



کانی شناسی و نحوه تشکیل کانی های گروه سرپانتین در سرپانتینیت های آمیزه ی افیولیتی بافت در استان کرمان

حمید احمدی پور^{*}، نادیه محمدی

بخش زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۸۹/۹/۶، نسخه نهایی: ۹۰/۲/۱۰)

چکیده: هر سه چندریختی سرپانتین (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی گوریت) در سرپانتینیت های آمیزه ی افیولیتی بافت دیده می شوند و از نظر بافت و ترکیب شیمیایی، تفاوت هایی با یکدیگر دارند. لیزاردیت با ساختار ورقه ای در زمینه ی پریدوتیت ها دیده می شود، در حالی که آنتی گوریت به صورت تیغه ای در رگه ها یا در محل زون های بُرشی تشکیل شده و گسترش کریزوتیل به صورت رشته های شفاف و طلائی، فقط محدود به شکاف های ریز است. پریدوتیت های منطقه، بر اساس درجه ی سرپانتینیتی شدن به سه گروه پریدوتیت های نسبتاً سرپانتینیتی شده (حداکثر ۵۰ درصد)، پریدوتیت های بیشتر سرپانتینیتی شده (۵۰-۹۰ درصد) و پریدوتیت های کاملاً سرپانتینیتی شده (۹۰-۱۰۰ درصد) تقسیم می شوند. سه مدل برای سرپانتینیتی شدن الیوین در سرپانتینیت های منطقه، تشخیص داده شدند. مدل اول، سرپانتینیتی شدن در پیرامون دانه های الیوین و باقی ماندن الیوین سالم در وسط که در پریدوتیت های نسبتاً سرپانتینیتی شده منطقه، گسترش یافته است. مدل دوم، گسترش سرپانتینیتی شدن دوباره در الیوین های باقی مانده از مدل اول و مدل سوم، و گسترش سرپانتینیتی شدن تا از بین رفتن کامل دانه های الیوین. مدل دوم و سوم در پریدوتیت های بیشتر سرپانتینیتی شده و پریدوتیت های کاملاً سرپانتینیتی شده ی منطقه، دیده می شوند. به نظر می رسد که لیزاردیت و کریزوتیل موجود، محصول دگرسانی استاتیک وابسته به محیطی مانند کف اقیانوس هستند، در حالی که آنتی گوریت های تیغه ای، از دگرگونی دینامیکی شکل گرفته اند. ممکن است تشکیل آنتی گوریت وابسته به فرورانش پوسته ی اقیانوسی نائین-بافت و بسته شدن آن، به فرارانش پریدوتیت های سرپانتینیتی شده در زمان های بعدی وابسته باشد، اما لیزاردیت و کریزوتیل، احتمالاً پیش از بسته شدن اقیانوس کوچک نائین-بافت تشکیل شده اند.

واژه های کلیدی: آمیزه ی افیولیتی بافت؛ آنتی گوریت؛ سرپانتینیت؛ لیزاردیت؛ کریزوتیل.

مقدمه

بررسی آن ها، به راحتی از یک مقیاس رخنمونی به مقیاس جهانی انتقال می یابد [۲]. در این کار پژوهشی، با بررسی دقیق کانی های گروه سرپانتین (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی گوریت) از نظر بافت، سن و ترکیب شیمیایی، تاریخچه ی احتمالی گذشته ی سرپانتینیت های موجود در آمیزه ی افیولیتی بافت، از زمان تشکیل تا کنون، بازسازی شده است.

استقبال از بررسی و توجه به کانی های سرپانتین، به شدت در حال افزایش است، زیرا وجود کانی های سرپانتین، دلیلی برای آب گیری گوشته و چرخه ی آب در عمق زمین است [۱]. از آن جا که سرپانتینیت ها ردپایی از تاریخچه ی خود را نگه می دارند، بررسی دقیق آن ها امری مهم است و به دلیل وجود الگوهای مکرر تغییر شکل در سرپانتینیت ها، نتایج حاصل از

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۹۰۷۷۸۱۷۷، نمابر: ۳۲۲۲۰۳۵ (۰۳۴۱)، پست الکترونیکی: hahmadi@mail.uk.ac.ir

روش‌های بررسی

کارهای انجام‌شده، شامل بررسی‌های صحرایی، آزمایشگاهی (میکروسکوپی و SEM) و ژئوشیمیایی است. عکسبرداری از این مقاطع با میکروسکوپ الکترونی مدل LEO 1530 (EHT=15.00 kV, Mag = 2.00KX, signal A = BSD) در دانشگاه کارلسروهه آلمان صورت گرفت. به‌منظور تعیین

ترکیب شیمیایی سرپانتین‌ها، از ریز پردازنده‌ی الکترونی استفاده شد (جدول ۱). آنالیزها با میکروسکوپ الکترونی مدل JEOL JXA 8900 SUPERPROBE با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۱۵ کیلووات و جریان پرتوی ۱۵ نانوآمپر و قطر ۵ میکرومتر در دانشگاه مونسستر آلمان انجام شدند.

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی ریز پردازش الکترونی برخی از انواع سرپانتین و کلریت‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی‌شده‌ی آمیزه افیولیتی بافت (محاسبه فرمول کانی‌ها بر اساس ۷ اکسیژن و ۵ کاتیون می‌باشد).
 $FeO(t) = FeO + Fe_2O_3$ $Mg\# = [Mg/Mg + Fe]$

	لیزاردیت			باستیت			آنتی‌گوریت			کریزوتیل			کلریت	
	H9	H34	H36	H47	H77	H80	H32	H35	H50	H33	H37	H48	D10	D11
SiO ₂	۴۰٫۶۷	۴۳٫۴۹	۴۳٫۷۲	۴۳٫۸۴	۴۲٫۲۹	۴۱٫۹۶	۴۲٫۷۴	۴۲٫۶۶	۴۲٫۱۹	۴۱٫۰۵	۴۴٫۰۸	۴۲٫۷۹	۳۱٫۵۷	۳۰٫۸۶
TiO ₂	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۰٫۴۳	۰٫۴۸	۰٫۴۴	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۳۹	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۵۸	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۱۷	۰٫۰۰	۰٫۰۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۵۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۲۰	۰٫۳۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۸٫۱۲	۴٫۸۹	۴٫۴۷	۳٫۶۳	۲٫۸۶	۴٫۴۸	۱٫۸۸	۱٫۱۰	۵٫۵۷	۵٫۴۰	۲٫۵۷	۳٫۷۹	۲۶٫۳۰	۲۹٫۰۳
MnO	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۲۰	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۴	۰٫۲۳	۰٫۲۶
MgO	۳۳٫۴۵	۳۷٫۲۸	۳۸٫۵۶	۳۷٫۴۵	۳۹٫۲۹	۳۸٫۰۲	۳۶٫۱۶	۳۵٫۴۵	۳۶٫۵۲	۳۸٫۰۲	۳۹٫۵۱	۳۹٫۴۷	۲۹٫۳۲	۲۸٫۰۷
CaO	۰٫۲۶	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۷
Na ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳
NiO	۰٫۵۲	۰٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۵۵	۰٫۴۸	۰٫۱۱	۰٫۰۲	۰٫۲۴	۰٫۵۷	۰٫۴۴	۰٫۵۵	۰٫۰۴	۰٫۱۰
Totals	۸۳٫۶۴	۸۷٫۰۱	۸۷٫۵۱	۸۵٫۷۰	۸۵٫۶۳	۸۵٫۵۱	۸۱٫۳۷	۷۹٫۷۲	۸۵٫۳۰	۸۵٫۴۵	۸۷٫۷۷	۸۶٫۸۷	۸۷٫۶۴	۸۸٫۴۵
Oxygen(p.f.u)	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷
Si	۲٫۰۶	۲٫۰۸	۲٫۰۸	۲٫۱	۲٫۰۳	۲٫۰۳	۲٫۱۶	۲٫۲۰	۲٫۰۶	۲٫۰۰	۲٫۰۹	۲٫۰۳	۱٫۶۲	۱٫۶۰
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۰	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	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۸۵
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۳۴	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۱۵	۰٫۳۵	۰٫۴۰
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۲٫۵۳	۲٫۶۶	۲٫۷۲	۲٫۷۰	۲٫۸۱	۲٫۷۴	۲٫۷۳	۲٫۷۲	۲٫۶۶	۲٫۷۵	۲٫۸۰	۲٫۸۰	۲٫۲۴	۲٫۱۵
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Ni	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
tot.cat.	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
Mg#	۰٫۸۸	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۹۷	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۷	۰٫۹۵	۰٫۶۷	۰٫۶۳

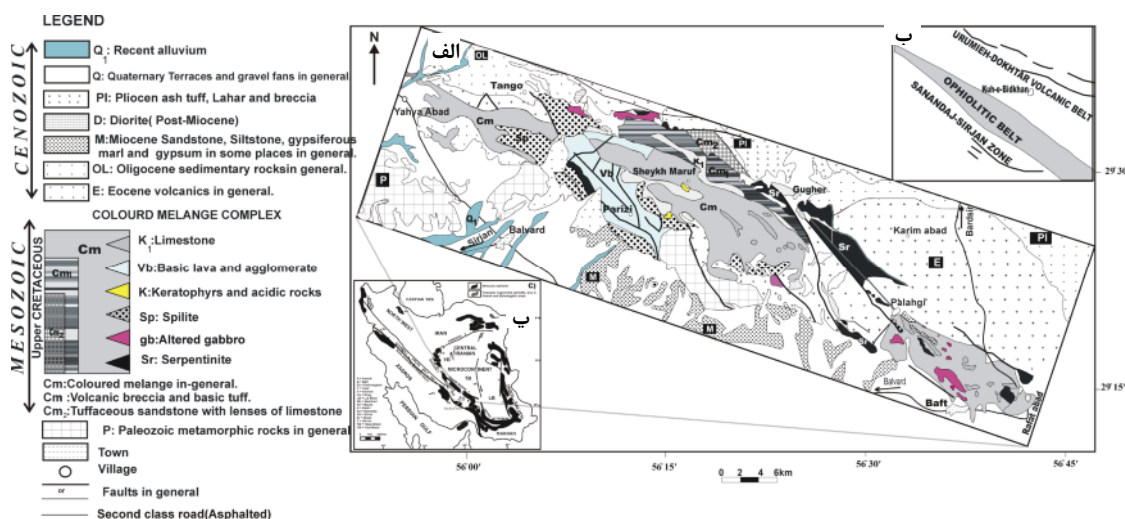
بحث و بررسی

محیط زمین‌شناسی آمیزه‌ی افیولیتی بافت

آمیزه‌ی افیولیتی بافت با مساحت تقریبی ۶۱۷ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی ۵۶°، ۵۵° و ۴۷°، ۵۶° و عرض‌های جغرافیایی ۲۹°، ۳۶° و ۲۹°، ۳۶° در طول گسل‌های بافت و شهر بابک قرار دارد (شکل ۱). این افیولیت به عنوان یک آمیزه‌ی رنگین زمین‌ساختی متشکل از بلوک‌هایی از سنگ‌کره اقیانوسی که طی کرتاسه بالایی روی سنگ‌کره قاره‌ای رانده شد، در نظر گرفته شده است (۳-۵). این آمیزه توسط زمین‌شناسان متعددی مورد بررسی قرار گرفته و آن را یک محیط اقیانوسی باریک، همانند دریای سرخ دانسته‌اند که بین بلوک لوت و زون سسندج-سیرجان (یعنی شاخه‌ای از نئوتتیس) باز شده است. [۴] و عده‌ای دیگر آن را به عنوان یک محیط وابسته به فروانش تتیس به سن کرتاسه در نظر گرفته‌اند [۵] و برخی دیگر نیز یک حوضه‌ی پشت کمان به سن کرتاسه پایانی معرفی کرده‌اند [۶]. این آمیزه، با روند شمال غربی-جنوب شرقی بین کمر بند آتشفشانی ارومیه-دختر و زون دگرگونی سسندج-سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱ ب). سرپانتینیت‌های مورد بررسی هم به صورت رخنمون‌های بزرگ و پراکنده و هم به صورت زمینه‌ای که واحدهای سنگی دیگر را احاطه کرده، با مساحت تقریبی ۴۴ کیلومتر مربع، در تمام طول آمیزه دیده می‌شوند.

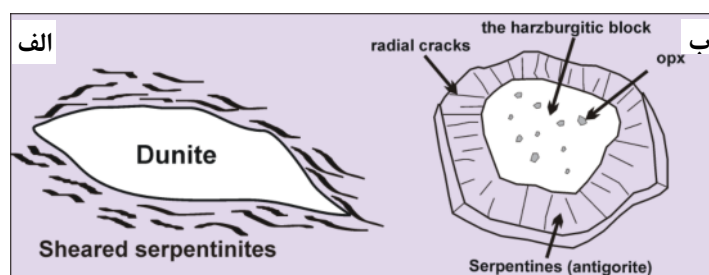
ویژگی‌های صحرایی سرپانتینیت‌ها

سنگ‌های موجود در آمیزه‌ی رنگین مورد بررسی، شامل دونیت و هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی شده، رگه‌های پیروکسنیتی، گابرو، بازالت، آهک‌ها و چرت‌های رادیولاریتی است. بیشتر این قطعات با سرپانتینیت‌های شیس‌توزیته‌دار در بر گرفته شده‌اند. دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی شده، از بیشترین سنگ‌های پریدوتیتی منطقه هستند. دونیت‌های سرپانتینیتی-شده، حدود ۳۰ درصد از کل سرپانتینیت‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. در بعضی نقاط سرپانتینیت‌های شیس‌توز، قطعات باقی‌مانده سنگ دونیتی که سالم‌ترند را در بر گرفته و خودشان به شکل برگوار، قطعه‌ی سالم‌تر را دور زده‌اند (شکل ۲ الف). هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی شده نسبت به دونیت‌ها، از فراوانی بیشتری برخوردارند و نزدیک به ۷۰٪ کل سرپانتینیت‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها نیز دستخوش درجات متفاوتی از سرپانتینیتی شدن شدند. بعضی از قطعات هارزبورژیتی به سرپانتین تبدیل نشده و به صورت قلوه‌های بیضی‌شکل و یا کشیده، سالم‌تر باقی مانده‌اند. این قطعات معمولاً با آنتی‌گوریت‌های رشته‌ای و یا توده‌ای در بر گرفته شده‌اند. گاهی در بخش آنتی‌گوریتی، شکستگی‌هایی دیده می‌شوند که به صورت شعاعی و عمود بر سطح قطعه هارزبورژیتی ایجاد شده‌اند (شکل ۲ ب).



شکل ۱ الف نقشه‌ی زمین‌شناسی آمیزه‌ی افیولیتی بافت با اقتباس از نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ سیرجان، شماره‌ی ۱۱، (۱۹۹۵). ب: موقعیت کمر بند افیولیتی مورد بررسی بین دو زون ساختاری ارومیه-دختر و سسندج-سیرجان. پ: نقشه‌ی پراکندگی افیولیت‌های ایران و موقعیت آمیزه‌ی رنگین مورد بررسی روی آن (نمونه‌ها به طور پراکنده از رخنمون‌های سرپانتینیتی برداشت شده‌اند). در تمامی شکل‌ها اختصارهای به کارگرفته شده به شرح زیر است:

atg = antigorite, chry = chrysotile, liz = lizardite, ol = olivine, opx = orthopyroxene, ref light = reflect light, xpl light = crossed polars light, SEM = Scanning Electron Microprobe



شکل ۲ الف- تصویر نموداری از یک قطعه دونیتی سالم تر و کشیده که با سرپانتینیت های شیبستوز در بر گرفته شده است. ب- تصویر نموداری از قلوه هارزبورژیتی با ارتوپیروکسن های سالم تر که با آنتی گوریت احاطه شده است. (طول قطعه دونیتی و قطر تقریبی قطعه هارزبورژیتی برابر نیم متر است).

تشکیل شده اند. بافت های اولیه ی موجود در آن ها بافت دانه ای و پورفیروکلاستی است و آثار تغییر شکل های حاصل از فشارهای گوشته ای را نشان می دهند. از آنجا که شدت سرپانتینیتی شدن در پریدوتیت های منطقه، متفاوت است، سنگ های پریدوتیتی این منطقه، بر اساس درجه ی سرپانتینیتی شدن، به سه گروه زیر تقسیم شده اند:

۱- پریدوتیت هایی که سرپانتینیتی شدن در آن ها حداکثر ۵۰ درصد است. در این دسته از سنگ ها ارتوپیروکسن های سالم و بقایای الیوین های سالم دیده می شوند. ۲- پریدوتیت هایی که سرپانتینیتی شدن در آن ها بین ۵۰-۹۰ درصد است. در این گروه، الیوین ها کاملاً سرپانتینیتی شده اند، ولی ارتوپیروکسن ها تقریباً سالم هستند. ۳- پریدوتیت هایی که ۹۰-۱۰۰ درصد سرپانتینیتی شده اند. در این گروه، علاوه بر این که الیوین ها کاملاً از بین رفته اند، ارتوپیروکسن ها نیز کاملاً باستیتی شده اند. لیزاردیت، سرپانتین حاصل از دگرسانی الیوین است و باستیت، سرپانتین حاصل از تجزیه ارتوپیروکسن است [۷] و از نظر خواص نوری تقریباً مشابه با لیزاردیت است؛ ولی از نظر بافتی کاملاً با لیزاردیت متفاوت است و از خصوصیات اولیه ارتوپیروکسن پیروی می کند که در بحث تشکیل باستیت بیشتر به این مسئله اشاره خواهد شد. کریزوتیل و آنتی گوریت، سرپانتین هایی هستند که بیش تر به صورت رگه روی سرپانتین های قبلی رشد کرده اند.

از دگرسانی فراگیر پریدوتیت های منطقه، سرپانتینیتی شدن است. سرپانتینیتی شدن پریدوتیت های منطقه از پیرامون دانه های الیوین شروع شده و کانی لیزاردیت، را تشکیل داده و معمولاً این تجزیه آن قدر ادامه یافته که دیگر هیچ الیوینی در سنگ باقی نمانده و در عوض کانی لیزاردیت با ساختار برگه ای، در سنگ گسترش یافته است (شکل ۳ الف). در پیروکسن ها نیز سرپانتینیتی شدن از پیرامون دانه ها شروع شده و به سمت مرکز دانه پیش روی می کند [۷]. دومین کانی گروه سرپانتین در این سنگ ها، آنتی گوریت است. این کانی به صورت رشته ای و کشیده در رگه ها، یا در محل زون های برشی، یا در آینه های گسلی و گاهی در پیرامون قطعات بیضی شکل تشکیل شده است (شکل ۳ ب). شکل ۳ ب نمونه ی آنتی گوریتی را نشان می دهد که پیرامون هارزبورژیتی قلوه ای شکل ۲ ب تشکیل شده است. سومین سرپانتین گسترش یافته در این سنگ ها، کریزوتیل است و گسترش آن فقط محدود به بازشدگی ها و شکاف های خیلی ریز (حداکثر ۱ سانتی متر) است. رشته های کریزوتیلی در این سنگ ها به صورت شفاف و طلایی رنگ و یا گاهی سبز کم رنگ دیده می شوند (شکل ۳ پ).

بررسی های میکروسکوپی

پریدوتیت های منطقه ی مورد بررسی، اساساً از الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و به میزان کمی کروم اسپینل



شکل ۳ الف- لیزاردیت های توده ای با رنگ سفید تا سبز کم رنگ در سنگ مادر دونیتی. ب- آنتی گوریت های تیغه ای تشکیل شده در اطراف قطعات بیضی شکل و کشیده مربوط به شکل ۲ ب. پ- رشد رشته های نازک و شفاف کریزوتیل های طلایی رنگ در رگه ی موجود در سنگ مادر هارزبورژیتی.

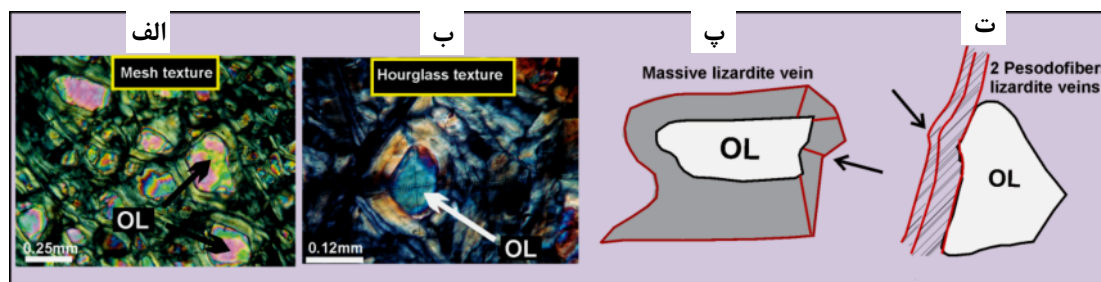
سنگ‌ها، از نظر بافتی، شبیه الیون‌های موجود در سرپانتینیت-های بخش جنوبی ماریانا در قوس ژاپن هستند [۹]. در واقع شکستگی‌های اولیه در بلورهای الیون که بافت کرنل (Kernel) را می‌سازند [۱۰]، زمینه را برای شروع تجزیه الیون فراهم می‌کنند و شروع سرپانتینیتی‌شدن دانه‌های الیون از محل همین شکستگی‌هاست. بسته به نوع شکستگی‌های اولیه در الیون، پس از سرپانتینیتی‌شدن، در الیون ۳ نوع بافت متفاوت می‌تواند ایجاد شود که عبارتند از:

الف) بافت شبکه‌ای (Mesh texture) و ساعت شنی (Hourglass texture) که در محل شکستگی‌های شعاعی، منظم و یا نامنظم اولیه در الیون، ایجاد شده‌اند (شکل ۴ الف و ب به ترتیب). شکستگی‌های نامنظم تشکیل بافت شبکه‌ای و شکستگی‌های منظم‌تر، بافت ساعت شنی را می‌سازند [۸]. سرپانتین حاصل از این بافت‌ها، لیزاردیت است و تفاوت این دو بافت در شکل ظاهری آن‌هاست که در شکل ۴ الف و ب (به-ترتیب) نشان داده شده‌اند. شکل رگه‌های لیزاردیتی پیرامون الیون، کاملاً از شکل اولیه بلور پیروی کرده و به موازات فرورفتگی‌ها (شکل ۴ پ) و یا برجستگی‌های (شکل ۴ ت) آن رشد کرده‌اند. شکل ۵ الف تصویر SEM بافت شبکه‌ای و شکل ۵ ب تصویر نموداری شبه فیبرهای لیزاردیتی در بافت شبکه‌ای را نشان می‌دهد.

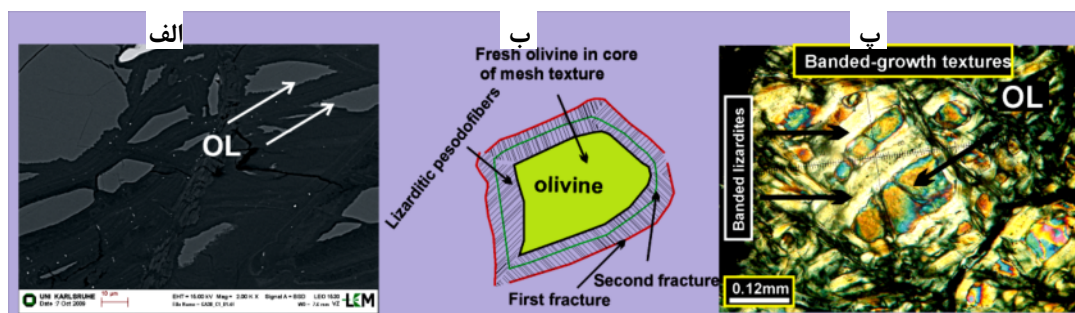
ب) بافت نواری (Banded-growth texture): هرگاه شکستگی‌های اولیه در دانه‌های الیون به‌صورت منظم و موازی ایجاد شده باشد، سرپانتینیتی‌شدن و تشکیل رگه‌های لیزاردیت نیز به موازات همین شکستگی‌های منظم صورت می‌گیرد و در نهایت بافت‌های نواری بسیار منظمی را می‌سازند (شکل ۵ پ). Francis [۱۱] این بافت را با اصطلاح‌های رشد نواری و یا رشد دیواره مانند معرفی کرده و آن را مجموعه‌ای از رگه‌های دو قسمتی تقریباً موازی با یکدیگر می‌داند.

سرپانتینیتی‌شدن الیون و تشکیل لیزاردیت: Wicks و همکاران [۸]، سه مدل را برای سرپانتینیتی‌شدن الیون در نظر گرفته‌اند و در سرپانتینیت‌های منطقه، با افزایش درجه‌ی سرپانتینیتی‌شدن، این سه مدل، تشخیص داده شدند که به شرح زیرند: مدل اول: گسترش سرپانتینیتی‌شدن پیرامون دانه الیون و باقی‌ماندن الیون سالم در وسط. این مدل با گسترش بافت شبکه‌ای و بافت ساعت شنی همراه است (سرپانتینیتی-شدن الیون در سنگ‌های گروه ۱). مدل دوم: گسترش دوباره-سرپانتینیتی‌شدن در الیون‌های باقی‌مانده از مدل اول. این حالت پس از سرپانتینیتی‌شدن دوباره، در الیون‌ها رخ می‌دهد و با گسترش بافت شبکه‌ای و بافت ساعت شنی همراه است (سرپانتینیتی‌شدن الیون در سنگ‌های گروه ۲ و ۳). مدل سوم: گسترش سرپانتینیتی‌شدن تا از بین رفتن کامل دانه‌ی الیون. این مورد با ایجاد بافت ساعت شنی، نواری و به میزان کم‌تری بافت شبکه‌ای همراه است (سرپانتینیتی‌شدن الیون در سنگ‌های گروه ۲ و ۳).

مدل پیشنهادی برای سرپانتینیتی‌شدن الیون‌های موجود در سنگ‌های گروه اول منطقه، مدل ابتدایی است که توسط Wicks و همکاران [۸]، ارائه شد و در بالا به آن شده است. بافت اولیه الیون‌ها، دانه‌ای بوده و به‌شدت شکسته و خردشده-اند و در مرز شکستگی‌های آن‌ها لیزاردیت در حال تشکیل است. لیزاردیت، سرپانتینی است که در راستای دانه‌های الیون به‌صورت توده‌ای و یا رشته‌های شبه فیبری تشکیل می‌شود و رنگ‌های تداخلی سری اول (خاکستری، نارنجی و زرد کم‌رنگ) را نشان می‌دهد و معمولاً دارای خاموشی موجی است. مرز بین لیزاردیت‌های حاشیه‌ای و هسته‌های الیون سالم در وسط بافت شبکه‌ای، مستقیم و ناگهانی است و دانه‌های الیون که با رگه-های لیزاردیتی احاطه شده‌اند، از نظر نوری کاملاً یکسان هستند. این مسئله نشان می‌دهد که بلورهای مورد نظر، قطعات شکسته‌شده یک بلور الیون درشت‌اند. الیون‌های این گروه از



شکل ۴ الف- بافت شبکه‌ای در سنگ مادر هارزبورژی (در نور تداخلی). ب- بافت ساعت شنی در سنگ مادر دونیتی با هسته الیونی که هنوز به سرپانتین تبدیل نشده است (در نور متقاطع). پ- تصویر نموداری از چگونگی رشد رگه لیزاردیت توده‌ای در محل فرورفتگی دانه الیون. ت- تصویر نموداری از چگونگی رشد رگه شبه فیبری لیزاردیت در محل برجستگی الیون.

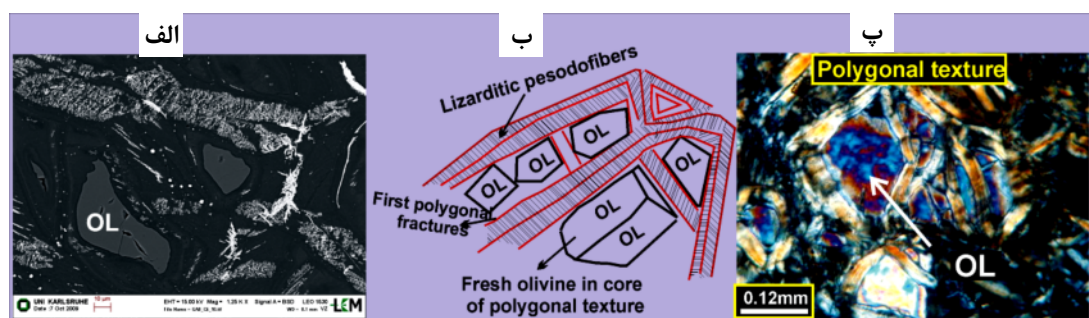


شکل ۵ الف- بافت شبکه‌ای در تصویر SEM. ب- تصویر نموداری از چگونگی رشد شبه فیبرهای لیزاردیتی در اطراف بافت شبکه‌ای. پ- نمایی از بافت نواری در سنگ مادر دونیتی سرپانتینیتی شده (در نور تداخلی).

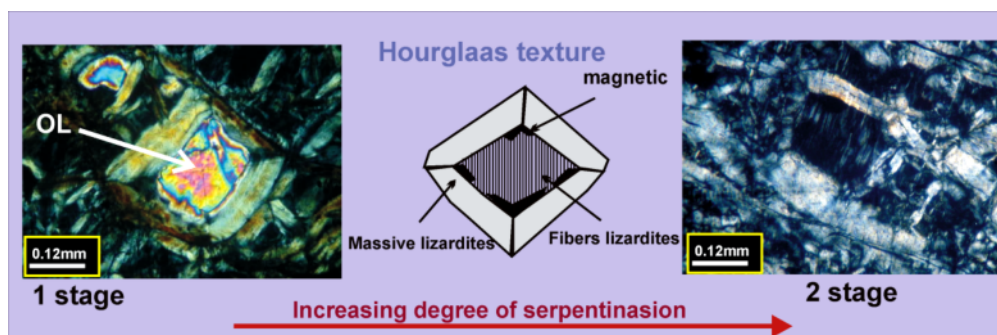
سنگ‌ها، الیوین‌های باقیمانده در میان بافت‌های شبکه‌ای، ساعت شنی، چندوجهی و یا نواری، دوباره تحت تأثیر فرایند سرپانتینیتی شدن قرار گرفته‌اند و به‌طور کامل از بین رفته‌اند، به‌طوری‌که هیچ دانه‌ی الیوین سالمی در سنگ باقی نمانده و با سرپانتین، بروسیت، مگنتیت و یا تالک جایگزین شده‌اند. سرپانتینیتی شدن در پیرامون بافت‌های شبکه‌ای و یا چندوجهی مانند سنگ‌های گروه قبل با تشکیل شبه فیبری و یا دانه‌های لیزاردیتی همراه بوده است، ولی چگونگی سرپانتینیتی شدن در میان این بافت‌ها متفاوت است، زیرا در این نقاط بقایای الیوین، قرار داشته که با پیشرفت سرپانتینیتی شدن این الیوین‌های ریزدانه نیز تجزیه شده‌اند. در شکل ۷ چگونگی تشکیل بافت ساعت شنی نشان داده شده است. در این شکل در مرحله‌ی اول، لیزاردیت با تشکیل شبه فیبرهای بسیار ظریف (با رنگ تداخلی نارنجی) به سمت مرکز دانه الیوین پیشروی کرده است. سپس سرپانتینیتی شدن و تشکیل شبه فیبرهای لیزاردیتی متوقف شده (احتمالاً به دلیل تمام شدن شاره) و باقی‌مانده‌ی دانه‌های الیوین در وسط، سالم مانده‌اند. سپس با نفوذ شاره‌ی جدید که ترکیب متفاوتی دارد،

ج) بافت چندوجهی (Polygonal texture): هنگامی که شکستگی‌های اولیه در الیوین از نوع چندوجهی باشد، بافت حاصل از سرپانتینیتی شدن، نیز از نوع چندوجهی خواهد بود (شکل ۶ الف)، تصویر SEM). با برداشته شدن فشار و افزایش حجم سنگ‌های پریدوتیتی، شکستگی‌های منظم و چندوجهی در الیوین ایجاد می‌شود [۱۰]. با ورود شاره به درون شکستگی‌ها، تجزیه‌ی الیوین شروع و رگه‌های لیزاردیت در راستای شکستگی‌ها، شروع به رشد می‌کنند (شکل ۶ ب). با نفوذ دوباره‌ی شاره به درون شکستگی‌ها و ادامه فرایند سرپانتینیتی شدن، لیزاردیت، با همان روند قبلی رشد و به سمت مرکز الیوین پیشروی می‌کند. این چرخه آن قدر ادامه می‌یابد که با هیچ الیوینی باقی نماند و یا شاره تمام شود. رشد چند مرحله‌ای لیزاردیت یک منطقه‌بندی ساختاری را ایجاد می‌کند که اغلب با وجود رگه‌های مگنتیتی مشخص می‌شود (شکل ۶ ب و پ).

مدل پیشنهادی برای سرپانتینیتی شدن الیوین‌های موجود در سنگ‌های گروه ۲ و ۳، مدل دوم و یا سوم از مدل‌های مطرح شده توسط Wicks و همکاران [۸] است. در این گروه از



شکل ۶ الف- بافت چندوجهی در تصویر SEM. ب- تصویر نموداری از چگونگی تشکیل بافت چندوجهی. پ- بافت چندوجهی در سنگ مادر هارزبورژی (در نور تداخلی).

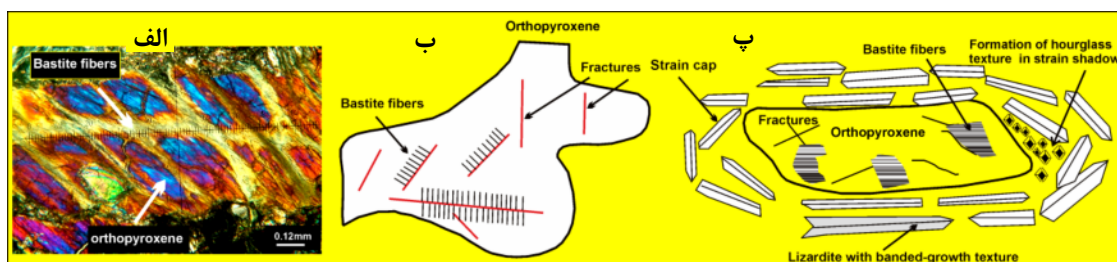


شکل ۷ افزایش درجه‌ی سرپانتینیتی‌شدن در یک دانه‌ی الیوین و تشکیل بافت ساعت شنی. لیزاردیت‌های توده‌ای خاکستری‌رنگ محصول اولین مرحله‌ی سرپانتینیتی‌شدن هستند و رشته‌های لیزاردیتی در وسط الیوین، محصول مرحله‌ی دوم سرپانتینیتی‌شدن هستند (تصاویر در نور متقاطع هستند).

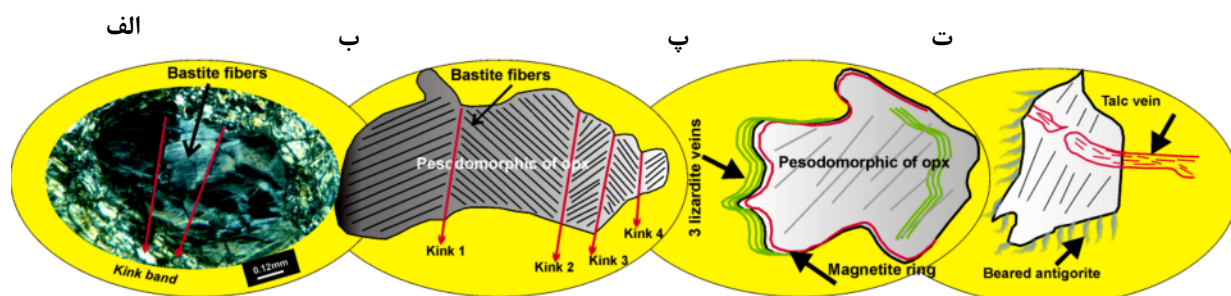
نشان می‌دهد. در شکل ۸ پ، مقاومت بالاتر ارتوپیروکسن در برابر دگرسانی نسبت به الیوین نشان داده شده است. در این موارد ارتوپیروکسن مانند یک پورفیروکلاست عمل کرده و نوارهای لیزاردیتی اطراف در محل کلاهک کرنشی (strain cap) به موازات شکل اولیه ارتوپیروکسن، قرار گرفته‌اند. در شکل ۹ الف با توجه به چگونگی رشد رشته‌های باستیتی، می‌توان شکن‌های اولیه ارتوپیروکسن را تشخیص داد زیرا راستای رشد رشته‌های باستیت از راستای نوار کرنشی اولیه پیروی کرده است. شکل ۹ ب نیز تصویر نموداری شکل ۹ الف را نشان می‌دهد. گاهی در هنگام باستیتی‌شدن ارتوپیروکسن، آهن اضافی حاصل از باستیتی‌شدن در قالب دانه‌های ریزی در حاشیه ارتوپیروکسن قرار می‌گیرد و سبب تشکیل یک حلقه‌ی نازک مگنتیتی در اطراف ارتوپیروکسن می‌شود که شکل اولیه آن را کاملاً حفظ می‌کند (شکل ۹ پ). چنین مسئله‌ای قبلاً توسط Wicks & Wittaker [۱۲] نیز گزارش شده است. برخی از این شبه ریخت‌ها بعداً به وسیله‌ی آنتی‌گوریت‌های ریشه‌مانند در بر گرفته و باعث حفظ شکل اولیه شده‌اند (شکل ۹ ت). وجود آنتی‌گوریت‌های ریشه‌مانند قبلاً توسط Moore و همکاران [۱۳] نیز معرفی شده است.

سرپانتینیتی‌شدن دوباره شروع می‌شود و این بار الیوین باقی‌مانده در وسط از بین رفته و لیزاردیت با رشته‌های بلندتر و رنگ متفاوت (رنگ تداخلی تیره‌تر از لیزاردیت تشکیل‌شده در مرحله‌ی اول و غالباً خاکستری تیره) تشکیل شده است. تشکیل لیزاردیت در بخش مرکزی (به‌صورتی که در شکل ۷ می‌بینیم) می‌تواند به عواملی همچون تفاوت ترکیب شاره در این مرحله نسبت به مرحله‌ی قبل، تفاوت شرایط دما و فشار حاکم در حین انجام واکنش و یا تفاوت ترکیب الیوین در مرکز نسبت به حاشیه، بستگی داشته باشد. سنگ‌های این گروه مشابه با آن دسته از پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت عمان است که ۶۰ درصد سرپانتینیتی‌شدن را تحمل کرده و شامل بافت‌های شبکه‌ای و شبه ریختی حاوی رگه‌های کریزوتیل و مگنتیت هستند [۱۱].

دگرسانی ارتوپیروکسن و تشکیل باستیت: در سنگ‌های مورد بررسی، بلورهای ارتوپیروکسن، معمولاً از اطراف یا در طول شکستگی‌ها، دگرسان و به باستیت و یا دیگر کانی‌های ثانوی تبدیل شده‌اند. در شکل ۸ الف، باستیتی‌شدن در راستای شکستگی‌های موجود شروع شده و باستیت به‌صورت رشته‌هایی از مرکز شکستگی به سمت مرکز ارتوپیروکسن در حال رشد است. شکل ۸ ب تصویر نموداری، چگونگی رشد باستیت را



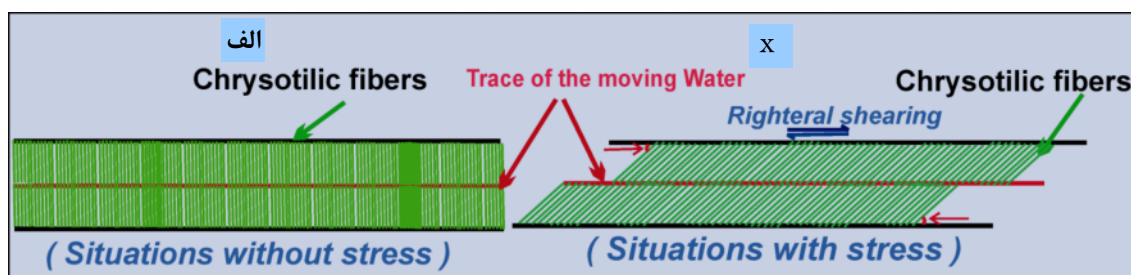
شکل ۸ الف- آغاز رشد رشته‌های باستیت در راستای شکستگی‌ها در بلور ارتوپیروکسن (در نور تداخلی). ب- تصویر نموداری از آغاز رشد رشته‌های باستیت در راستای شکستگی‌ها در بلور ارتوپیروکسن پ- تصویر نموداری از تشکیل بافت نواری در اطراف ارتوپیروکسن‌های موجود در منطقه.



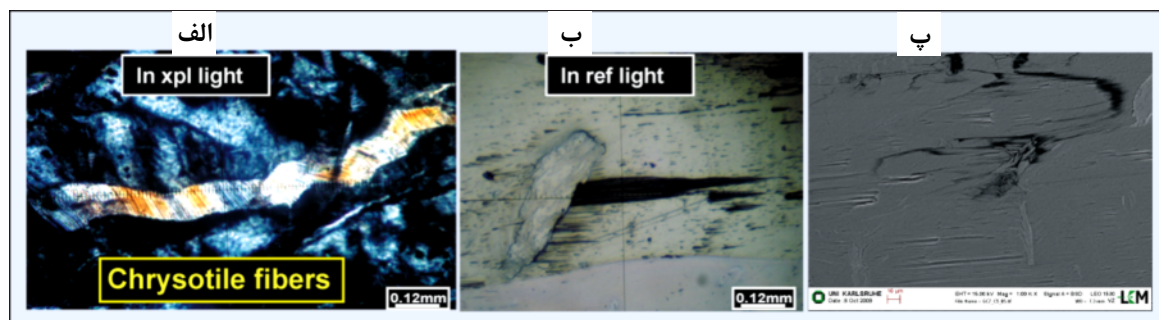
شکل ۹ الف- ارتوپروکسن باستیتی شبه ریخت که هنوز شکنج اولیه ارتوپروکسن در آن قابل تشخیص است (در نور متقاطع). ب- تصویر نموداری از چهار نوار شکنجی در یک ارتوپروکسن اولیه که رشته‌های باستیت ثانوی در جهت انحنا شکنج‌های اولیه رشد کرده، ضمن این که خاموشی موجی را نیز حفظ کرده‌اند. پ- تصویر نموداری از تشکیل حلقه مگنتیتی در پیرامون ارتوپروکسن شبه ریخت و حفظ شکل اولیه ارتوپروکسن. رگه‌های لیزاردیتی بعدی نیز از همین الگو پیروی کرده‌اند. ت- رشد آنتی‌گوریت‌های ریشه‌مانند در اطراف ارتوپروکسن باستیتی شده و حفظ شکل اولیه آن.

تشکیل آنتی‌گوریت: در سرپانتینیت‌های منطقه دو نوع آنتی-گوریت دیده می‌شود: یکی آن‌هایی که با رشد در درون رگه‌ها، روی بافت‌های قبلی تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲ الف) و دیگری آن‌هایی که زمینه را ساخته‌اند (شکل ۱۲ ب). کانی‌های آنتی-گوریت در این سنگ‌ها معمولاً با بافت تیغه‌ای، درهم‌پیچیده، به هم قفل‌شده (interlocking) و گاهی انبوهه‌های شعاعی دیده می‌شود و دارای رنگ‌های تداخلی خاکستری، سفید، آبی، نارنجی و یا زرد کم‌رنگ (سری اول) هستند و معمولاً نسبت به لیزاردیت و کریزوتیل با بافت شاخص هر کدام از آن‌ها شناخته می‌شود؛ زیرا لیزاردیت فقط در اطراف دانه‌های الیوین و یا در وسط آن‌ها با ساختار توده‌ای و یا شبه فیبری همراه با بافت‌های شبکه‌ای، ساعت شنی، نواری و یا چندوجهی، و کریزوتیل نیز فقط به صورت رشته‌های بسیار نازک قائم و یا مورب در رگه‌ها دیده می‌شود؛ ولی آنتی‌گوریت دارای بافت‌های شاخص یادشده است. آنتی‌گوریت به صورت زمینه فقط در برخی از سنگ‌ها دیده می‌شود و به نظر می‌رسد که این گروه از سنگ‌ها در شرایط دما و فشار بالاتری قرار گرفته‌اند [۱۵]. شدت سرپانتینیتی‌شدن در این سنگ‌ها به حدی است که علاوه بر این که الیوین و ارتوپروکسن کاملاً از بین رفته، بافت‌های حاصل از دگرسانی الیوین و یا حتی شبه‌ریخت‌های ارتوپروکسن نیز باقی نمانده است. تمامی این بافت‌ها به وسیله ی کانی‌های حاصل از یک دگرگونی پیشرونده که به مرحله دیگری از فاز تغییرشکلی وابسته است، پوشیده شده و کانی غالب این فاز تغییرشکلی آنتی‌گوریت است.

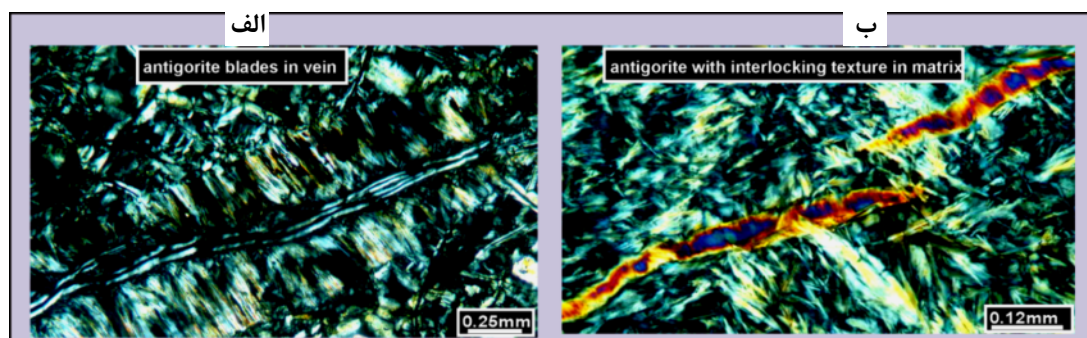
رشد کریزوتیل: رشد کریزوتیل زمانی در سنگ شروع می‌شود که دیگر هیچ الیوینی در سنگ باقی نمانده باشد، در این مرحله ی زمانی، کریزوتیل به صورت رشته‌های بسیار نازکی در رگه‌ها شروع به رشد می‌کند [۷]. به طور کلی دو نوع رشته ی کریزوتیل در منطقه ی مورد بررسی دیده می‌شوند: یکی رشته‌های کریزوتیل قائم (شکل ۱۰ الف) و دیگری رشته‌های مورب (شکل ۱۰ ب). به نظر می‌رسد که کریزوتیل‌های قائم در شرایط بدون تنش و کریزوتیل‌های نوع مورب، در شرایط وجود تنش تشکیل شده‌اند [۱۴]. بررسی یک رگه ی ضخیم کریزوتیلی موجود در سرپانتینیت هارزبورژی در نور تداخلی (شکل ۱۱ الف) و در نور بازتابی (شکل ۱۱ ب)، نشان می‌دهد که رشد رشته‌های ظریف کریزوتیل از یک طرف بازشدگی به سمت دیگر آن است. در شکل ۱۱ ب، مشخص است که رشته‌های کریزوتیل برای هسته‌بندی و رشد به یک تکیه‌گاه نیاز دارند و هنگامی که بخواهند از سطح دیواره رشد کنند، از همان محل به عنوان تکیه‌گاه استفاده می‌کنند. به این نوع هسته‌بندی، هسته‌بندی ناهمگن می‌گویند [۱۴]. هرگاه بلورهای مختلف در رگه وجود داشته‌اند، همان بلورهای کوچک، تکیه‌گاهی برای رشد رشته‌های کریزوتیل بوده و از روی سطح بلورها به سمت دیگر دیواره رشد کرده‌اند (شکل ۱۱ ب). در تصویر SEM که از همین رگه تهیه شده نیز رشد در یک راستای رشته‌های کریزوتیلی مشخص است (شکل ۱۱ پ) که رشته‌ها با اندازه ی طولی متفاوت به سمت دیگر دیواره در حال رشد هستند و برخی از آن‌ها کوتاه‌تر و برخی بلندترند و همین مسئله باعث شده که طرحی سینوسی نامنظم ایجاد کنند.



شکل ۱۰ الف- تصویر شماتیک از نحوه رشد رشته‌های کریزوتیلی قائم. ب- تصویر شماتیک از نحوه رشد رشته‌های کریزوتیلی مورب.



شکل ۱۱ الف- رشد رشته‌های کریزوتیل در یک بازشدگی موجود در سرپانتینیت با سنگ مادر هارزبورژیتی گروه ۳ (در نور متقاطع). ب- هسته-بندی و رشد رشته‌های کریزوتیل بر روی یک بلور کوچک موجود در یک شکاف در نور بازتابی. پ- تصویر SEM از رگه کریزوتیلی شکل ب که رشد غیر یکنواخت رشته‌ها (رشته‌های بلند و یا کوتاه کریزوتیل) اشکالی نوسان‌مانند و سینوسی نامنظم را ساخته‌اند.



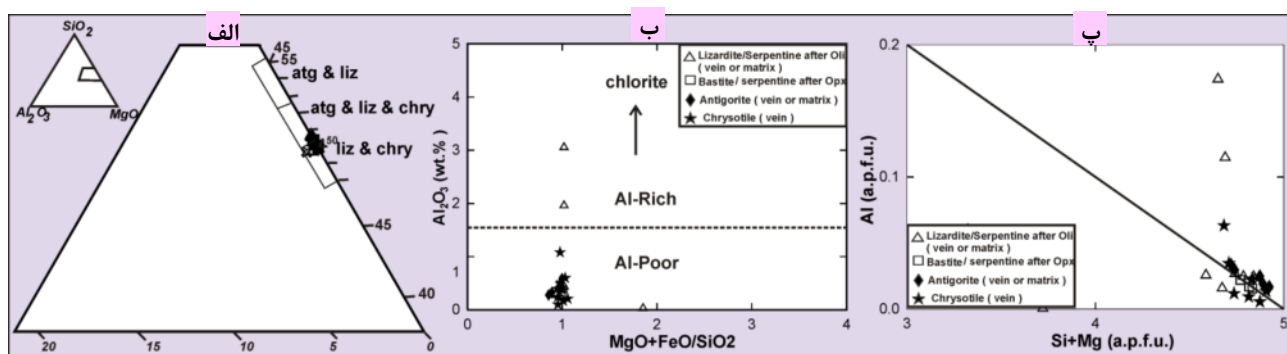
شکل ۱۲ الف: رشد آنتی‌گوریت با بافت تیغه‌ای درون یک رگه (در نور تداخلی). ب: رشد آنتی‌گوریت با بافت درهم‌پیچیده در زمینه‌ی سرپانتینیتی. رشد تیغه‌های آنتی‌گوریت روی رگه‌ی کریزوتیلی موجود، نشان‌دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در مرحله‌ی دیگری از فاز تغییر شکلی است (در نور متقاطع).

Al_2O_3 به دو دسته تقسیم کرده‌اند: یکی آن‌هایی که میزان Al_2O_3 در آن‌ها کمتر از ۱/۵٪ است (فقیر از آلومینیم)، و دیگری آن‌هایی که غنی از Al بوده و مقدار Al_2O_3 در آن‌ها به بیش از ۷ درصد می‌رسد. بیشتر سرپانتینیت‌های موجود در منطقه جزء گروه اول قرار می‌گیرند (شکل ۱۳ ب). Al می‌تواند در ساختار کانی‌های فوق، جانشین Si و Mg شود. این مسئله با افزایش Al و کاهش Si و Mg مشخص می‌شود [۱۷]. در نمودار Al نسبت به Si و Mg (شکل ۱۳ پ)، این ارتباط منفی قابل تشخیص است.

شیمی کانی‌های سرپانتین موجود در آمیزه افیولیتی بافت

سرپانتین‌های موجود در آمیزه ی افیولیتی بافت، از نظر ترکیب شیمیایی (جدول ۱)، به ۴ گروه تقسیم شده‌اند که عبارتند از: سرپانتین نوع لیزاردیت، سرپانتین‌های تشکیل‌شده از پیروکسن (باستیت)، آنتی‌گوریت و کریزوتیل‌های رشته‌ای.

با نشان دادن نتایج تجزیه‌ی کانی‌های سرپانتینی منطقه مورد بررسی بر روی نمودار شکل ۱۳ الف، تمامی نمونه‌ها در گستره-ی پایداری هر سه فاز کانیایی گروه سرپانتین یعنی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی‌گوریت قرار می‌گیرند. Cairncross & Ashwal [۱۶] کانی‌های گروه سرپانتین را از نظر میزان

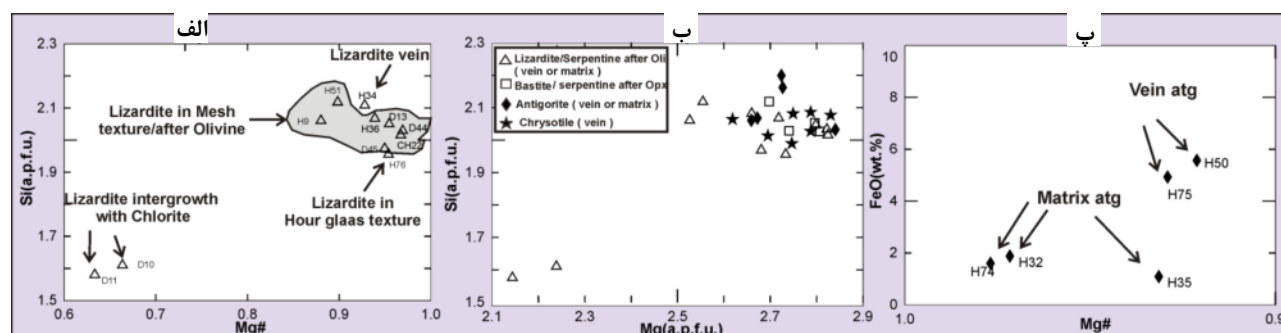


شکل ۱۳ الف- گستره‌ی پایداری کانی‌های گروه سرپانتین روی سیستم $\text{MgO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ [۲۵] و قرارگیری سرپانتین‌های منطقه مورد بررسی بر روی گستره پایداری هر سه فاز کانیایی گروه سرپانتین یعنی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی‌گوریت. ب- تقسیم‌بندی انواع سرپانتین‌ها بر اساس درصد وزنی Al_2O_3 در مقابل $(\text{MgO}+\text{FeO})/\text{SiO}_2$ در سرپانتین‌های آمیزه‌ی رنگین مورد بررسی [۱۶]. پ- جانشینی Si و Mg با Al در کانی‌های سرپانتین منطقه‌ی مورد بررسی که با افزایش Al و کاهش Si و Mg مشخص است.

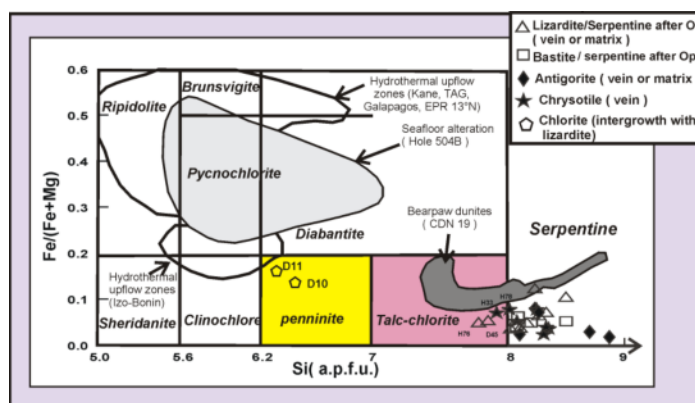
پنینت قرار می‌گیرد. یکی از این آنالیزها (شماره‌ی D10) به سرپانتین مجاور کروم‌اسپینل وابسته است که در آن نقطه، سرپانتین به‌صورت هم‌رشدی با کلریت دیده می‌شود و آنالیز دوم (D11) به یک رگه‌ی سرپانتین وابسته است که احتمالاً در این رگه نیز رشد هم‌زمان سرپانتین و کلریت صورت گرفته است.

از نظر ترکیب شیمیایی، کریزوتیل‌های منطقه دارای MgO بالاتری بوده (میانگین ۳۸٪) در حالی‌که میزان MgO در لیزاردیت و آنتی‌گوریت، به‌ترتیب برابر میانگین ۳۵/۵ و ۳۶/۴ است. هم‌چنین مقدار H_2O در کریزوتیل‌های منطقه (میانگین ۱۴/۶٪) کم‌تر از لیزاردیت و آنتی‌گوریت است؛ ولی از لحاظ مقدار SiO_2 و یا FeO تقریباً مشابه با آنتی‌گوریت است (جدول ۱).

لیزاردیت و کریزوتیل: در شکل ۱۴ الف انواع لیزاردیت‌ها بر اساس بافتشان از هم جدا شده‌اند که از نظر ترکیب شیمیایی، تفاوت‌هایی را نشان می‌دهند. مسئله قابل توجه در مورد لیزاردیت‌های منطقه، هم‌رشدی برخی از آن‌ها با کلریت و یا تالک است که در بررسی‌های میکروسکوپی به راحتی قابل تشخیص نیست. برای آگاهی از وجود هم‌رشدی لیزاردیت با کلریت از نمودار تقسیم‌بندی انواع کلریت [۱۸] استفاده شده است (شکل ۱۵)، زیرا فرمول ساختاری کلریت مشابه با سرپانتین است [۲]. Facer و همکاران [۲] نیز از این قاعده پیروی کرده‌اند و به نمودار گستره‌ی پایداری کانی‌های کلریت، گستره‌ی سرپانتین را نیز اضافه کرده و نمودار تلفیقی سرپانتین و کلریت را رسم کرده‌اند. با نشان دادن نتایج در نمودار (شکل ۱۵)، ترکیب دو نمونه سرپانتینی در گستره‌ی کلریت نوع



شکل ۱۴ الف- تفاوت ترکیبی انواع لیزاردیت‌های موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه در نمودار Si نسبت به Mg#. ب- نمودار Si نسبت به Mg در انواع سرپانتین‌های موجود در آمیزه‌ی رنگین مورد بررسی. پ- تفاوت ترکیبی در آنتی‌گوریت‌های نوع رگه‌ای و نوع زمینه در سرپانتین‌های منطقه.



شکل ۱۵ نمودار تلفیقی گستره‌ی پایداری کانی‌های گروه کلریت و سرپانتین [۲، ۱۸] و قرارگیری ترکیب کلریت و سرپانتین‌های موجود در سرپانتینیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت روی آن.

تصاویر SEM تهیه شده از انواع سرپانتین‌های منطقه، چگونگی تشکیل و مراحل سنی انواع کانی‌های گروه سرپانتین موجود در منطقه را می‌توان تشخیص داد. به نظر می‌رسد که لیزاردیت و کریزوتیل موجود، محصول دگرسانی استاتیک محیطی مانند کف اقیانوس هستند، در حالی که آنتی‌گوریت محصول دگرگونی در شرایط دما و فشاری بالاتری است [۱۵]. درواقع ترکیب انواع کانی‌های سرپانتین می‌تواند با محیط تشکیل، تبلور دوباره و جایگزینی آن‌ها تغییر کند [۲۱] که در بحث زیر به بررسی چگونگی تشکیل آن‌ها در شرایط یاد شده می‌پردازیم:

سرپانتینیتی‌شدن درجای (static) پریدوتیت‌ها در کف اقیانوس و تشکیل لیزاردیت، کریزوتیل و باستیت:

Ghasemi & Talbot [۲۲] عقیده دارند منطقه‌ای که در این بحث مورد مطالعه قرار گرفته و امروزه به صورت ملانژ درآمده است، اقیانوسی به نام نائین-بافت وجود داشته است که در اواسط کرتاسه شروع به فروانش به زیر ایران مرکزی کرده است و در پالئوسن بسته شده است. به احتمال زیاد تشکیل لیزاردیت، کریزوتیل و باستیت‌های منطقه وابسته به دگرسانی درجای اقیانوس نائین-بافت و قبل از بسته شدن آن باشد، زیرا بافت‌های جایگزینی اشکال دروغینی مانند سلول‌های شبکه‌ای و باستیت موجود در سنگ‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت، خاص واکنش‌های آب‌گیری قهقرایی است که در شرایط سرپانتینیتی-شدن ایستای رخ می‌دهند [۱۲]، از طرف دیگر اشکال دروغین باستیتی با میزان کروم و آلومینیوم بالاتر که از تجزیه ارتوپروکسن حاصل شده‌اند، نشان‌دهنده‌ی اولین مرحله‌ی سرپانتینیتی‌شدن پریدوتیت‌ها هستند [۲۳]. سرپانتینیتی‌شدن اولیه پریدوتیت‌های گوشته‌ای، احتمالاً در اثر نفوذ آب از

باستیت: بنابر پژوهش‌های Pelletier و همکاران [۱۹]، ترکیب عناصر سرپانتین، با سرپانتین‌های چند ریخت کنترل نمی‌شود، بلکه با ترکیب کانی‌های اولیه، مشخص می‌شود. کانی‌های سرپانتین حاصل از دگرسانی الیوین و یا پیروکسن، از نظر میزان برخی از اکسیدها تفاوت‌های چشمگیری نشان می‌دهند، برای مثال سرپانتین‌های تشکیل شده پس از الیوین در مقایسه با بلورهای تشکیل شده بعد از ارتوپروکسن و کلینوپروکسن (باستیت) دارای Cr_2O_3 پایین‌تری هستند [۱۹]. همچنین میانگین Cr در باستیت‌های حاصل از دگرسانی ارتوپروکسن در منطقه، کمتر از لیزاردیت‌هایی است که در بافت شبکه‌ای جایگزین الیوین شده‌اند و میزان Si باستیت‌های منطقه، نیز بالاتر از لیزاردیت است.

آنتی‌گوریت: آنتی‌گوریت‌ها با نسبت پایین‌تر Mg/Si نسبت به سرپانتین‌های دیگر مشخص می‌شوند (شکل ۱۴ ب) که این مسئله به دلیل ساختار موجی متناوب (alternating wave) در آن‌هاست [۲۰] و نسبت به دیگر سرپانتین‌های موجود، از میزان Si بالاتری برخوردارند. همچنین آنتی‌گوریت‌ها نسبت به سرپانتین‌های دیگر منطقه، دارای مقدار بالاتری Al_2O_3 و H_2O بوده، ولی میزان اکسید آهن در آن‌ها از سرپانتین‌های دیگر منطقه، پایین‌تر است. در خود کانی‌های آنتی‌گوریت نیز بین آنتی‌گوریت‌های زمینه و نوع رگه‌ای از لحاظ اکسید آهن و $Mg\#$ تفاوت چشمگیری دیده می‌شود (شکل ۱۴ پ).

چگونگی تشکیل کانی‌های گروه سرپانتین در سرپانتینیت‌های آمیزه افیولیتی بافت

با توجه به بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی، شیمیایی و

شکستگی‌های موجود در پوسته‌ی اقیانوسی (دماي زیر ۶۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد)، گسترش می‌یابد و یا ممکن است حاصل چرخش آب گرم در اعماق لیتوسفر اقیانوسی سرد شده در پشته‌های میان‌اقیانوسی باشد [۱]. در سرپانتینیت‌های منطقه، برای تشکیل دو کانی لیزاردیت و کریزوتیل در شرایط یاد شده، از یک سنگ سالم تا سنگ کاملاً سرپانتینیت‌شده، هفت مرحله سرپانتینیتی‌شدن قابل تشخیص‌اند (شکل ۱۶). از نظر ترتیب تبلور، نخست لیزاردیت، سپس کریزوتیل با رشته‌های بلند و در آخر کریزوتیل با رشته‌های کوتاه تشکیل می‌شود. شکل ۱۶، افزایش درجه‌ی سرپانتینیتی‌شدن را از یک سنگ سالم تا کاملاً سرپانتینیت‌شده و چگونگی رشد کانی‌های لیزاردیت و کریزوتیل را نشان می‌دهد. سرپانتینیتی‌شدن در این سنگ‌ها می‌تواند از یک دانه‌ی الیوین سالم شروع شده باشد (شکل ۱۶، مرحله I)، سپس در مرحله دوم (شکل ۱۶، مرحله II)، بلورهای الیوین می‌شکنند و الگوی اولیه شکستگی - که در مراحل بعدی به وسیله‌ی حاشیه‌های بافت شبکه‌ای قابل تشخیص‌اند- ایجاد می‌شوند. در این مرحله سنگ به چندین قطعه چندوجهی تقسیم می‌شود که بافت نوع کرنل را ایجاد می‌کند [۱۰]. این بافت مکانی برای شروع سرپانتینیتی‌شدن پریدوتیت‌ها بوسیله‌ی نفوذ محلول‌های آبی داغ است [۲۴]. در مرحله‌ی سوم (شکل ۱۶، مرحله III)، سرپانتینیتی‌شدن دانه‌ی الیوین در مرزها و در راستای شکستگی‌ها رخ می‌دهد و لیزاردیت شروع به رشد می‌کند. لیزاردیت‌های منطقه، بیشتر به‌صورت شبه فیبرهای نازکی پیرامون دانه الیوین رشد کرده‌اند. Boudier و همکاران [۱۱]، عقیده دارند که در سرپانتینیت‌های افیولیت عمان، رگه‌های لیزاردیتی از نظر آماری موازی یا عمود بر سطح 010_{ol} الیوین هستند و هیچ ارتباط ساختاری که نشان‌دهنده‌ی کنترل بلورشناسی (topotaxial) باشد، بین الیوین و لیزاردیت وجود ندارد. مرحله‌ی IV (شکل ۱۶)، پیشرفت سرپانتینیتی‌شدن به سمت مرکز دانه‌های الیوین را نشان می‌دهد که با ایجاد رشد بافت نواری همراه است. در واقع این بافت، رشد چندمرحله‌ای لیزاردیت در داخل چندوجهی‌ها و به سمت مرکز دانه الیوین را نشان می‌دهد. مرحله‌ی V (شکل ۱۶)، سرپانتینیتی‌شدن کامل دانه‌ی الیوین را نشان می‌دهد. در این مرحله الیوین پس از سرپانتینیتی‌شدن کامل، بافت شبکه‌ای و یا ساعت شنی را می‌سازد [۸] و هیچ اثری از الیوین باقی نمی‌ماند. علاوه بر این دو نوع بافت، بافت چندوجهی و نواری

نیز در نمونه‌های سنگی این منطقه دیده می‌شود. بخش VI (شکل ۱۶)، مرحله‌ی ششم سرپانتینیتی‌شدن سنگ‌ها را نشان می‌دهد. در این مرحله، پس از سرپانتینیتی‌شدن کامل دانه‌های الیوین، رشته‌های کریزوتیل، درون رگه‌های نازکی که چندوجهی‌های کامل سرپانتینیتی‌شده را قطع کرده‌اند، شروع به رشد می‌کنند. در مرحله‌ی هفتم (شکل ۱۶، بخش VII)، رگه‌های کریزوتیلی با رشته‌های بسیار کوتاه‌تر از رشته‌های مرحله‌ی قبل، رگه‌های کریزوتیلی، مرحله‌ی ششم را قطع می‌کنند.

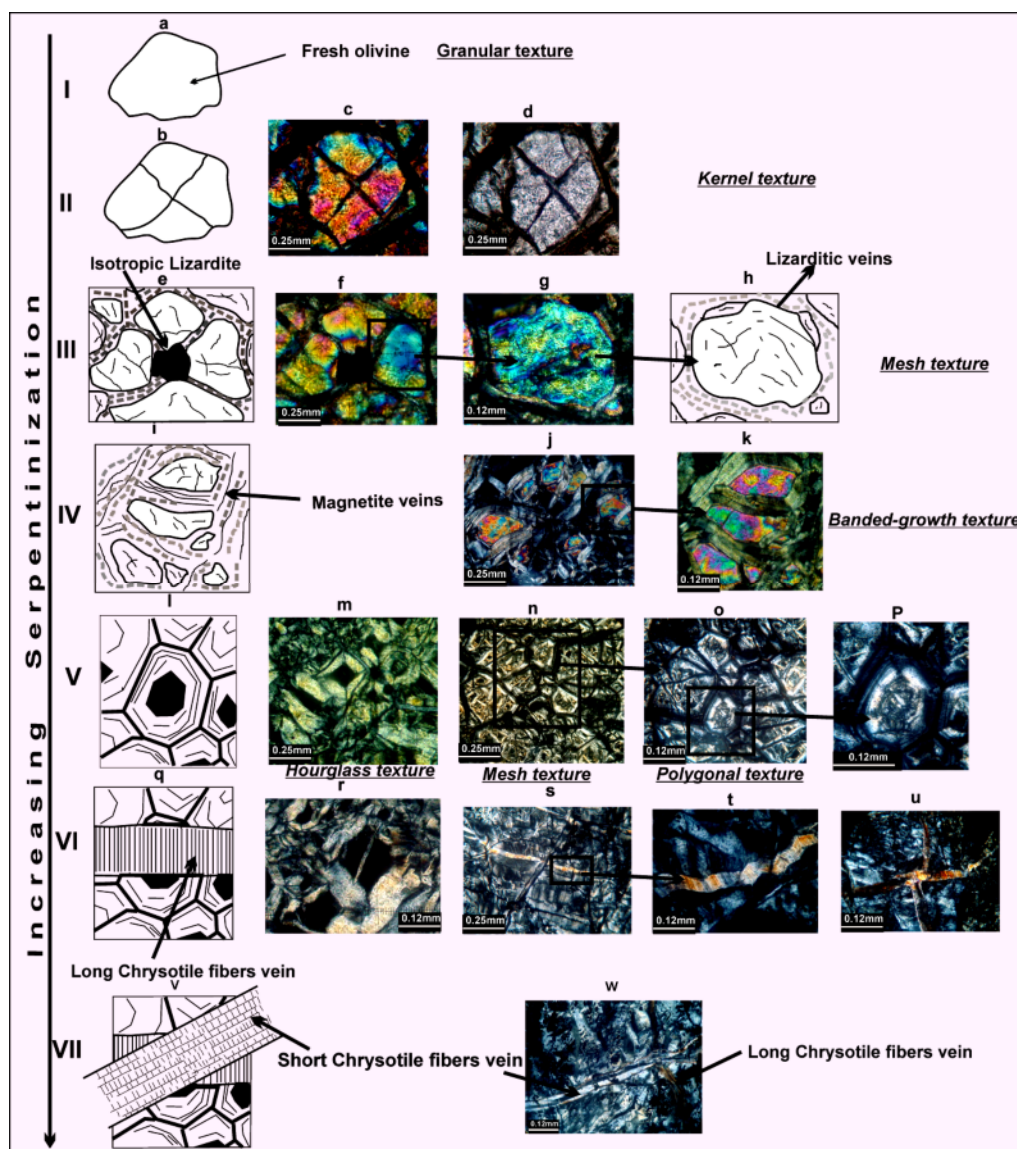
فرورانش و یا فرارانش پوسته اقیانوسی و تشکیل آنتی‌گوریت: در این مرحله احتمالاً پوسته‌ی اقیانوسی نائین-بافت، شروع به فرورانش می‌کند. فرورانش در این منطقه، توسط Shahabpour [۶] و Ghasemi & Talbot [۲۲] نیز بیان شده است. با وجود شرایط مطلوب و افزایش دما و فشار، آنتی-گوریت $\pm$ تالک روی بافت‌های قبلی شروع به رشد می‌کند. پیشرفت سرپانتینیتی‌شدن منجر به تشکیل تیغه‌های درهم-رشدکرده‌ی آنتی‌گوریت می‌شود. بنا بر عقیده González-Mancera و همکاران [۲۳]، بافت‌های درهم‌فرورفته می‌توانند در زمان بالا آمدن سرپانتینیت‌ها و در اثر دگرگونی قهقرایی ایجاد شوند و این بافت‌ها، از شکل‌های غیرسودومورفی (ناهم‌ریختی) هستند که به وسیله‌ی آنتی‌گوریت ساخته می‌شود و علاوه بر فرایند بالا، ممکن است در زمان فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی و یا جایگیری حاصل از برخورد نیز به وجود آیند [۲۳]. با این توصیف، تشکیل آنتی‌گوریت‌های موجود در سرپانتینیت‌های منطقه، ممکن است یا مربوط به فرورانش باشد و یا در مرحله‌ی صعود سرپانتینیت‌های منطقه به سطح زمین تشکیل شده باشد.

برداشت

ترکیب شیمیایی و بافت‌های متفاوت مشاهده‌شده در سرپانتینیت‌های منطقه‌ی آمیزه‌ی افیولیتی، نشان‌دهنده‌ی مراحل مختلف دگرسانی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای اولیه است. به نظر می‌رسد که لیزاردیت و کریزوتیل موجود در سنگ‌های مورد بررسی، محصول دگرسانی ایستایی محیطی مانند کف اقیانوس هستند، در حالی‌که آنتی‌گوریت محصول دگرگونی در شرایط دما و فشاری بالاتری بوده و در اثر دگرگونی دینامیکی ایجاد شده است. شبه ریخت‌های باقیمانده-ی درشت، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی پیشرفت سرپانتینیتی‌شدن

سرپانتینیتی‌شده در زمان‌های بعدی وابسته باشد، ولی در مورد لیزاردیت و کریزوتیل به‌نظر می‌رسد که باید پیش از بسته‌شدن اقیانوس کوچک نائین-بافت و در شرایط دگرگونی درجای کف اقیانوس تشکیل شده باشند.

اقیانوسی در شرایط غیرکوهزایی باشد که در آن لیزاردیت و کریزوتیل فازهای پایدار هستند [۲]. شاید بتوان گفت که تشکیل آنتی‌گوریت در سرپانتینیت‌های منطقه یا مربوط به فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی اقیانوس کوچک نائین-بافت و بسته‌شدن آن باشد، و یا به فرارانش پریدوتیت‌های



شکل ۱۶ افزایش درجه‌ی سرپانتینیتی‌شدن در سنگ‌های پریدوتیتی آمیزه‌ی افیولیتی بافت را در هفت مرحله نشان می‌دهد. مرحله‌ی I: تشکیل الیوین با بافت دانه‌ای. مرحله‌ی II: شکستگی در دانه‌ی الیوین و تشکیل بافت کرنل. مرحله‌ی III: شروع سرپانتینیتی‌شدن و تشکیل لیزاردیت در راستای شکستگی‌ها که با ایجاد بافت شبکه‌ای همراه است. مرحله‌ی IV: افزایش رشد رگه‌های لیزاردیتی به سمت مرکز دانه‌ی الیوین و باقی‌ماندن الیوین سالم در وسط که بافت نواری را می‌سازد. مرحله‌ی V: افزایش رشد لیزاردیت‌ها تا از بین بردن کامل دانه‌ی الیوین. در این مرحله، بقایای الیوین‌های سالم نیز کاملاً از بین رفته و با لیزاردیت و یا گاهی سرپانتین‌های همسانگرد (شکل m) جایگزین شده است. این مرحله با ایجاد بافت ساعت شنی، شبکه‌ای و چندوجهی همراه است که فاقد هسته‌ی الیوینی هستند. مرحله‌ی VI: رشد کریزوتیل با رشته‌های بلند بر روی بافت‌های مرحله قبل. مرحله VII: رشد چندمرحله‌ای کریزوتیل با رشته‌های کوتاه‌تر در یک رگه و قطع رگه‌های کریزوتیلی با رشته‌های بلند وابسته به مرحله قبل. تمامی تصاویر میکروسکوپی جز شکل d در نور تداخلی گرفته شدند (شکل d در نور طبیعی می‌باشد).

قدردانی

در این جا لازم است از همکاری های بی دریغ پرفسور هینز گانتز استیج و دکتر فرحناز دلیران از دانشگاه کارلسروهه آلمان و دکتر سیما پیغمبری از دانشگاه شهید باهنر کرمان تقدیر و تشکر نماییم.

مراجع

- [12] Wicks F.J., Whittaker E. J. W., "Serpentine textures and serpentinisation", Canadian Mineralogist, 15 (1977) 459-488.
- [13] Moore D.E., Lockner D.A., Ma Shengli, Summers R., Byerlee J.D. "Strength of chrysotile-serpentine gouge under hydrothermal conditions. Can it explain a weak San Andreas fault?", Geology, 24 (1996) 1041-1044.
- [14] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Micro-tectonics", Berlin, Springer- Verlag (1998) 289 p.
- [15] Güartekin G., Albayrak, M., "Thermal reaction of antigorite: A XRD, DTA-TG work", Mineral Res. Exp., Bull, 133(2006) 41-49.
- [16] Ashwal, L. D., Cairncross B., "Mineralogy and origin of stichtite in chromite-bearing serpentinites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 127 (1997) 75-86.
- [17] Hajialioghli R., Moazzen M., Droop G.T.R., Oberhänsli R., Bousquet R., Jahangiri A., Ziemann M., "Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran", Mineralogical Magazine, 71 (2007) 203-222.
- [18] Hey M.H., "A new review of the chlorites", Mineralogical Magazine, 30 (1954) 277-292.
- [19] Pelletier L., Vili V., Kalti A. and Gmeling K., "Li, B and Be Contents of Harzburgites from the Dramala Complex (Pindos Ophiolite, Greece): Evidence for a MOR-type Mantle in a Supra-subduction Zone Environment", Journal of Petrology, 49 (2008) 2043-2080.
- [20] Whittaker E. J. W., Wicks F. S., "Chemical differences among serpentine polymorphs: a discussion", American mineralogist, 55 (1970) 1025-47.
- [21] O'Hanley D. S., "Serpentinites- Records of Tectonic and Petrological History", Oxford University Press, (1996) 277.
- [22] Ghasemi C.J. Talbot, "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", J. of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
- [23] González-Mancera G., Ortega-Gutiérrez F., Proenza J. A., Atudorei V., "Petrology and geochemistry of Tehuiztzingo serpentinites (Acatlán Complex, SW Mexico)", Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61 (2009) 419-435.
- [24] O'Hanley D.S., Offer R., "Characterisation of multiple serpentinizations, Woodsreef, New South Wales", Canadian Mineralogist, 30 (1992) 1113-1126.
- [25] Wicks F.J., Plant A.G., "Electron-microprobe and x-ray microbeam studies of serpentine textures", Canadian Mineralogist, 17 (1979) 785-830.
- [1] Boudier F., Baronnet A., Mainprice D., "Serpentine Mineral Replacements of Natural Olivine and their Seismic Implications: Oceanic Lizardite versus Subduction-Related Antigorite", Journal of Petrology (2009) Doi:10.1093/petrology/egp⁰⁴⁹.
- [2] Facer J., Downes H., Beard, A., "In situ Serpentinization and Hydrous Fluid Metasomatism in Spinel Dunite Xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA", Journal of Petrology, 50 (2009) 1443-1475.
- [3] Davoudzadeh M., "Geology and Petrography of the Area North of Nain, Central Iran", Geological Survey of Iran Report, 14 (1972) 89.
- [4] Berberian M., King, G.C.P., "towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian J. of Earth Sciences, 18 (1981) 210-265.
- [5] Desmons J., Beccaluva L., "Mid-ocean ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran Paleographic implications", Chemical Geology, 39 (1983) 39- 63.
- [6] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Journal of Asian Earth Science, 24 (2005) 405-417.
- [7] Prichard H. M., "A Petrographic Study of the Process of Serpentinization in Ophiolites and the Ocean Crust", Contributions to Mineralogy and Petrology, 68 (1979) 231-241.
- [8] Wicks F. J., Whittaker E.J.W., Zussman j., "An idealized model for serpentine textures after olivine", Canadian Mineralogist, 15 (1977) 446-458.
- [9] Wang X., Zeng Z., Chen J., "Serpentinization of peridotites from the southern Mariana forearc", Progress in Natural Science, 19 (2009) 1287-1295.
- [10] Hopkinson L., Beard J. S., Boulter C. A., "The hydrothermal plumbing of a serpentine-hosted detachment: evidence from the West Iberia non-volcanic rifted continental margin, Marine" Geology, 204 (2004) 1-15.
- [11] Francis G.H., "The serpentine mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland", American Journal of Science, 254 (1956) 201-226.