مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیستم، شمارهٔ ۱، بهار ۹۱، از صفحهٔ ۹۷ تا ۱۱۰

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

کانی‌شناسی و نحوه تشکیل کانی‌های گروه سرپانتین در سرپانتینیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت در استان کرمان

حمید احمدی‌پور *، 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 آنتی‌گوریت) در سرپانتینیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت دیده می‌شوند و از نظر بافت و ترکیب شیمیایی، تفاوت‌هایی با یکدیگر دارند. لیزاردیت با ساختار ورقه‌ای در زمینه‌ی پریدوتیت‌ها دیده می‌شود، در حالی‌که آنتی‌گوریت به‌صورت تیغه‌ای در رگه‌ها یا در محل زون‌های بُرشی تشکیل شده و گسترش کریزوتیل به‌صورت رشته‌های شفاف و طلایی، فقط محدود به شکاف‌های ریز است. پریدوتیت‌های منطقه، بر اساس درجه‌ی سرپانتینیتی‌شدن به سه گروه پریدوتیت‌های نسبتاً سرپانتینیتی‌شده (حداکثر ۵۰ درصد)، پریدوتیت‌های بیشتر سرپانتینیتی‌شده (۹۰-۵۰ درصد) و پریدوتیت‌های کاملاً سرپانتینیتی‌شده (۱۰۰-۹۰ درصد) تقسیم می‌شوند. سه مدل برای سرپانتینیتی‌شدن الیوین در سرپانتینیت‌های منطقه، تشخیص داده شدند. مدل اول، سرپانتینیتی‌شدن در پیرامون دانه‌های الیوین و باقی‌ماندن الیوین سالم در وسط که در پریدوتیت‌های نسبتاً سرپانتینیتی‌شده منطقه، گسترش یافته است. مدل دوم، گسترش سرپانتینیتی‌شدن دوباره در الیوین‌های باقی‌مانده از مدل اول و مدل سوم، و گسترش سرپانتینیتی‌شدن تا ازبین‌رفتن کامل دانه‌های الیوین. مدل دوم و سوم در پریدوتیت‌های بیشتر سرپانتینیتی‌شده و پریدوتیت‌های کاملاً سرپانتینیتی‌شده‌ی منطقه، دیده می‌شوند. به‌نظر می‌رسد که لیزاردیت و کریزوتیل موجود، محصول دگرسانی استاتیک وابسته به محیطی مانند کف اقیانوس هستند، در حالی‌که آنتی‌گوریت‌های تیغه‌ای، از دگرگونی دینامیکی شکل گرفته‌اند. ممکن است تشکیل آنتی‌گوریت وابسته به فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نائین-بافت و بسته‌شدن آن، به فرارانش پریدوتیت‌های سرپانتینیتی‌شده در زمان‌های بعدی وابسته باشد، اما لیزاردیت و کریزوتیل، احتمالاً پیش از بسته‌شدن اقیانوس کوچک نائین-بافت تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *آمیزه‌ی افیولیتی بافت؛ آنتی‌گوریت؛ سرپانتینیت؛ لیزاردیت؛ کریزوتیل.*

مقدمه

استقبال از بررسی و توجه به کانی‌های سرپانتین، به‌شدت در حال افزایش است، زیرا وجود کانی‌های سرپانتین، دلیلی برای آب‌گیری گوشته و چرخه‌ی آب در عمق زمین است [۱]. از آن‌جا که سرپانتینیت‌ها ردپایی از تاریخچه‌ی خود را نگه می‌دارند، بررسی دقیق آن‌ها امری مهم است و به‌دلیل وجود الگوهای مکرر تغییرشکل در سرپانتینیت‌ها، نتایج حاصل از بررسی آن‌ها، به راحتی از یک مقیاس رخنمونی به مقیاس جهانی انتقال می‌یابد [۲]. در این کار پژوهشی، با بررسی دقیق کانی‌های گروه سرپانتین (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی‌گوریت) از نظر بافت، سن و ترکیب شیمیایی، تاریخچه‌ی احتمالی گذشته‌ی سرپانتینیت‌های موجود در آمیزه‌ی افیولیتی بافت، از زمان تشکیل تا کنون، بازسازی شده است.

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

Archive of SID

www.SID.ir

روش‌های بررسی

کارهای انجام‌شده، شامل بررسی‌های صحرایی، آزمایشگاهی (میکروسکوپی و SEM) و ژئوشیمیایی است. عکسبرداری از این مقاطع با میکروسکوپ‌الکترونی 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 مونستر 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). $Mg\# = [Mg/Mg + Fe]$ $FeO(t) = FeO + Fe_2O_3$

	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_2O_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_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۵۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۲۰	۰٫۰۳۰	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_2O	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_2O	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

Archive of SID

www.SID.ir

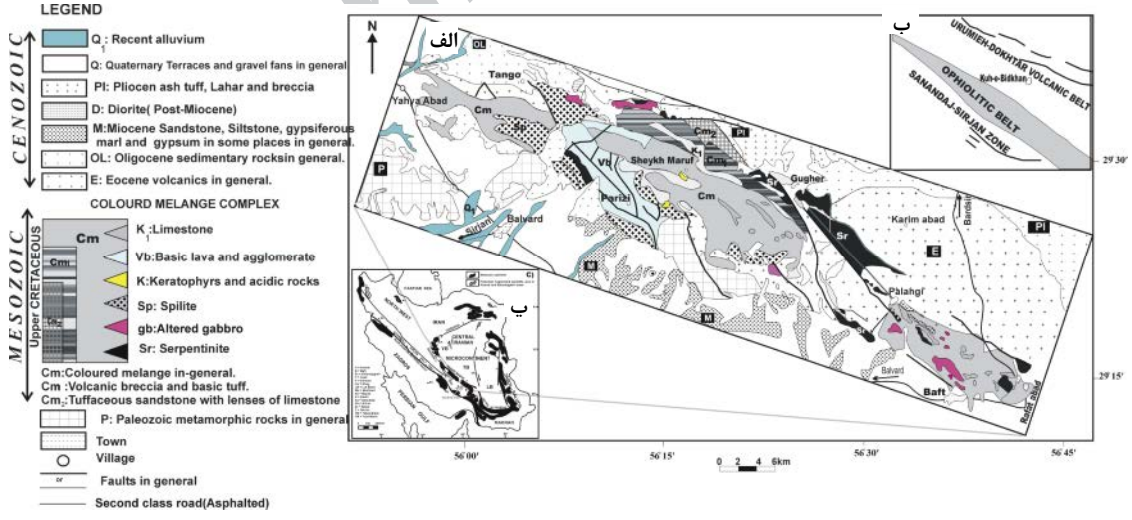
بحث و بررسی

محیط زمین‌شناسی آمیزه‌ی افیولیتی بافت

آمیزه‌ی افیولیتی بافت با مساحت تقریبی ۶۱۷ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی ′۵۶ ،°۵۵ و ′۴۷/۵ ،°۵۶ و عرض‌های جغرافیایی ′۱۴ ،°۲۹ و ′۳۶/۵ ،°۲۹ 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 آن‌را 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 آن‌را به‌عنوان یک محیط وابسته به فرورانش 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 کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر و زون دگرگونی سنندج-سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱ ب). سرپانتینیت‌های مورد بررسی هم به‌صورت رخنمون‌های بزرگ و پراکنده و هم به‌صورت زمینه‌ای که واحدهای سنگی دیگر را احاطه کرده، با مساحت تقریبی ۴۴ کیلومتر مربع، در تمام طول آمیزه دیده می‌شوند.

ویژگی‌های صحرایی سرپانتینیت‌ها

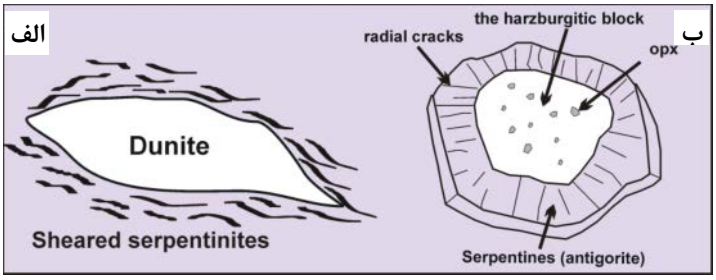
سنگ‌های موجود در آمیزه‌ی رنگین مورد بررسی، شامل دونیت و هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی‌شده، رگه‌های پیروکسنیتی، گابرو، بازالت، آهک‌ها و چرت‌های رادیولاریتی است. بیشتر این قطعات با سرپانتینیت‌های شیستوزیته‌دار در بر گرفته شده‌اند. دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی‌شده، از بیشترین سنگ‌های پریدوتیتی منطقه هستند. دونیت‌های سرپانتینیتی-شده، حدود ۳۰ درصد از کل سرپانتینیت‌ها را به‌خود اختصاص داده‌اند. در بعضی نقاط سرپانتینیت‌های شیستوز، قطعات باقی-مانده سنگ دونیتی که سالم‌ترند را در بر گرفته و خودشان به شکل برگوار، قطعه‌ی سالم‌تر را دور زده‌اند (شکل ۲ الف). هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی‌شده 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 سرپانتینیتی‌شدن شدند. بعضی از قطعات هارزبورژیتی به سرپانتین تبدیل نشده و به‌صورت 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 می-شوند که به‌صورت شعاعی و عمود بر سطح قطعه هارزبورژیتی ایجاد شده‌اند (شکل ۲ ب).



شکل ۱ الف نقشه‌ی زمین‌شناسی آمیزه‌ی افیولیتی بافت با اقتباس از نقشه‌ی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ سیرجان، شماره‌ی I11، (۱۹۹۵). ب: موقعیت کمربند 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 به‌طور پراکنده از رخنمون‌های سرپانتینیتی برداشت شده‌اند). در تمامی شکل‌ها اختصارهای به کارگرفته‌شده به شرح زیر است:

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

www.SID.ir



شکل ۲ الف- تصویر نموداری از یک قطعه دونیتی سالم‌تر و کشیده که با سرپانتینیت‌های شیستوز در بر گرفته شده است. ب- تصویر نموداری از قلوه هارزبورژیتی با ارتوپیروکسن‌های سالم‌تر که با آنتی‌گوریت احاطه شده است. (طول قطعه دونیتی و قطر تقریبی قطعه هارزبورژیتی برابر نیم‌متر است).

از دگرسانی فراگیر پریدوتیت‌های منطقه، سرپانتینیتی‌شدن است. سرپانتینیتی‌شدن پریدوتیت‌های منطقه از پیرامون دانه-های الیوین شروع شده و کانی لیزاردیت، را تشکیل داده و معمولاً این تجزیه آن‌قدر ادامه یافته که دیگر هیچ الیوینی در سنگ باقی نمانده و در عوض کانی لیزاردیت با ساختار برگه‌ای، در سنگ گسترش یافته است (شکل ۳ الف). در پیروکسن‌ها نیز سرپانتینیتی‌شدن از پیرامون دانه‌ها شروع شده و به سمت مرکز دانه پیش‌روی می‌کند [۷]. دومین کانی گروه سرپانتین در این سنگ‌ها، آنتی‌گوریت است. این کانی به‌صورت رشته‌ای و کشیده در رگه‌ها، یا در محل زون‌های بُرشی، یا در آینه‌های گسلی و گاهی در پیرامون قطعات بیضی‌شکل تشکیل شده است (شکل ۳ ب). شکل ۳ ب نمونه‌ی آنتی‌گوریتی را نشان می‌دهد که پیرامون هارزبورژیتی قلوه‌ای شکل ۲ ب تشکیل شده است. سومین سرپانتین گسترش‌یافته در این سنگ‌ها، کریزوتیل است و گسترش آن فقط محدود به بازشدگی‌ها و شکاف‌های خیلی‌ریز (حداکثر ۱ سانتی‌متر) است. رشته‌های کریزوتیلی در این سنگ‌ها به‌صورت شفاف و طلایی‌رنگ و یا گاهی سبز کم‌رنگ دیده می‌شوند (شکل ۳ پ).

بررسی‌های میکروسکوپی

پریدوتیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی، اساساً از الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و به‌میزان کمی کروم‌اسپینل تشکیل شده‌اند. بافت‌های اولیه‌ی موجود در آن‌ها بافت دانه‌ای و پورفیروکلاستی است و آثار تغییرشکل‌های حاصل از فشارهای گوشته‌ای را نشان می‌دهند. از آنجا که شدت سرپانتینیتی‌شدن در پریدوتیت‌های منطقه، متفاوت است، سنگ‌های پریدوتیتی این منطقه، بر اساس درجه‌ی سرپانتینیتی‌شدن، به سه گروه زیر تقسیم شده‌اند:

۱- پریدوتیت‌هایی که سرپانتینیتی‌شدن در آن‌ها حداکثر ۵۰ درصد است. در این دسته از سنگ‌ها ارتوپیروکسن‌های سالم و بقایای الیوین‌های سالم دیده می‌شوند. ۲- پریدوتیت‌هایی که سرپانتینیتی‌شدن در آن‌ها بین ۹۰-۵۰ درصد است. در این گروه، الیوین‌ها کاملاً سرپانتینیتی شده‌اند، ولی ارتوپیروکسن‌ها تقریباً سالم هستند. ۳- پریدوتیت‌هایی که ۱۰۰- ۹۰ درصد سرپانتینیتی شده‌اند. در این گروه، علاوه بر این‌که الیوین‌ها کاملاً از بین رفته‌اند، ارتوپیروکسن‌ها نیز کاملاً باستیتی شده‌اند. 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 می‌کند که در بحث تشکیل باستیت بیشتر به این مسئله اشاره خواهد شد. کریزوتیل و آنتی‌گوریت، سرپانتین‌هایی هستند که بیش‌تر به‌صورت رگه روی سرپانتین-های قبلی رشد کرده‌اند.

شکل ۳ الف- لیزاردیت‌های توده‌ای با رنگ سفید تا سبز کم‌رنگ در سنگ مادر دونیتی. ب- آنتی‌گوریت‌های تیغه‌ای تشکیل‌شده در اطراف قطعات بیضی‌شکل و کشیده مربوط به شکل ۲-ب. پ- رشد رشته‌های نازک و شفاف کریزوتیل‌های طلایی‌رنگ در رگه‌ی موجود در سنگ مادر هارزبورژیتی.

Archive of SID

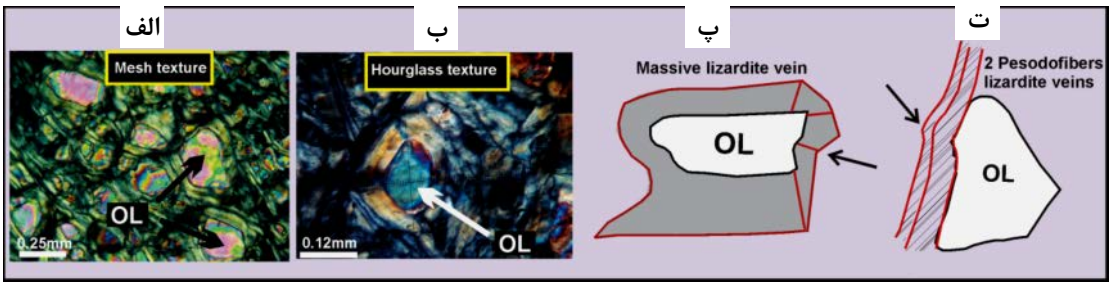
www.SID.ir

سرپانتینیتی‌شدن الیوین و تشکیل لیزاردیت: Wicks و همکاران [۸]، سه مدل را برای سرپانتینیتی‌شدن الیوین 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 الیوین و باقی‌ماندن الیوین سالم در وسط. این مدل با گسترش بافت شبکه‌ای و بافت ساعت شنی همراه است (سرپانتینیتی‌شدن الیوین در سنگ‌های گروه ۱). مدل دوم: گسترش دوباره‌ی سرپانتینیتی‌شدن در الیوین‌های باقی‌مانده از مدل اول. این حالت پس از سرپانتینیتی‌شدن دوباره، در الیوین‌ها رخ می‌دهد و با گسترش بافت شبکه‌ای و بافت ساعت شنی همراه است (سرپانتینیتی‌شدن الیوین در سنگ‌های گروه ۲ و ۳). مدل سوم: گسترش سرپانتینیتی‌شدن تا ازبین‌رفتن کامل دانه‌ی الیوین. این مورد با ایجاد بافت ساعت شنی، نواری و به میزان کم‌تری بافت شبکه‌ای همراه است (سرپانتینیتی‌شدن الیوین در سنگ‌های گروه ۲ و ۳).

مدل پیشنهادی برای سرپانتینیتی‌شدن الیوین‌های 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 الیوین‌ها، دانه‌ای بوده و به‌شدت شکسته و خردشده‌اند و در مرز شکستگی‌های آن‌ها لیزاردیت در حال تشکیل است. لیزاردیت، سرپانتینی است که در راستای دانه‌های الیوین 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 الیوین سالم در وسط بافت شبکه‌ای، مستقیم و ناگهانی است و دانه‌های الیوین که با رگه‌های لیزاردیتی احاطه شده‌اند، از نظر نوری کاملاً یکسان هستند. این مسئله نشان می‌دهد که بلورهای مورد نظر، قطعات شکسته‌شده یک بلور الیوین درشت اند. الیوین‌های این گروه از سنگ‌ها، از نظر بافتی، شبیه الیوین‌های موجود در سرپانتینیت‌های بخش جنوبی ماریانا در قوس ژاپن هستند [۹]. در واقع شکستگی‌های اولیه در بلورهای الیوین که بافت کِرنِل (Kernel) را می‌سازند [۱۰]، زمینه را برای شروع تجزیه الیوین فراهم می‌کنند و شروع سرپانتینیتی‌شدن دانه‌های الیوین از محل همین شکستگی‌هاست. بسته به نوع شکستگی‌های اولیه در الیوین، پس از سرپانتینیتی‌شدن، در الیوین 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 الیوین، 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 (به‌ترتیب) نشان داده شده اند. شکل رگه‌های لیزاردیتی پیرامون الیوین، کاملاً از شکل اولیه‌ی 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.

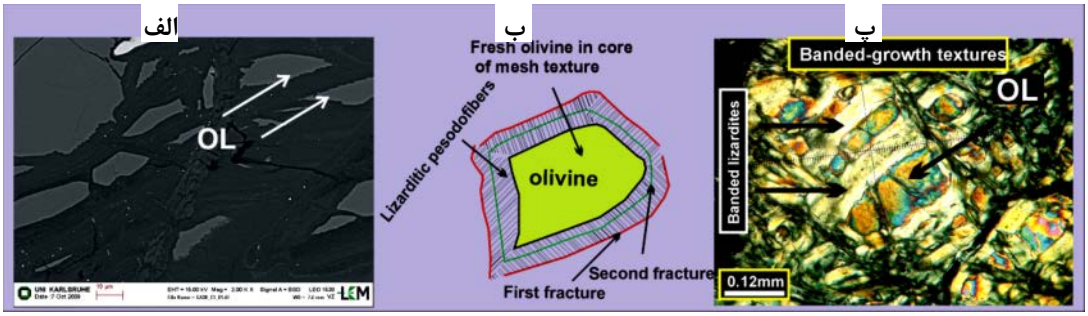
ب) بافت نواری (Banded-growth texture): هرگاه شکستگی‌های اولیه در دانه‌های الیوین به‌صورت منظم و موازی ایجاد شده باشد، سرپانتینیتی‌شدن و تشکیل رگه‌های لیزاردیت نیز به‌موازات همین شکستگی‌های منظم صورت می‌گیرد و در نهایت بافت‌های نواری بسیار منظمی را می‌سازند (شکل ۵ پ). Francis [۱۱] این بافت را با اصطلاح‌های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



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

Archive of SID

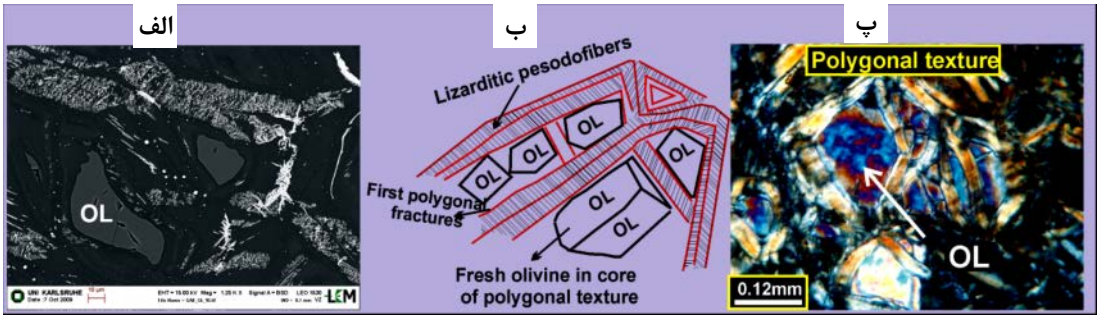
www.SID.ir



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 سرپانتینیتی‌شده (در نور تداخلی).

ج) بافت چندوجهی (Polygonal texture): هنگامی که شکستگی‌های اولیه در الیوین از نوع چندوجهی باشد، بافت حاصل از سرپانتینیتی‌شدن، نیز از نوع چندوجهی خواهد بود (شکل ۶ الف)، تصویر SEM). با برداشته‌شدن فشار و افزایش حجم سنگ‌های پریدوتیتی، شکستگی‌های منظم و چندوجهی در الیوین ایجاد می‌شود [۱۰]. با ورود شاره به درون شکستگی-ها، 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 به‌سمت مرکز الیوین پیش‌روی می‌کند. این چرخه آن‌قدر ادامه می‌یابد که یا هیچ الیوینی باقی نماند و یا شاره تمام شود. رشد چند مرحله-ای لیزاردیت یک منطقه‌بندی ساختاری را ایجاد می‌کند که اغلب با وجود رگه‌های مگنتیتی مشخص می‌شود (شکل ۶ ب و پ).

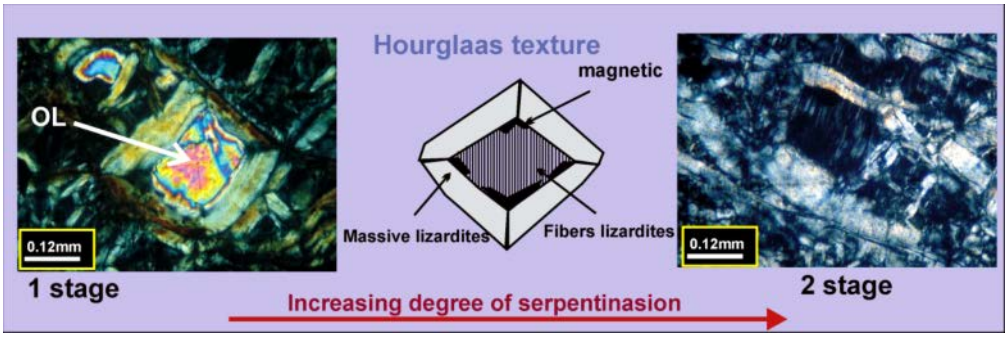
مدل پیشنهادی برای سرپانتینیتی‌شدن الیوین‌های موجود در سنگ‌های گروه ۲ و ۳، مدل دوم و یا سوم از مدل‌های مطرح‌شده توسط Wicksو همکاران [۸] است. در این گروه از سنگ‌ها، الیوین‌های باقیمانده در میان بافت‌های شبکه‌ای، ساعت شنی، چندوجهی و یا نواری، دوباره تحت تأثیر فرایند سرپانتینیتی‌شدن قرار گرفته‌اند و به‌طور کامل از بین رفته‌اند، به‌طوری‌که هیچ دانه‌ی الیوین سالمی در سنگ باقی نمانده و با سرپانتین، بروسیت، مگنتیت و یا تالک جایگزین شده‌اند. سرپانتینیتی‌شدن در پیرامون بافت‌های شبکه‌ای و یا چندوجهی مانند سنگ‌های گروه قبل با تشکیل شبه فیبری و یا دانه‌های لیزاردیتی همراه بوده است، ولی چگونگی سرپانتینیتی‌شدن در میان این بافت‌ها متفاوت است، زیرا در این نقاط بقایای الیوین، قرار داشته که با پیشرفت سرپانتینیتی‌شدن 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 سرپانتینیتی‌شدن و تشکیل شبه فیبرهای لیزاردیتی متوقف شده (احتمالاً به‌دلیل تمام‌شدن شاره) و باقی‌مانده‌ی دانه‌های الیوین در وسط، سالم مانده‌اند. سپس با نفوذ شاره‌ی جدید که ترکیب متفاوتی دارد،



شکل۶ الف- بافت چندوجهی در تصویر SEM. ب- تصویر نموداری از چگونگی تشکیل بافت چندوجهی. پ- بافت چندوجهی در سنگ مادر هارزبورژیتی (در نور تداخلی).

Archive of SID

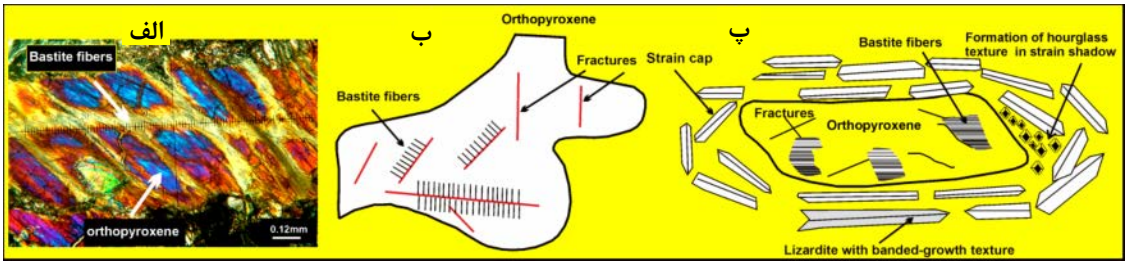
www.SID.ir



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).

سرپانتینیتی‌شدن دوباره شروع می‌شود و این‌بار 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 [۱].

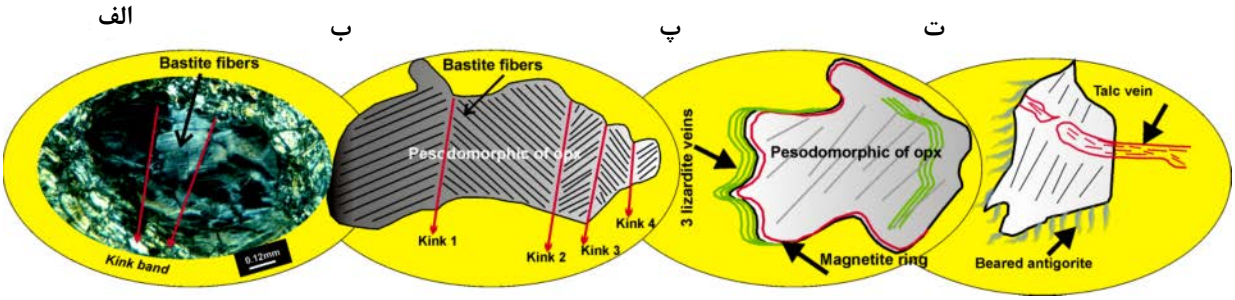
دگرسانی ارتوپیروکسن و تشکیل باستیت: در سنگ‌های مورد بررسی، بلورهای ارتوپیروکسن، معمولاً از اطراف یا در طول شکستگی‌ها، دگرسان و به باستیت و یا دیگر کانی‌های ثانوی تبدیل شده‌اند. در شکل ۸ الف، باستیتی‌شدن در راستای شکستگی‌های موجود شروع شده و باستیت به‌صورت رشته‌هایی از مرکز شکستگی به سمت مرکز ارتوپیروکسن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



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.

Archive of SID

www.SID.ir



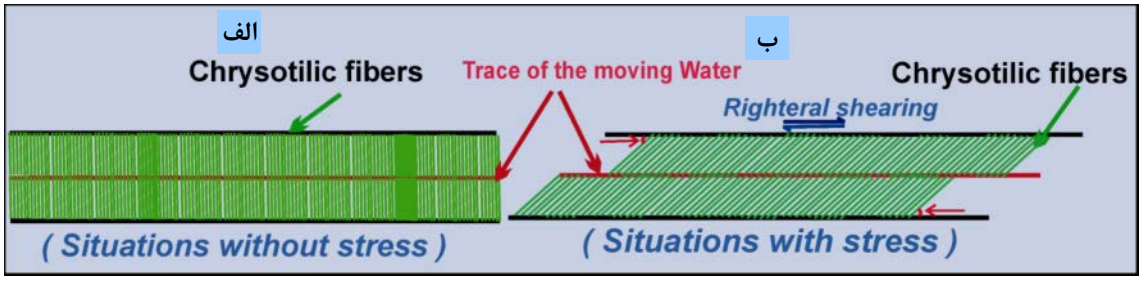
شکل ۹ الف- ارتوپیروکسن باستیتی شبه ریخت که هنوز شکنج اولیه ارتوپیروکسن در آن قابل تشخیص است (در نور متقاطع). ب- تصویر نموداری از چهار نوار شکنجی در یک ارتوپیروکسن اولیه که رشته‌های باستیت ثانوی در جهت انحنای شکنج‌های اولیه رشد کرده، ضمن این‌که خاموشی موجی را نیز حفظ کرده‌اند. پ- تصویر نموداری از تشکیل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

رشد کریزوتیل: رشد کریزوتیل زمانی در سنگ شروع می‌شود که دیگر هیچ الیوینی در سنگ باقی نمانده باشد، در این مرحله‌ی زمانی، کریزوتیل به‌صورت رشته‌های بسیار نازکی در رگه‌ها شروع به رشد می‌کند [۷]. به‌طور کلی دو نوع رشته‌ی 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 رگه‌ی ضخیم کریزوتیلی موجود در سرپانتینیت هارزبورژیتی 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 به‌عنوان 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 اندازه‌ی طولی متفاوت به‌سمت 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.

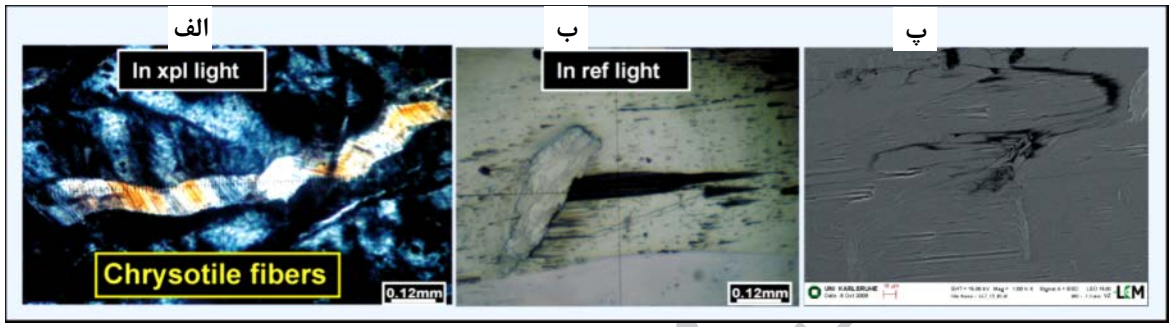
تشکیل آنتی‌گوریت: در سرپانتینیت‌های منطقه دو نوع آنتی‌گوریت دیده می‌شود: یکی آن‌هایی که با رشد در درون رگه‌ها، روی بافت‌های قبلی تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲ الف) و دیگری آن‌هایی که زمینه را ساخته‌اند (شکل ۱۲ ب). کانی‌های آنتی‌گوریت در این سنگ‌ها معمولاً با بافت تیغه‌ای، درهم‌پیچیده، به هم قفل‌شده (interlocking) 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 به‌صورت رشته‌های بسیار نازک قائم و یا مورب در رگه‌ها دیده می‌شود؛ ولی آنتی‌گوریت دارای بافت‌های شاخص یادشده است. آنتی‌گوریت به‌صورت زمینه فقط در برخی از سنگ‌ها دیده می‌شود و به‌نظر 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 این‌که الیوین و ارتوپیروکسن کاملاً از بین رفته، بافت‌های حاصل از دگرسانی الیوین و یا حتی شبه‌ریخت‌های ارتوپیروکسن 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.

Archive of SID

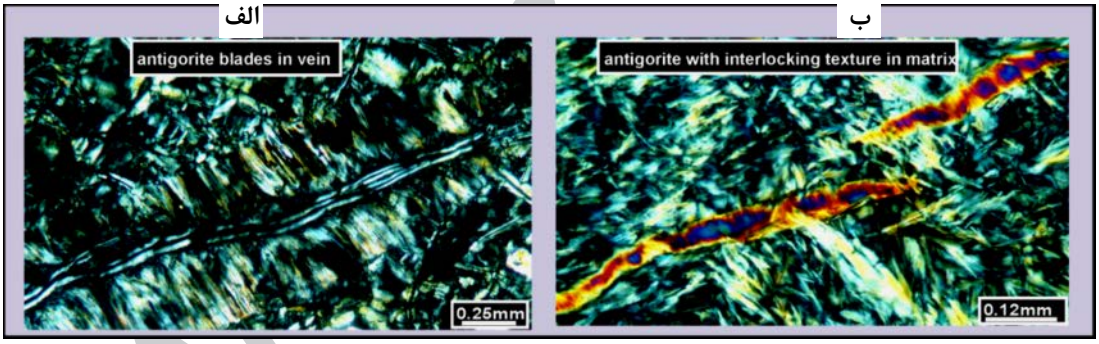
www.SID.ir



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.



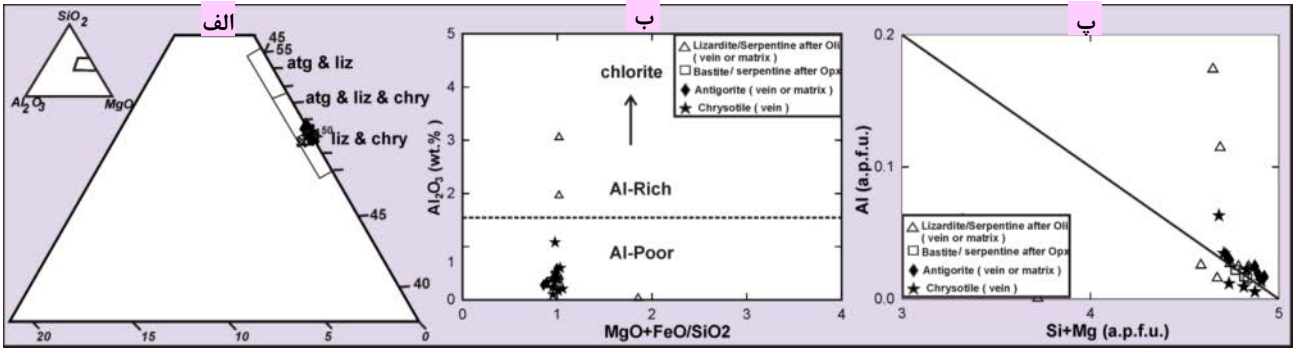
شکل ۱۲ الف: رشد آنتی‌گوریت با بافت تیغه‌ای درون یک رگه (در نور تداخلی). ب: رشد آنتی‌گوریت با بافت درهم‌پیچیده در زمینه‌ی سرپانتینیتی. رشد تیغه‌های آنتی‌گوریت روی رگه‌ی کریزوتیلی موجود، نشان‌دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در مرحله‌ی دیگری از فاز تغییر شکلی است (در نور متقاطع).

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 نشاندن 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 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 سرپانتین‌های 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 نسبت‌به Si و Mg (شکل ۱۳ پ)، این ارتباط منفی قابل تشخیص است.

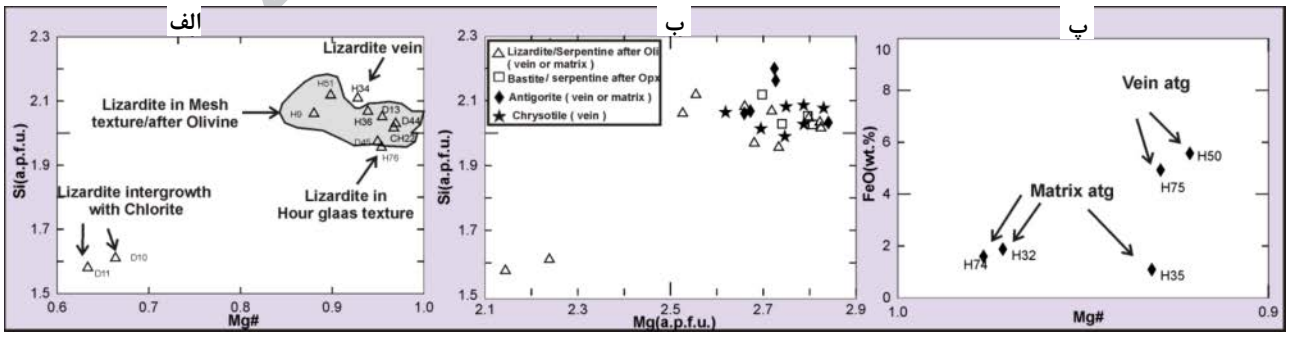
www.SID.ir



شکل ۱۳ الف- گستره‌ی پایداری کانی‌های گروه سرپانتین روی سیستم $MgO\text{-}SiO_2\text{-}Al_2O_3$ [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 $(Mgo+FeO)/SiO_2$ 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.

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 نشاندن نتایج در نمودار (شکل ۱۵)، ترکیب دو نمونه سرپانتینی در گستره‌ی کلریت نوع پنینیت 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.

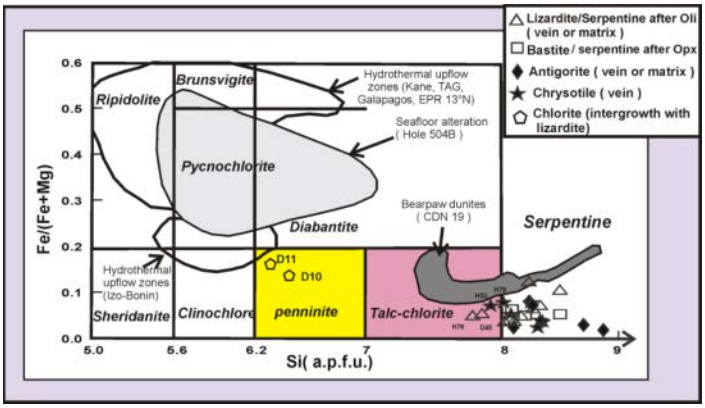
از نظر ترکیب شیمیایی، کریزوتیل‌های منطقه دارای MgO بالاتری بوده (میانگین ۳۸٪) در حالی‌که میزان MgO در لیزاردیت و آنتی‌گوریت، به‌ترتیب برابر میانگین ۳۵٫۵ و ۳۶٫۴ است. هم‌چنین مقدار H_2O در کریزوتیل‌های منطقه (میانگین ۱۴٫۶٪) کم‌تر از لیزاردیت و آنتی‌گوریت است؛ ولی از لحاظ مقدار SiO_2 و یا FeO تقریباً مشابه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



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 سرپانتینیت‌های منطقه.

Archive of SID

www.SID.ir



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.

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 تشکیل‌شده پس از الیوین در مقایسه با بلورهای تشکیل شده بعد از ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن (باستیت) دارای Cr_2O_3 پایین‌تری هستند [۱۹]. همچنین میانگین Cr در باستیت‌های حاصل از دگرسانی ارتوپیروکسن 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 نسبت‌به سرپانتین‌های دیگر مشخص می‌شوند (شکل ۱۴ ب) که این مسئله به‌دلیل 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 تصاویر SEM تهیه شده از انواع سرپانتین‌های منطقه، چگونگی تشکیل و مراحل سنی انواع کانی‌های گروه سرپانتین موجود در منطقه را می توان تشخیص داد. به نظر می‌رسد که لیزاردیت و کریزوتیل موجود، محصول دگرسانی استاتیک محیطی مانند کف اقیانوس هستند، در حالی‌که 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 فرورانش 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 بسته‌شدن 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 ایستایی رخ می‌دهند [۱۲]، از طرف دیگر اشکال دروغین باستیتی با میزان کروم و آلومینیوم بالاتر که از تجزیه ارتوپیروکسن حاصل شده‌اند، نشان‌دهنده‌ی اولین مرحله‌ی سرپانتینیتی‌شدن پریدوتیت‌ها هستند [۲۳]. سرپانتینیتی‌شدن اولیه پریدوتیت‌های گوشته‌ای، احتمالاً در اثر نفوذ آب از

Archive of SID

www.SID.ir

شکستگی‌های موجود در پوسته‌ی اقیانوسی (دمای زیر ۶۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد)، گسترش می‌یابد و یا ممکن است حاصل چرخش آب گرم در اعماق لیتوسفر اقیانوسی سردشده 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 سرپانتینی‌شده، 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 سرپانتینی‌شدن را از یک سنگ سالم تا کاملاً سرپانتینی‌شده و چگونگی رشد کانی‌های لیزاردیت و کریزوتیل را نشان می‌دهد. سرپانتینی‌شدن 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 کِرنِل را ایجاد می‌کند [۱۰]. این بافت مکانی برای شروع سرپانتینی‌شدن پریدوتیت‌ها بوسیله‌ی نفوذ محلول‌های آبی داغ است [۲۴]. در مرحله‌ی سوم (شکل ۱۶، مرحله‌ی III)، سرپانتینی‌شدن 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 [۱]، 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 سرپانتینی‌شدن سنگ‌ها را نشان می‌دهد. در این مرحله، پس از سرپانتینیتی‌شدن کامل دانه‌های الیوین، رشته‌های کریزوتیل، درون رگه‌های نازکی که چندوجهی‌های کامل سرپانتینی‌شده 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، آنتی‌گوریت ± تالک روی بافت‌های قبلی شروع به رشد می‌کند. پیشرفت سرپانتینتی‌شدن منجر به تشکیل تیغه‌های درهم‌رشدکرده‌ی آنتی‌گوریت می‌شود. بنا بر عقیده González-Mancera و همکاران [۲۳]، بافت‌های درهم‌فرورفته می‌توانند در زمان بالاآمدن 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.

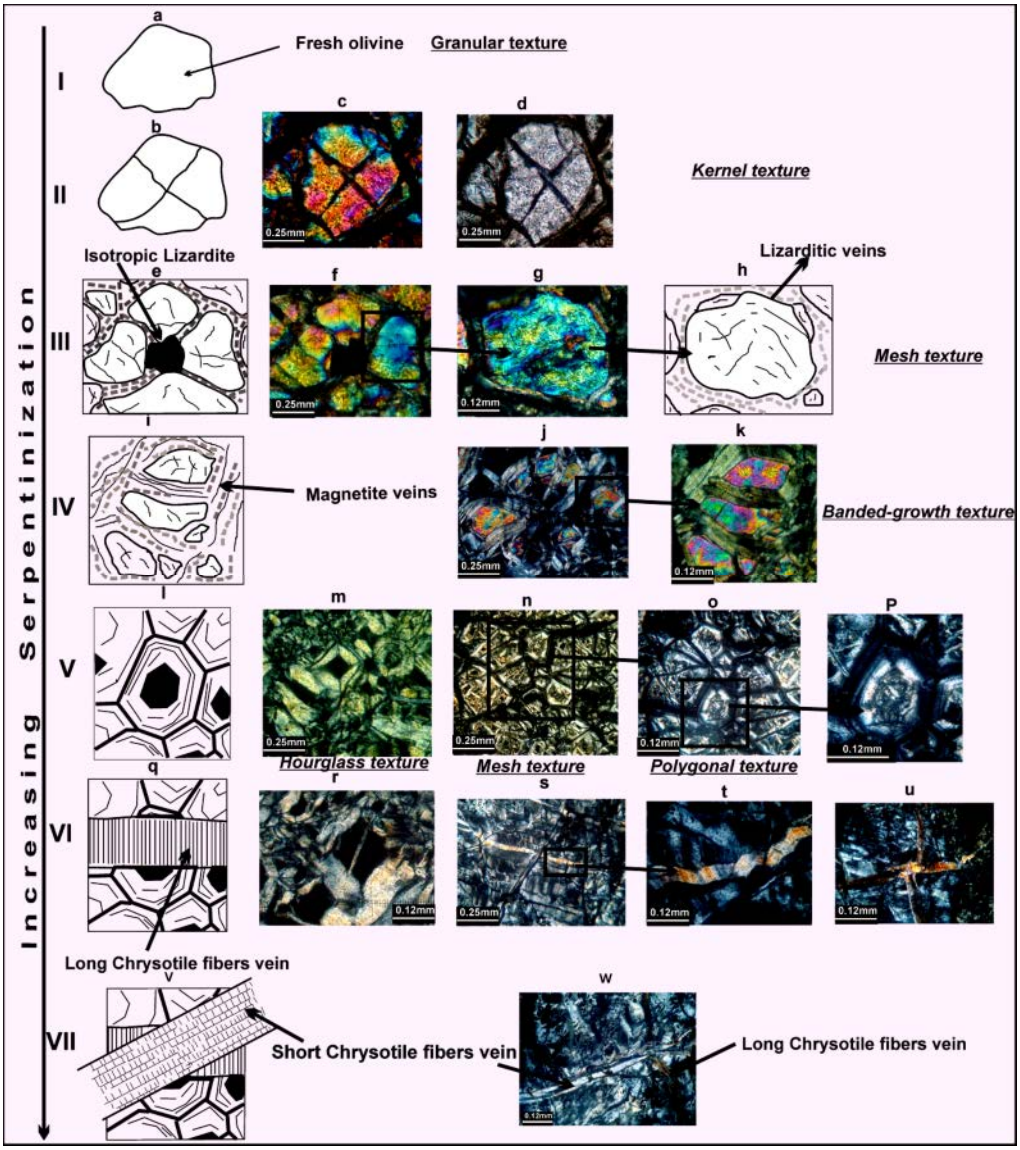
برداشت

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 باقیمانده‌ی درشت، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی پیشرفت سرپانتینیتی‌شدن

Archive of SID

www.SID.ir

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 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.



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 سرپانتینی‌شدن 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 ازبین 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 هسته الیوینی هستند. مرحله 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).

www.SID.ir

قدردانی

در این‌جا لازم است از همکاری‌های بی‌دریغ پرفسور هینز گانتر استچ و دکتر فرحناز دلیران از دانشگاه کارلسروهه آلمان و دکتر سیما پیغمبری از دانشگاه شهید باهنر کرمان تقدیر و تشکر نماییم.

مراجع

[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 serpentinite-hosted detachment: evidence from the West Iberia non-volcanic rifted continental margin, Marine"* Geology, 204 (2004) 1–15.

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

[12] Wicks F.J., Whittaker E. J. W., *"Serpentine textures and serpentinasation"*, Canadian Mineralogist, 15 (1977) 459-488.

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

[14] Passchier C.W., Truw 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., Vilsi V., Kalti A. and Gmeling K., *"Li, B and Be Contents of Harzburgites from them 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 Tehuitzingo serpentinites (Acatlán Complex, SW Mexico)"*, Boletin de la Sociedad Geologica 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 serpentinite textures"*, Canadian Mineralogist, 17 (1979) 785-830.3

Archive of SID

www.SID.ir