاد یک رفتار غیر لرزه‌ای همراه هستند؛ بنابراین وجود این نوع ساختارها در منطقه مورد مطالعه را نیز می‌توان با رفتار غیر لرزه‌ای در سرپانتینیت‌ها همراه دانست.

شواهد ساختاری حاصل از رفتار شکننا در سرپانتینیت‌های آمیزه فیولیتی بافت گوز گسلی

عملکرد گسل‌ها در نزدیکی سطح (که دما و فشار پایین است و سنگ‌ها در محدوده شکننا قرار دارند) باعث گسل خوردگی سرپانتینیت‌های موجود در منطقه، و شکسته و خرد شدن آن‌ها

قطعات شکسته

با ایجاد استرس بر روی قطعات سالم موجود در آمیزه رنگین مورد مطالعه، انواع شکستگی در آن‌ها ایجاد شده و باعث قطعه‌قطعه شدن آن‌ها شده است (شکل ۵-f). در مقیاس میکروسکوپی این نوع ساخت توسط رگه‌های قبلی مشخص می‌شود که قطعه قطعه شده‌اند (شکل ۵-g) و این شکستگی‌ها در مقیاس بسیار کوچک‌تر (SEM) نیز قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۵-h).

شکستگی‌های ضربدری شکل

از دیگر شواهد برای رفتار شکنندگی سرپانتینیت‌ها، شکستگی‌های ضربدری شکل است (شکل ۵-i) که گاهی این شکستگی‌ها باعث شده که رشد بعدی کانی‌های سرپانتینیت در همان محل‌ها افزایش یابد.

در مقیاس میکروسکوپی نیز این ساخت توسط رگه‌هایی دیده می‌شود که به صورت ضربدری یکدیگر را قطع کرده‌اند. در شکل ۵-j، این شکستگی‌ها توسط رشته‌های ظریف کریزوتیلی پر شده‌اند و قسمت ۵-k شکستگی‌های ضربدری شکل در تصویر SEM را نشان می‌دهد که اولین شکستگی توسط رشته‌های کریزوتیل و شکستگی بعدی که رگه اولی را قطع کرده، توسط لیزاردیت پر شده است.

گسل‌های عادی، معکوس و امتدادلغز

از جمله شاخص‌های گسلی در منطقه مورد مطالعه، آینه‌های گسلی هستند که در اکثر نقاط بر روی سطح آن‌ها، کانی‌های گروه سرپانتینیت رشد کرده و سطح گسل به رنگ سبز و یا آبی تا بنفش در آمده است. قطعات سخت‌تر که در زمینه سرپانتینیت‌های شیبستوز قرار گرفته‌اند، گسل خوردگی‌ها را به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۵-l). در مقیاس میکروسکوپی و تصاویر SEM نیز وجود گسل‌ها به خوبی قابل تشخیص است که باعث جابجاشدگی رگه‌های قبلی (مانند رگه‌های سرپانتینیتی) شده‌اند (شکل ۵-m,n) به ترتیب).

بحث

در آزمایشات اصطکاکی که توسط Reinen et al. (1994) در شرایط پوسته‌ای بر روی سرپانتینیت‌ها صورت گرفت، دو رژیم مکانیکی پلاستیک و شکننا در این سنگ‌ها تشخیص داده شد. بعدها Bellot (2008) رژیم تغییر شکلی حدواسط این دو یعنی رژیم مکانیکی پلاستیک - شکننا را نیز معرفی کرد. در بحث زیر به توضیح جداگانه هر کدام از آن‌ها می‌پردازیم:

رفتار مکانیکی سرپانتینیت‌ها در رژیم تغییرشکلی

پلاستیک

تغییر شکل نوع پلاستیک^۱ در محدوده فشاری بالا یعنی بیش از ۴۰۰ مگاپاسکال (در عمق‌های بیش‌تر) در سنگ‌های سرپانتینیتی به وجود می‌آید (Escartin et al., 1997). در این نوع تغییر شکل، مقاومت اصطکاکی مربوط به لغزش، به صورت خطی با لگاریتم طبیعی سرعت لغزش، افزایش می‌یابد. در این رژیم، فقط رفتار تحکیم اصطکاکی^۲ می‌تواند وجود داشته باشد و تغییر شکل به صورت فراگیر^۳ در تمام سطوح گسترش می‌یابد. این نوع تغییر شکل در سرپانتینیت‌ها نتیجه خزش گسلی پایدار است. تغییر شکل فراگیر در سرپانتینیت‌ها، یک جهت‌یافتگی ترجیحی از دانه‌های سرپانتینیت و یا فابریک S-C خیلی قوی ایجاد می‌کند. جهت‌یافتگی دانه‌های سرپانتینیت باید نتیجه رشد هم‌زمان آن‌ها با تکنونیک باشد، زیرا آزمایشات در دمای اتاق و بدون اضافه‌شدن هیچ سیالی انجام شده‌اند و بعید به نظر می‌رسد که دانه‌های موازی سرپانتینیت در طول آزمایش متبلور شده باشند. بنابراین این احتمال وجود دارد که دانه‌های موازی سرپانتینیت به طور قابل توجهی در طول جریان کاتاکلاستیک قطعات گورژ سرپانتینیتی، چرخیده باشند (Reinen, 2000). این آزمایش با تجربیات Escartin et al. (1997) نیز قابل مقایسه است. این نوع تغییر شکل، با ایجاد لرزه‌های کوچک و یا بدون ایجاد هیچ لرزه‌ای همراه است.

رفتار مکانیکی سرپانتینیت‌ها در رژیم تغییرشکلی

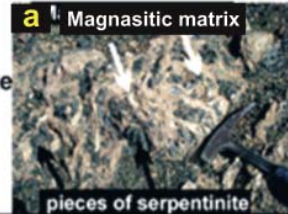


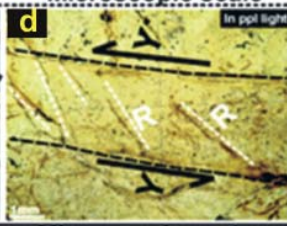


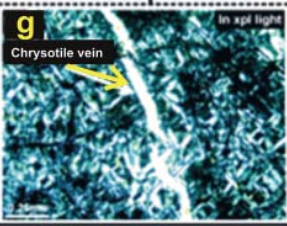


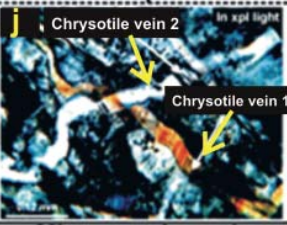

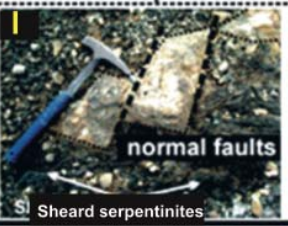
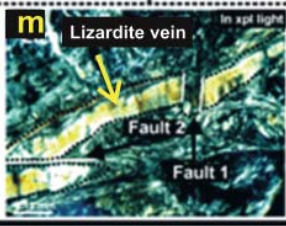
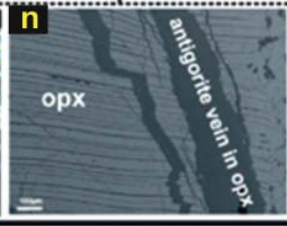
پلاستیک - شکننا^۴

این رژیم تغییرشکلی در محدوده بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ مگاپاسکال و در دمای اتاق تشکیل می‌شود (Escartin et al., 1997). در مقیاس میکروسکوپی توسط گسل‌های نوع «رشته‌ای لغزشی»^۵ و در مقیاس میکروسکوپی توسط ترک‌های ریز برشی^۶ قابل تشخیص است (Bellot, 2008).

رفتار مکانیکی سرپانتینیت‌ها در رژیم تغییرشکلی شکننا

تغییر شکل نوع شکننا در محدوده فشاری پایین یعنی از صفر تا ۲۰۰ مگاپاسکال (در شرایط نزدیک سطح زمین یا روی سطح زمین) در سنگ‌های سرپانتینیتی به وجود می‌آید (Escartin et al., 1997). در این رژیم در ابتدا اصطکاک افزایش می‌یابد، سپس با افزایش سرعت لغزش، اصطکاک کاهش یافته تا به یک میزان ثابتی می‌رسد. در این رژیم ممکن است هر دو رفتار تحکیم و یا تضعیف اتفاق بیفتد (Reinen, 2000). رفتار تحکیم به علت خزش گسلی پایدار بوده و لرزه‌ای است، در حالی که رفتار تضعیف، پتانسیل لغزش غیر پایدار داشته و با زلزله همراه است (Rice and Ruina, 1983; Tullis, 1988). این نوع تغییر شکل به صورت

1. Ductile
2. Rate-strengthening
3. Distributed
4. Plastic-brittle
5. Slikenfibers
6. Shear microcracks

Characteristics of BRITTLE deformation regime		
Geologic behaviour:		seismic
Earthquake risk:		yes
Types of structures:		
Macroscopic scale	Macroscopic scale	
1: Cataclasite 	2: Network fracturing 	
Macroscopic scale	Microscopic scale	SEM picture
3: Reidel shears 		
Macroscopic scale	Microscopic scale	SEM picture
4: Broken fragments 		
Macroscopic scale	Microscopic scale	SEM picture
5: Conjugated joints 		
Macroscopic scale	Microscopic scale	SEM picture
6: Normal, inverse and strike slip faults 		

شکل ۵. انواع ساختارهای ایجاد شده در اثر تغییر شکل نوع شکنا در سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه. قسمت a، گورژ گسلی سرپانتینیتی که در زمینه مگنزیتی قرار گرفته‌اند. قسمت b، شکستگی‌های شبکه مانند در توده سرپانتینیتی که شکستگی‌ها توسط کلسیت یا مگنزیت پر شده‌اند. قسمت c و d و e به ترتیب بُرش‌های ریدل را در سه مقیاس ماکروسکوپی، میکروسکوپی و تصویر SEM نشان می‌دهند (برای توضیح بیش‌تر به متن مراجعه شود). قسمت f، یک قطعه فلسیکی که در اثر استرس به شدت شکسته و خرد شده است. قسمت g، قطعات شکسته در مقیاس میکروسکوپی که توسط تکه‌تکه شدن رگه کریزوتیلی در این شکل مشخص است و قسمت h، نیز همین موضوع را در تصویر SEM نشان می‌دهد. قسمت i، شکستگی‌های ضربدری شکل در مقیاس ماکروسکوپی که در محل شکستگی‌ها رشد کانی‌های سرپانتین افزایش یافته است. قسمت j، شکستگی‌های ضربدری شکل در مقیاس میکروسکوپی که توسط رشته‌های ظرف و قائم کریزوتیل پر شده‌اند. قسمت k، شکستگی‌های ضربدری شکل در تصویر SEM که اولین شکستگی توسط رشته‌های کریزوتیل و شکستگی بعدی که رگه اولی را قطع کرده، توسط لیزاردیت پر شده است. قسمت l، یک قطعه گابرویی که دو بار توسط گسل نوع عادی جایجا شده و در زمینه سرپانتینیت‌های به شدت خرد شده قرار گرفته است. قسمت m، رگه لیزاردیتی در مقیاس میکروسکوپی که دو بار توسط گسل خوردگی، جایجا شده است. قسمت n، رشد دو رگه آنتی‌گوریتی درون یک بلور ارتوپروکسن که رگه نازک‌تر آنتی‌گوریتی چندین گسل خوردگی را نشان می‌دهد که در امتداد آن‌ها جایجا شده است (ارتوپروکسن: opx، سرپانتین: sr).

شبکه‌ای، نواری و یا ساعت شنی ایجاد و رگه‌های کریزوتیل \pm مگنتیت بر روی این بافت‌ها توسعه پیدا کرده است. بنا به تحقیقات انجام شده (محمدی و احمدی پور، ۱۳۸۸) در این سرپانتینیت‌ها از یک بلور سالم الیوین تا از بین رفتن کامل آن، ۷ مرحله معرفی شده است. با پیشرفت واکنش سیال/سنگ، تشکیل کانی‌های لیزاردیت از حاشیه دانه الیوین به سمت مرکز دانه الیوین ادامه می‌یابد و باعث تشکیل نوعی منطقه‌بندی ساختاری می‌شود. منطقه‌بندی ایجاد شده، رشد چندمرحله‌ای لیزاردیت به سمت مرکز الیوین را به‌طور واضح نشان می‌دهد.

در همین مرحله ارتوپیروکسن به سرپانتین (باستیت) \pm مگنتیت \pm تالک \pm ترمولیت و دیگر کانی‌ها تجزیه شده است. اکثر این کانی‌ها به موازات کلیواژهای اولیه در بلور ارتوپیروکسن رشد کرده‌اند. در سنگ‌های کاملاً سرپانتینیتی شده، بلورهای ارتوپیروکسن کاملاً باستیتی شده‌اند. در جاهایی که باستیتی شدن با تشکیل مگنتیت همراه بوده، دانه‌های بسیار ریز مگنتیت در حاشیه بلور ارتوپیروکسن اولیه قرار گرفته‌اند و باعث شده که شکل اولیه بلور ارتوپیروکسن، قابل تشخیص باشد (شکل ۳، قسمت n). چنین مسأله‌ای قبلاً توسط Wicks et al., (1977) و Dungan (1979) نیز گزارش شده است. کرم اسپینل‌ها نیز اکثراً از حاشیه به فریت-کرومیت، کلریت کرم‌دار و یا مگنتیت تبدیل شده‌اند.

مرحله دوم: تغییر شکل پلاستیک در رخساره شیست سبز (احتمالاً به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی سرپانتینیتی شده)

در این مرحله احتمالاً پوسته اقیانوسی - که پریدوتیت‌های موجود در آن درجات متفاوتی از سرپانتینیتی شدن را پشت سر گذاشته‌اند - شروع به فرورانش می‌کند. فرورانش در کمربند کوهزایی بین کرمان و نیریز که منطقه مورد مطالعه در این کمربند قرار دارد، توسط (Shahabpour 2005) نیز بیان شده است. با تشکیل شرایط مطلوب، آنتی‌گوریت تالک بر روی بافت شبکه‌ای قبلی شروع به رشد می‌کند. رشد آنتی‌گوریت در امتداد شکاف‌هایی دیده می‌شود که در این مرحله ایجاد شده‌اند. با عبور سیال از این شکاف‌ها، آنتی‌گوریت به احتمال زیاد به صورت تیغه‌هایی عمود بر سطح شکاف، از دو طرف رشد کرده و باعث از بین رفتن لیزاردیت و بافت شبکه‌ای قبلی شده است (احمدی پور و محمدی، ۱۳۹۱). مطالعات (Boudier et al., 2009) با استفاده از عکس‌های TEM، نشان داده است که آنتی‌گوریت روی سطحی که تغییرشکل بر آن اعمال می‌شده، هسته‌بندی کرده و الیوین اولیه را از بین می‌برد. این هسته‌بندی کمی بعد از توقف تغییرشکل نیز ادامه می‌یابد. با توجه به مجموعه کانیایی موجود در سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه، به احتمال زیاد درجه دگرگونی در این مرحله تا شرایط رخساره شیست سبز صورت گرفته است. زیرا از طرفی دیگر مطالعاتی که بر روی شرایط پایداری کانی‌های گروه سرپانتین صورت گرفته (Güartekin and Albayrak, 2006)، نیز نشان داده

محللی به همراه زلزله‌های کوچک تا بزرگ در سرپانتینیت‌ها ایجاد و در آزمایشگاه در قالب بُرش‌های ریدل دیده شده است (Pass-chier and Truw., 1998).

مکانیزم‌های احتمالی تغییر شکل سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه

در سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه شواهد ساختاری مختلفی دیده می‌شود که هم می‌تواند نشانه نوع تغییرشکل و هم نحوه جایگزینی سنگ‌ها باشد. تحقیقاتی که تاکنون روی سرپانتینیت‌های بخش مونتری در کالیفرنیا (Reinen, 2000)، انجام شده، نشان می‌دهد که هر کدام از شیوه‌های تغییرشکل، می‌تواند ساختمان‌های خاص و رفتارهای رئولوژیکی خاصی را در سرپانتینیت به وجود آورد. همان‌گونه که در جدول ۱ نیز دیده می‌شود، سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه، تحت تأثیر ۳ مکانیزم پلاستیک، پلاستیک - شکنا و شکنا در مقیاس‌های مختلف و با ساختارهای متفاوت، تغییرشکل یافته‌اند.

تاریخ تحول احتمالی سرپانتینیت‌های منطقه با توجه به ریزساخت‌های موجود در آن‌ها

به‌منظور تشریح دقیق سرگذشت آمیزه رنگین مورد مطالعه، مراحل مختلف سرگذشت سنگ‌های سرپانتینیتی منطقه از ابتدای سرپانتینیتی شدن اولیه سنگ مادر آن (پریدوتیت) در کف اقیانوس تا قرارگیری آن در نزدیکی سطح زمین، با توجه به ساخت و بافت‌های به ارث رسیده در سرپانتینیت‌ها، مورد مطالعه قرار گرفته است. در واقع سعی شده با استفاده از روابط جانشینی^۱ یا منقوش‌شدگی، تاریخچه احتمالی سنگی مورد مطالعه بازسازی شود. مطالعات نشان می‌دهد که برای نمونه‌های سنگی مذکور، حداقل ۵ تاریخ مجزا قابل تشخیص است که به ترتیب شامل مراحل زیر می‌باشد:

مرحله اول: سرپانتینیتی شدن در جای^۲ پریدوتیت‌های اولیه در کف اقیانوس

سرپانتینیتی شدن اولیه پریدوتیت‌های گوشته‌ای، احتمالاً به وسیله نفوذ آب توسط شکستگی‌های موجود در پوسته اقیانوسی (در رژیم شکنا و دمای زیر ۶۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) توسعه پیدا می‌کند و یا ممکن است در نتیجه چرخه هیدروترمال در اعماق لیتوسفر اقیانوسی سرد شده در پشته‌های میان‌اقیانوسی باشد (Boudier et al., 2009). سرپانتینیتی شدن معمولاً تحت شرایط دگرگونی در دمای کم‌تر از ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تقریبی ۲۰۰ مگاپاسکال شروع و تا دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تقریباً ۴۰۰ مگاپاسکال اتفاق می‌افتد (Bellot, 2008). در سنگ‌های پریدوتیتی منطقه، سرپانتینیتی شدن با تجزیه کانی الیوین شروع و همراه با آن کانی‌های لیزاردیت \pm بروسیت \pm تالک \pm مگنتیت و مگنزیت تشکیل شده است. در نتیجه، بافت‌های

1. Overprinting
2. Static

تغییر شکل‌های پلاستیک فراگیر، شاهدهی برای صعود و جایگیری آن‌ها در اعماق زیادتر است. آثار تغییر شکل نوع پلاستیک-شکنا شاهدهی برای صعود بیش‌تر و جایگیری آن‌ها در عمق کم‌تری است و در نهایت ساخت‌های حاصل از رژیم تغییر شکلی شکنا شاهدهی برای جایگیری سرپانتینیت‌ها در موقعیت فعلی است. باید به این مسأله توجه شود که تشکیل بافت‌های شبکه‌ای و یا ساعت شنی مربوط به لیزاردیت، ربطی به جایگیری سرپانتینیت‌ها در سطح زمین ندارد و آن‌ها محصول دگرسانی کف اقیانوس هستند که در شرایط بدون وجود استرس شکل گرفته‌اند (Sabzehei, 1974 و محمدی، ۱۳۸۹).

تغییرات ترکیبی انواع سرپانتینیت‌های تشکیل شده در مراحل مختلف تحول سنگ‌های منطقه

انواع کانی‌های سرپانتینیت ایجاد شده در ۵ مرحله مذکور، مورد تجزیه الکترون میکروپروب قرار گرفتند (جدول ۲). برای مقایسه درصد عناصر هر مرحله، میانگین درصد وزنی عناصر موجود در کانی‌های سرپانتینیت مربوط به هر مرحله، محاسبه گردید و سپس در شکل ۶ رسم گردید. نتایج این تجزیه، نشان می‌دهد که ترکیب محلول‌های سازنده سرپانتینیت در هر مرحله، متفاوت است. سیالاتی که این سرپانتینیت‌ها را ساخته‌اند، در محیط‌های اکسیدی و احیایی متفاوتی قرار داشته‌اند و به همین خاطر، این تفاوت ترکیبی در عناصری مشخص‌تر است که نسبت به شرایط اکسیداسیون و احیا حساسیت بیش‌تری دارند. از جمله عناصر سازگار مانند نیکل، کرم و یا منیزیم که در هر مرحله تفاوت واضحی را نشان می‌دهند، اما عناصر ناسازگار مربوط به هر مرحله مانند سدیم و یا پتاسیم تفاوت چندانی نشان نمی‌دهند. مقدار عنصر آلومینوم در مرحله سوم (فاز تغییر شکلی پلاستیک) به میزان چشمگیری کاهش یافته و در همین مرحله، درصد عنصر آهن به حداکثر میزان خود رسیده است.

پاسخ کانی‌های گروه سرپانتینیت به استرس‌های وارده

(Peacock and Hyndman, 1999) به منظور تعیین حداکثر عمق زلزله‌های تراستی مربوط به زون فرورانشی، رفتار کانی‌های گروه سرپانتینیت در مقابل استرس را مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها پی بردند که تشکیل کانی‌های گروه سرپانتینیت در حین فرورانش پوسته اقیانوسی، می‌تواند عمق زلزله‌های تراستی را کنترل نماید. با آزاد شدن سیالات از زون فرورانش و نفوذ آن‌ها به بخش پریدوتیتی، تشکیل کانی‌های گروه سرپانتینیت + بروسیت (در ترکیبات غنی از الیون) + تالک (در ترکیبات غنی از پیروکسن) شروع می‌شود. وجود این کانی‌ها در زون فرورانش با ایجاد یک فرآیند غیرلزله‌ای همراه است و باعث می‌شود در بخش‌هایی که این کانی‌ها تشکیل شده‌اند (شرایط زیر رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت)، در هنگام فرورانش، زلزله‌ای در آن عمق صورت نگیرد. با توجه به این‌که در سنگ‌های مورد مطالعه نیز مجموعه کانی‌های سرپانتینیت + بروسیت و تالک دیده می‌شود، احتمال دارد

که آنتی‌گوریت تا دمای ۶۵۰ تا ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد می‌تواند پایدار باقی بماند.

مرحله سوم: آغاز صعود سرپانتینیت‌ها به سمت سطح زمین با شرایط رژیم تغییر شکلی پلاستیک

افزایش سرپانتینیتی شدن پریدوتیت‌ها و افزایش حجم سنگ‌ها از یک طرف و عملکرد گسل‌ها و تکتونیک از طرف دیگر، باعث شده است که سرپانتینیت‌های منطقه به صورت دیپایریک به سمت سطح حرکت کنند. در طول این حرکت که با عملکرد گسل‌های بزرگ همراه است، سرپانتینیت‌ها تغییر شکل‌های زیادی را متحمل می‌شوند و چون در این اعماق، در محدوده پلاستیک قرار گرفته‌اند، جواب آن‌ها به تغییر شکل‌های اعمال شده، همراه با ایجاد ساخت‌های خاصی است که در بحث رفتار مکانیکی سرپانتینیت‌ها در رژیم تغییر شکلی پلاستیک به تفصیل در مورد آن‌ها صحبت شد. ساخت‌های حاصل از این نوع تغییر شکل بر روی بافت‌های قبلی رشد کرده و به تدریج باعث از بین رفتن بافت‌های قبلی شده‌اند (مثل رشد فابریک نوع S-C بر روی زمینه آنتی‌گوریتی)؛ با اینحال در برخی از نمونه‌های سنگی مورد مطالعه هنوز بافت‌های قبلی حفظ شده است.

این حرکت‌های دیپایریک در منطقه، هم شیبستوزیت‌ها و واضحی را در سرپانتینیت‌ها به وجود آورده و هم کرومیتیت‌ها را قطع کرده و عیار کرومیت را در آنها بالاتر برده است (Sabzehei, 1974 و بهزادی ۱۳۷۱).

مرحله چهارم: ادامه صعود سرپانتینیت‌ها تا قرار گرفتن در شرایط رژیم تغییر شکلی پلاستیک - شکنا

با ادامه فرآیند سرپانتینیتی شدن، سنگ‌ها وارد محدوده رژیم تغییر شکلی پلاستیک - شکنا می‌شوند (محدوده فشاری بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ مگاپاسکال). در این مرحله ساخت‌های خاص حاصل از این رژیم تشکیل می‌شوند و معمولاً توسعه آن‌ها با محور ساخت‌های مربوط به رژیم قبلی (رژیم پلاستیک) همراه است.

مرحله پنجم: قرارگیری سرپانتینیت‌ها در رژیم تغییر شکلی شکنا و جایگیری آن‌ها در نزدیکی سطح زمین یا روی سطح زمین

در این مرحله سرپانتینیت وارد محدوده فشاری کم‌تر از ۲۰۰ مگاپاسکال، یعنی رژیم تغییر شکلی شکنا (شرایط نزدیک به سطح یا روی سطح زمین) شده و طی آن، ساخت‌های خاص مربوط به این رژیم ایجاد می‌شود که روی بافت و ساخت‌های حاصل از مراحل قبل شروع به رشد می‌کنند. به عنوان مثال در یک نمونه سنگی مورد مطالعه، این مکانیزم باعث گسل خوردگی یک رگه پرکننده شکاف (مربوط به رژیم تغییر شکلی پلاستیک - شکنا) شده است (شکل ۴-۳).

تمامی مراحل تشریح شده در این بحث، نشان‌دهنده چگونگی جایگیری سرپانتینیت‌های مورد مطالعه در موقعیت فعلی است.

جدول ۲. نتایج تجزیه الکترون میکروپروب انواع کانی‌های سرپانتین ایجادشده در ۵ مرحله مختلف تغییرشکلی در سرپانتینیت‌های آمیزه افیولیتی بافت*.

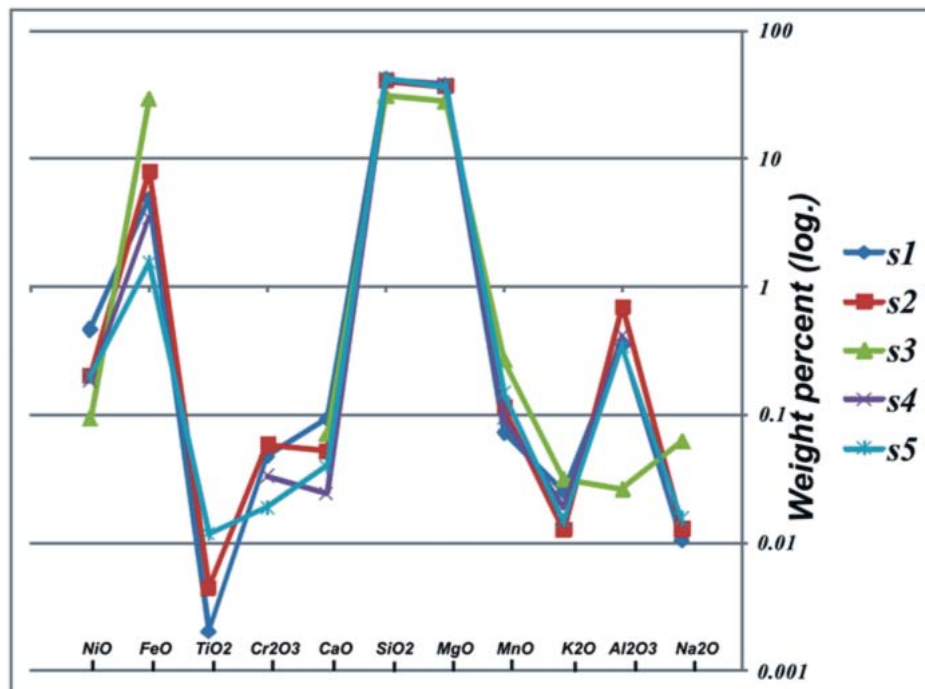
Sample	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	K ₂ O	MnO	MgO	SiO ₂	CaO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	NiO	stage
GB1	0.00	0.51	0.02	0.17	39.99	48.63	0.31	0.00	0.03	9.71	0.63	S1
GB2	0.00	0.00	0.00	0.06	45.80	49.83	0.10	0.05	0.00	3.89	0.27	
GE40	0.00	0.51	0.00	0.05	46.29	49.24	0.10	0.09	0.00	2.80	0.94	
GC7	0.04	0.24	0.00	0.09	44.49	48.04	0.08	0.02	0.00	6.32	0.67	
GE23	0.00	0.19	0.01	0.04	45.44	49.26	0.07	0.00	0.00	4.36	0.64	
GC1	0.00	0.68	0.01	0.09	42.81	49.46	0.13	0.01	0.00	6.53	0.28	
GC1	0.07	0.32	0.03	0.10	40.68	50.27	0.07	0.00	0.00	8.21	0.25	
GC1	0.01	0.60	0.01	0.06	43.09	49.70	0.06	0.10	0.00	5.86	0.50	
GC1	0.01	0.32	0.00	0.09	45.88	49.39	0.08	0.23	0.00	3.34	0.64	
GC1	0.00	0.71	0.00	0.12	43.48	48.42	0.12	0.08	0.00	6.48	0.60	
GC1	0.00	0.45	0.03	0.08	44.46	49.07	0.07	0.04	0.00	5.24	0.56	
GB2	0.07	0.00	0.03	0.27	33.46	36.02	0.10	0.00	0.00	30.01	0.05	S2
GB2	0.00	0.00	0.00	0.04	45.65	49.98	0.10	0.00	0.00	4.16	0.08	
GC7	0.00	0.11	0.00	0.05	45.53	50.80	0.01	0.00	0.01	2.96	0.51	
GD18	0.00	3.60	0.03	0.07	43.64	47.85	0.04	0.31	0.01	4.13	0.31	
GE23	0.00	0.35	0.01	0.24	43.70	51.16	0.06	0.03	0.00	4.24	0.23	
GB2	0.07	0.03	0.04	0.30	31.74	34.83	0.08	0.00	0.00	32.82	0.10	S3
GC7	0.00	0.50	0.03	0.08	44.06	49.96	0.02	0.02	0.00	5.11	0.22	S4
GD18	0.00	0.48	0.02	0.15	46.40	49.73	0.04	0.06	0.00	2.91	0.21	
GC1	0.00	0.52	0.02	0.35	46.69	49.80	0.05	0.02	0.00	1.97	0.57	S5
GC7	0.01	0.40	0.00	0.12	44.44	52.53	0.05	0.02	0.00	2.31	0.13	
GC7	0.05	0.35	0.03	0.08	44.47	53.51	0.04	0.03	0.04	1.37	0.03	
GC7	0.05	0.35	0.03	0.08	44.47	53.51	0.04	0.03	0.04	1.37	0.03	

* مرحله اول: سرپانتین‌های حاصل از سرپانتینیتی شدن اولیه پریدوتیت‌ها در کف اقیانوس: برای این منظور سرپانتین‌های تشکیل دهنده بافت شبکه‌ای یا mesh در اطراف دانه‌های الیومین برای تجزیه الکترون میکروپروب انتخاب شده‌اند. مرحله دوم: سرپانتین‌های حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی: برای این مرحله آنتی‌گوریت‌هایی با بافت تیغه‌ای که مختص شرایط دما و فشار بالاتر هستند، مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. این آنتی‌گوریت‌ها یا ماتریکس را ساخته‌اند و با اینکه به صورت رگه بر روی بافت‌های قبلی رشد کرده‌اند. مرحله سوم: سرپانتین‌های حاصل از فاز تغییرشکلی نوع پلاستیک: سرپانتین‌هایی که برای تجزیه انتخاب گردیده‌اند، سرپانتین‌هایی هستند که در رگه‌ها تشکیل فابریک نوع S-C را داده‌اند. مرحله چهارم: سرپانتین‌های حاصل از فاز تغییرشکلی نوع پلاستیک-شکنا: سرپانتین‌های تشکیل شده در رگه‌های نوع crack-seal مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. مرحله پنجم: سرپانتین‌های حاصل از فاز تغییرشکلی نوع شکنا: در اینجا رگه‌های کریزوتیلی و لیزاردیتی که در مرحله آخر بر روی بافت‌های قبلی رشد کرده‌اند، مورد تجزیه الکترون میکروپروب قرار گرفته‌اند (S: stage).

جدول ۳. آمار زلزله‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه با اقتباس از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله*.

Date (yyyy/mm/dd)	Time (UTC)	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	Reference
2005/06/03	17:59:51.9	29.14	56.40	18	ML:3.3	IIEES
2005/11/20	20:15:26.0	29.29	56.38	14	ML:3.3	IIEES
2006/09/22	17:45:03.4	29.27	56.42	15	ML:3.5	IIEES
2008/01/27	17:00:25.1	29.27	56.45	16	ML:3	IIEES
2011/01/10	10:57:55.0	29.28	56.28	14	ML:3.2	IIEES

* (IIEES) جدول فوق نشان می‌دهد که از سال ۱۹۲۳ تا کنون (۲۰۱۲) هیچ زلزله بزرگی در محدوده مورد مطالعه (طول‌های جغرافیایی ۵۶° و ۴۷/۵' و عرض‌های جغرافیایی ۱۴° و ۲۹° و ۳۶/۵') ثبت نشده است و بزرگای هر ۵ زلزله‌ای که تا کنون به ثبت رسیده، بالاتر از ۳/۵ درجه در مقیاس ریشتر نیست.



شکل ۶. تغییرات ترکیبی سرپانتین‌های موجود در سرپانتینیت‌های آمیزه افیولیتی بافت که طی ۵ مرحله مختلف تشکیل شده‌اند. توضیحات مربوط به هر مرحله در زیرنویس جدول ۲ آمده است.

ترکیب محلول سازنده کانی‌های سرپانتین در هر مرحله متفاوت بوده است. با وجودی که منطقه در بین گسل‌های بزرگ قرار گرفته، اما تغییر شکل فراگیر موجود در این سرپانتینیت‌ها از نوع پلاستیک بوده و با ایجاد ساختارهای خاص، مانع بروز زلزله‌های مخرب در این منطقه شده است. با توجه به نتایج مذکور می‌توان پیش‌بینی نمود که احتمالاً در آینده نیز وارد آمدن استرس به این سرپانتینیت‌ها، نباید با زلزله‌های بزرگی همراه باشد.

سپاسگزاری

در این جا لازم است از همکاری‌های بی‌دریغ پرفسور هینز گانتز استیج و دکتر فرحناز دلبران از دانشگاه کارلسروهه آلمان برای تهیه تصاویر SEM و آنالیزهای الکترون میکروپروب، تقدیر و تشکر نمایم.

منابع

- احمدی پور، ح.، محمدی، ن.، ۱۳۹۱. کانی‌شناسی و نحوه تشکیل کانی‌های گروه سرپانتین در سرپانتینیت‌های آمیزه افیولیتی بافت در استان کرمان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۰، ۹۷-۱۱۰.
- بهزادی، ح.، ۱۳۷۱. بررسی مکانیسم تشکیل و جایگزینی ذخایر کرومیت انبانی موجود در آمیزه افیولیتی بافت. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۲۱.
- پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES).
- محمدی، ن.، ۱۳۸۹. کانی‌شناسی، لرزه‌خیزی و پتروژنز سرپانتینیت‌های آمیزه رنگین چهارگنبد - گوغر - بافت در استان

که در هنگام فرورانش پوسته اقیانوسی در دوره کرتاسه (Shahab-pour, 2005) در منطقه مورد مطالعه و در منطقه‌ای که این کانی‌ها تشکیل شده‌اند، فرورانش با زلزله همراه نبوده است.

بررسی لرزه‌خیزی سرپانتینیت‌های مورد مطالعه

مطالعات ساختاری و بررسی ساختمان‌های تغییرشکلی در سرپانتینیت‌های آمیزه رنگین چهارگنبد - گوغر - بافت، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها عمدتاً با شیوه شکل‌پذیر، تغییر شکل یافته و از آنجائی که این نوع تغییر شکل با سرعت کم و به صورت فراگیر و در حالت پلاستیک در سنگ ایجاد می‌شود، با ایجاد زلزله همراه نیست. در حقیقت، سرپانتینیت، حرکت گسل را به صورت تغییر شکل پلاستیک رد می‌کند و از آنجاکه گسترش سرپانتینیت‌ها در این منطقه خیلی زیاد است و هم به صورت رخنمون‌های پراکنده و بزرگ و هم در زمینه و در زیر واحدهای دیگر گسترش دارند، از سال ۱۹۲۳ تا کنون (۲۰۱۲) هیچ زلزله بزرگی در این منطقه ثبت نشده است (جدول ۳).

نتیجه‌گیری

مطالعات نشان می‌دهد که ساختارهای ریزمقیاس موجود در سرپانتینیت‌های آمیزه رنگین بافت با ساختارهای بزرگ‌مقیاس موجود در منطقه قابل تطابق می‌باشند. این ساختارها حاکی از این است که سرپانتینیت‌های مورد مطالعه، پنج مرحله تغییرشکلی را پشت سر گذاشته‌اند که در هر مرحله با تشکیل ساخت، بافت و کانی‌های خاصی همراه بوده است. آنالیز الکترون میکروپروب انواع کانی‌های سرپانتین مربوط به هر مرحله نشان می‌دهد که

Mohr-Coulomb theory and the strength of faults. *Journal of Geophysical Research*, 102, 2897-2913.

- Francis, G.H., 1956. The serpentinite mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland. *American Journal of Science*, 254, 201-226.

- Gillis, K.M., 2002. Root-zones of a fossil oceanic hydrothermal system exposed in the Troodos Ophiolite. *Journal of Geology*, 110, 57-74.

- Güartekin, G. and Albayrak, M., 2006. Thermal reaction of antigorite: A XRD, DTA-TG work. *Mineral Research Exploration*, 133, 41-49.

- Moore, D.E., Lockner, D.A., Ma Shengli, Summers, R. and Byerlee, J.D., 1996. Strength of chrysotile-serpentinite gouge under hydrothermal conditions: Can it explain a weak San Andreas fault?. *Geology*, 24, 1041-1044.

- Moore, D.E., Lockner, D.A., Shengli, M., Summers, R. and Byerlee, J.D., 1997. Strengths of serpentinite gouges at elevated temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14787-14801.

- Page, B.M., Thompson, G.A. and Coleman, R.G., 1998. Late Cenozoic tectonics of the central and southern Coast Ranges of California. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 846-876.

- Page, N.J., 1968. Serpentinization in a sheared serpentinite lens, Tiburon Peninsula, California. *U.S. Geological Survey Professional*, 600, 21-28.

- Park, J., Yuan, H. and Levin, V., 2004. Subduction zone anisotropy beneath Corvallis, Oregon: a serpentinite skid mark of trench-parallel terrane migration?. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 109, 1978-2012.

- Passchier, C.W. and Truw, R.A.J., 1998. *Microtectonics*, Berlin, Springer-Verlag, 289.

- Passchier, C.W. and Truw, R.A.J., 1992. *Microtectonics*. Springer, 289.

- Peacock, S.M. and Hyndman, R.D., 1999. Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophysical research letters*, 26, 2517-2520.

- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284, 135-139.

- Reinen, L.A., Weeks, J.D. and Tullis, T.E., 1991. The frictional behavior of serpentinite: Implications for aseismic creep on shallow crustal faults: *Geophysical Research Letters*, 18, 1921-1924.

- Reinen, L.A., Weeks, J.D. and Tullis, T.E., 1994. The

کرمان. پایان‌نامه مقطع کارشناسی ارشد، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۱۵.

- محمدی، ن.، احمدی‌پور، ح.، ۱۳۸۸. بررسی بافت و نحوه تشکیل کانی‌های گروه سرپانتین موجود در سرپانتینیت‌های آمیزه رنگین چهارگنبد - گوغر - بافت در استان کرمان. هفدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، همدان، ۲۹۸-۲۹۲.

- نقشه زمین‌شناسی سیرجان، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، شماره III (۱۹۹۵). سازمان زمین‌شناسی کشور.

- Andreani, M., Boullier, A.M. and Gratier, J.P., 2005. Development of schistosity by dissolution-crystallization in a Californian serpentinite gouge. *Journal of Structural Geology*, 27, 2256-2267.

- Andreani, M., Baronnet, A., Boullier, A.M. and Gratier, J.P., 2004. A microstructural study of a "crack-seal" type serpentine vein using SEM and TEM techniques. *European Journal Mineral*, 16, 585-595.

- Arvin, M. and Robinson, P.T., 1994. The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, southwest of Kerman, Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 31, 824-834.

- Bellot, J.P., 2008. Natural deformation related to serpentinitisation of an ultramafic inclusion within a continental shear zone: The key role of fluids. *Tectonophysics*, 449, 133-144.

- Berberian, M. and King, C.P., 1981. Towards a paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210-265.

- Boudier, F., Baronnet, A. and Mainprice, D., 2009. Serpentine mineral replacements of natural olivine and their seismic implications: oceanic lizardite versus Subduction-related antigorite. *Journal of Petrology*, 51, 495-512.

- Cannat, M., Bideau, D. and Bougault, H., 1992. Serpentinized peridotites and gabbros in the Mid-Atlantic Ridge axial valley at 15°37'N and 16°52'N. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 87-106.

- Chester, F.M., Evans, J.P. and Biegel, R.L., 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 98, 771-786.

- Dungan, M.A., (1979). A microprobe study of antigorite and some serpentine polymorphs. *Canadian Mineralogist*, 17, 771-784.

- Escartin, J., Hirth, G. and Evans, B., 1997. Non-dilatant brittle deformation of serpentinites: implications for

frictional behavior of lizardite and antigorite serpentinites: Experiments, constitutive models, and implications for natural faults. *Pure and Applied Geophysics*, 143, 317–358.

- Reinen, L. A. and Tullis, T.E., 1995. Microstructural evidence of strain localization and distributed strain in serpentine friction experiments. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*. 76, F560.

- Reinen, L.A., 2000. Seismic and aseismic slip indicators in serpentinite gouge. *Geology*, 28, 135–138.

- Rice, J.R. and Ruina, A.L., 1983. Stability of steady frictional slipping. *Journal of Applied Mechanics*. 105, 343–349.

- Sabzehei, M., 1974. Les mélanges ophiolitiques de la région d’Esfandagheh. These d’etate, Université scienti-

fique et medicale de Grenoble, France, 306.

- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Nwyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 405-417.

- Tullis, T.E., 1988. Rock friction constitutive behavior from laboratory experiments and its implications for an earthquake prediction field monitoring program. *Pure and Applied Geophysics*, 126, 555–558.

- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W. and Zussman, J., 1977. An idealized model for Serpentine texture after Olivine. *Canadian Mineralogist*, 15, 464-458.

- Wiltshko, D.V. and Morse, J.W., 2001. Crystallization pressure versus “crack seal” as the mechanism for banded veins, *Geology*. 29, 79-82.