

معمای وجود بلورهای زیرکن‌های بازماندی در توده قلائی‌لان؛ نشانه‌هایی از پوسته گندوانایی در سنگ‌هایی با ویژگی‌های ایزوتوپی گوشته‌ای

ساناز یاجم

بخش زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۵/۲/۱۱، نسخه نهایی: ۹۵/۵/۸)

چکیده: توده‌ی نفوذی قلائی‌لان، توده‌ای وابسته به ژوراسیک پسین، متشکل از سنگ‌های حدواسط تا فلسیک است که در بخش شمالی پهنه‌ی سنندج - سیرجان رخمون دارد. توده‌ای متشکل از سنگ‌های قلیایی، پتاسیم بالا، فروئن و وابسته به گروه گرانیت‌های *A1-type* که ویژگی‌های دوگانه‌ای به نمایش می‌گذارد؛ از یک سو ویژگی‌های ایزوتوپی *Nd* و *Sr* نشان از دخالت خاستگاهی گوشته‌ای با ویژگی‌های اولیه دارد، از سوی دیگر وجود هسته‌های زیرکن بازماندی (با دامنه‌ای از ۲۳۰ تا ۲۷۰۰ میلیون سال) و مقادیر بالای سن‌های مدل نتودیمیم ($\text{Avg.} \approx 607\text{Ma}$) نشان می‌دهد که خاستگاه این سنگ‌ها، لزوماً یک ماگمای جوان گوشته‌ای وابسته به فروران‌ش نیست. وجود حجم قابل توجه هسته‌های بازماندی زیرکن ثابت می‌کند ذوب‌بخشی سریع و غیرتعادلی پوسته‌ای از پیش‌بارور شده و دارای ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه، عامل تشکیل سنگ‌های این توده است. وجود منطقه‌بندی و بافت پورفیروئید در توده‌ی، منطقه‌بندی نوسانی بلورهای پلاژیوکلاز و فراوانی زیرکن‌های بازماندی همگی از شواهد این عدم تعادل هستند که در نتیجه انجماد سریع ماگمای مادر قلائی‌لان پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گرانیت *A1-type*؛ هسته‌های بازماندی زیرکن؛ ایزوتوپ‌های *Nd-Sr*؛ سن‌سنجی *SHRIMP*؛ توده نفوذی قلائی‌لان؛ پهنه سنندج - سیرجان.

مقدمه

برونزدهایی محدود از پی‌سنگ آسنیتیک یا پان‌آفریکن در بخش‌هایی از پهنه‌ی سنندج - سیرجان و با استفاده از داده‌های سال‌سنجی زیرکن آشکار شده‌اند [۹،۸]. این پی‌سنگ با دنباله‌هایی از نهشته‌های پلاتفرم اینفراکامبرین تا تریاس میانی پوشیده شده است [۱۰] که فرایندهای فروران‌ش، فرارانش و برخورد‌های قاره‌ای بعدی، تاریخچه‌ای پیچیده از دگرشکلی، دگرگونی و ماگماتیسم گسترده‌ی آهکی - قلیایی را رقم زده‌اند. در بخش شمالی پهنه‌ی سنندج - سیرجان، توده‌ی قلائی‌لان با ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص و میزان قابل توجه از زیرکن‌های بازماندی، قطعه‌ای بسیار جالب این پازل است (شکل ۱) که طی بررسی‌های پیشین توده‌ای آداکیتی

کوهزاد زاگرس، بخشی از رشته‌کوه‌های آلپ - هیمالیا، گنجینه‌ای بسیار تماشایی از رخداد‌های کوهزایی جوان ترشیاری است که تاریخچه‌ای کهن از فروران‌ش و فرارانش ورقه‌های عرب و اورازیا را در خود نهان دارد [۱]. در این میان، پهنه‌ی سنندج - سیرجان، مرکز رخداد تکتونوماگمایی و دگرگونی کمر بند زاگرس [۲]، میزبان ماگماتیسمی گسترده از نئوپروتروزوییک تا ائوسن است (شکل ۱). ماگماتیسمی که حاصل فروران‌ش طولانی پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران و یا به‌بیانی دیگر به‌زیر قطعات جدا شده و جوش‌خورده‌ی گندوانا (زاگرس و ایران مرکزی) است [۳-۷].

معرفی شده است [۱۱]. در این مقاله ضمن بررسی ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی، توده قلائی‌لان به ارائه‌ی داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr و سنی پرداخته و با ترکیب داده‌ها با نتایج سن‌سنجی هسته‌های بازماندی، سناریوی جدیدی از فرایندهای تکتونوماگمایی منطقه ارائه خواهد شد.

روش بررسی

به منظور تعیین چگونگی شکل‌گیری سنگ‌های نفوذی توده قلائی‌لان، میزان عناصر اصلی نمونه‌های انتخابی، پس از گدازش با تترابورات لیتیم به روش فلورسانس پرتو ایکس^۱ تعیین شد. تعیین میزان عناصر فرعی و جزئی به روش ICPMS^۲ در دانشگاه گرگاندا صورت گرفت که شامل ۳۹ عنصر فرعی، ۱۴ عنصر نادر خاکی (REE)، توریم و اورانیوم بوده است. دقت معمول برای یک نمونه با غلظت ۱۰ درصد وزنی بیشتر از $\pm 1/5\%$ است. تجزیه ریزپردازشی الکترونی^۳، به منظور تعیین میزان عناصر اصلی کانی‌ها با استفاده از ریزپردازنده‌ی مدل JEOL JXA-8200 مجهز به چهار طیف‌سنج در دانشگاه ولوا اسپانیا انجام گرفت. این دستگاه دارای شتاب‌دهنده‌ی به ولتاژ 15kV و جریان 5nA بوده است. نمونه‌های انتخابی به منظور بررسی ایزوتوپ‌های نئودیمیم و استرانسیم در بخش ایزوتوپی مجتمع آزمایشگاهی دانشگاه گرگاندا تجزیه شدند. نمونه‌ها در یک اتاق کاملاً سترون در یک واکنشگر خالص و سترون حل شده و پس از جدایش کروماتوگرافی با رزین‌های تبادل‌یونی، با طیف‌سنج جرمی یونش گرمایی (TIMS) تجزیه شدند. نسبت‌های $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ و $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ مستقیماً به وسیله‌ی ICP-MS و به روش ابداعی توسط مونتر و به آ [۱۲] تعیین شدند.

موقعیت زمین‌شناسی و روابط صحرایی

توده‌ی نفوذی قلائی‌لان در جنوب دهکده‌ی قلائی‌لان، ۸۰ کیلومتری جنوب شرق سندر، مرکز استان کردستان قرار دارد. واحدهای درونگیر این توده، بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی بازی دگرگون‌شده با میان‌لایه‌هایی از مرمر چین‌خورده تشکیل شده‌اند (شکل ۱). این واحدها در جنوب توده‌ی قلائی‌لان، با استناد به وجود فسیل کرینوتید، توسط حسینی اختیارآبادی [۱۳]، به تریاس نسبت داده شده‌اند. در بخش‌های جنوبی‌تر (اطراف چرمه و میخوران سادات)، اشراقی و همکاران [۱۴]

گونه‌هایی از میکروفسیل‌های وابسته به تریاس گزارش کرده‌اند که سن ارائه شده توسط حسینی اختیارآبادی [۱۳] را قوت می‌بخشد. تاثیر گرمایی توده، به صورت هاله‌های باریک با درجه‌ی دگرگونی مجاورتی آل‌بیت- اپیدوت - هورنفلس قابل شناسایی است که این تاثیر، به‌ویژه در سنگ‌های دگرگون لایه‌ای مجاور توده آشکارتر است. تعدادی دایک دیابازی و رگه‌ی آپلیتی، بیشتر با روند شمالی- جنوبی، توده‌ی قلائی‌لان را قطع کرده‌اند. علاوه بر این، لایه‌های بدام افتاده با ظاهر دایک مانند از سنگ‌های دگرگون شده‌ی میزبان نیز در متن سنگ‌های گرانیتی وجود دارند (شکل ۱).

توده‌ی قلائی‌لان از سنگ‌هایی با ترکیب فلیسک و حدواسط به رنگ‌های سفید - خاکستری و صورتی تشکیل شده است که تنوع بافتی گرانولار (G) تا پورفیروئید (P) را به نمایش می‌گذارند. بخش گرانولار (G)، برونزدهای میان بلور در بخش شرقی و مرکزی توده است که ترکیبی مونوزوگرانیتی دارند و به صورت تدریجی به سمت مرکز، با کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت‌های ریزدانه جانشین می‌شوند. بخش پورفیروئید حاشیه‌ای (P)، در غرب و جنوب‌غربی توده رخنمون داشته و شامل سنگ‌هایی با ترکیب میکرو- مونزوگرانییت و میکرو-کوارتز مونزودیوریت هستند (شکل ۱).

سنگ‌نگاری

سنگ‌نگاری توده‌ی قلائی‌لان را در قالب دو بخش گرانولار و پورفیری به تفکیک مورد بررسی قرار می‌دهیم. بخش گرانولار دارای بافت هیپیدوئومورفیک گرانولار و متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز، قلیایی، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت است. بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد و دارای ترکیب الیگوکلاز - آندزین هستند (جدول ۱). در انواع با منطقه‌بندی، هسته‌هایی با ترکیب آندزین (An_{49-32}) و حواشی با ترکیب الیگوکلاز (An_{21}) (۱۸ دیده می‌شوند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز نیز منطقه‌بندی نوسانی نشان می‌دهند (شکل ۲). فلدسپار قلیایی نیز به صورت بلورهای نیمه شکل دار مزوپرتیتی، گاهی دارای ماکل کارلسباد و گاهی در قالب هم رشدی با کوارتز (بافت گرانوفیری) دیده می‌شوند.

بلورهای کوارتز بی‌شکل و میان‌دانه‌ای به عنوان آخرین فاز تبلور و نیز به صورت هم‌رشدی گرانوفیری با فلدسپار قلیایی دیده می‌شوند. کانی فرومنیزین اصلی در این دسته سنگ‌ها، عبارتند از بیوتیت و آمفیبول. آمفیبول، بلورهای شکل‌دار با

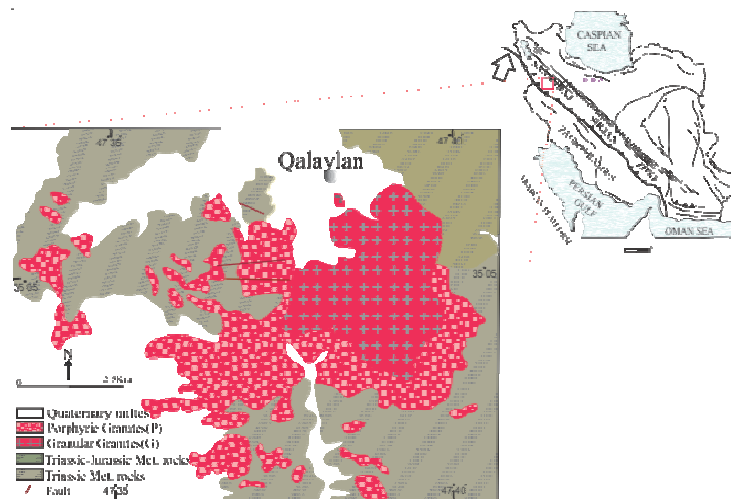
1- XRF

2- Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

3-Electron Microprobe Analysis

فرومنیزین اصلی، کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت ($Wo_{48}Fs_{14}En_{38}$) است (جدول ۲) که به‌صورت بلورهای میله‌ای تبلور یافته است (شکل ۲). آلانیت فراوان‌ترین کانی فرعی این سنگ‌هاست که به‌صورت بلورهایی نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و ریز متبلور شده و توسط اپیدوت بی‌شکل احاطه شده‌اند. مگنیت، تیتانیت، آپاتیت و زیرکن نیز کانی‌های فرعی هستند. نبود یا میزان بسیار ناچیز کانی ایلمنیت نکته‌ای قابل تامل در سنگ‌های این توده است.

ترکیب مگنزیوهورنبلند می‌باشد (جدول ۲). آمفیبول‌های توده قلائی لان، رکورددار بالاترین میزان فلوئور بین تمامی توده‌هاست و در دامنه‌ای از ۱/۰۰۷ تا ۱/۷ تغییر می‌کند و به‌جرات می‌توان آن‌ها را مگنزیوهورنبلند فلوئوردار نام نهاد. بیوتیت به صورت بلورهایی شکل‌دار و ریز تا متوسط (۲ - ۵ میلی‌متر) تبلور یافته‌است که رکورددار بالاترین میزان فلوئور است. میانگین این عنصر در بیوتیت‌ها از میانگین آمفیبول‌ها نیز بالاتر است و در دامنه‌ای از ۰/۱۲ تا ۲/۲۱ تغییر می‌کند (جدول ۲). در سنگ‌های کوارتزمونزونیت و کوارتزمونزودیوریتی، کانی



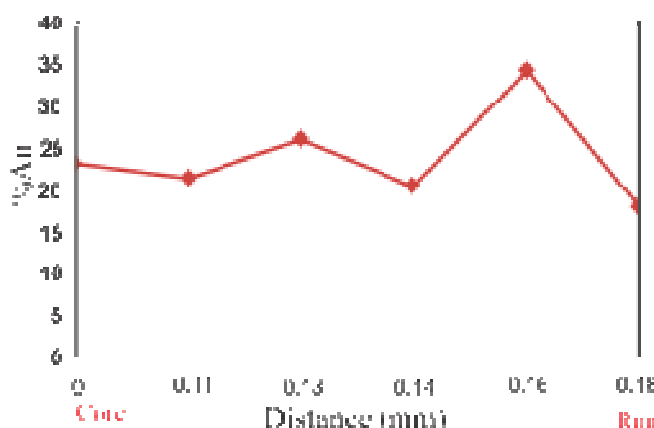
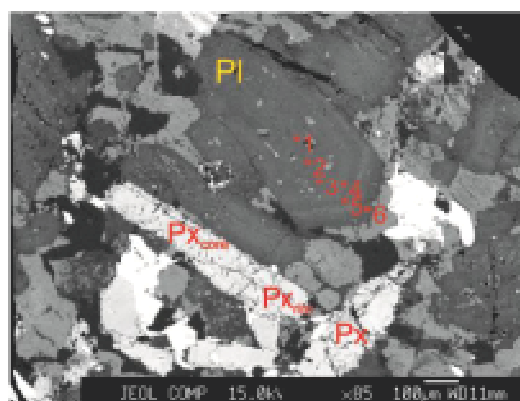
شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی از رخنمون سنگ‌های لوکوگرانیتی توده‌ی قلائی لان.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازی و فرمول ساختاری پلاژیوکلازهای انتخابی از توده قلائی لان.

نوع سنگ		کوارتز مونزونیت گرانولار						میکرومونزونیت یورفیری	
نوع پلاژیوکلاز نقطه تجزیه شده		الیگوکلاز *۱	الیگوکلاز *۲	الیگوکلاز *۳	الیگوکلاز *۴	آندزین *۵	الیگوکلاز *۶	آلبیت هسته	آلبیت حاشیه
SiO ₂	۶۱/۲۵	۶۱/۹۰	۶۰/۸۹	۶۲/۳۶	۵۹/۱۲	۶۳/۶۵	۶۶/۰۹	۶۶/۰۶	۶۶/۰۶
TiO ₂	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	-	-	-
Al ₂ O ₃	۲۳/۸۰	۲۳/۳۲	۲۴/۲۰	۲۳/۲۶	۲۵/۶۷	۲۲/۸۹	۲۱/۰۱	۲۱/۲۶	۲۱/۲۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	-	-	۰/۱۱	-	۰/۱۰	۰/۱۰
NiO	۰/۰۲	-	۰/۰۰	۰/۰۱	-	۰/۰۰	-	۰/۰۱	۰/۰۱
FeO	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۱۹	-	۰/۰۳	۰/۰۳
MnO	-	-	-	۰/۰۲	۰/۰۲	-	-	-	-
MgO	۰/۰۱	-	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	-	-	-	-
CaO	۴/۸۰	۴/۳۷	۵/۳۹	۴/۲۲	۷/۰۷	۳/۶۸	۱/۲۷	۱/۴۲	۱/۴۲
Na ₂ O	۸/۵۱	۸/۵۴	۸/۱۹	۸/۷۷	۷/۲۹	۸/۹۹	۱۰/۴۳	۱۰/۵۲	۱۰/۵۲
K ₂ O	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۶
BaO	۰/۰۲	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۳	-	۰/۰۷	-	-
F	۰/۰۹	-	-	۰/۰۲	-	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۹
Total	۹۹/۰۶	۹۸/۸۳	۹۹/۳۷	۹۹/۳۰	۹۹/۶۷	۹۹/۸۷	۹۹/۲۶	۹۹/۵۷	۹۹/۵۷
فرمول ساختاری بر مبنای (60)									
X _{an}	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۳۵	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷
X _{ab}	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۳	۰/۷۸	۰/۶۵	۰/۸۱	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۳
X _{or}	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰

جدول ۲ نتایج ریزپردازشی و فرمول ساختاری کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت از نمونه‌های توده قلائی لان.

پیروکسن		آمفیبول		بیوتیت	
نام	اوپت (هسته)	اوپت (حاشیه)	نام کانی	مگنزیوهورنبلند	ادنیت
SiO ₂	۵۱٫۹۵	۵۱٫۹۳	SiO ₂	۴۹٫۴۷	۴۷٫۸۷
TiO ₂	۰٫۲۰	۰٫۱۰	TiO ₂	۰٫۴۱	۰٫۹۸
Al ₂ O ₃	۱٫۰۳	۰٫۶۲	Al ₂ O ₃	۴٫۸۰	۶٫۲۸
Cr ₂ O ₃	زیر حد تشخیص	۰٫۰۴	Cr ₂ O ₃	۰٫۰۹	۰٫۰۲
NiO	۰٫۰۵	زیر حد تشخیص	NiO	۰٫۰۴	۰٫۰۱
FeO	۹٫۱۰	۹٫۴۷	FeO	۱۱٫۰۰	۱۲٫۷۱
MnO	۱٫۳۲	۱٫۸۸	MnO	۱٫۴۲	۱٫۴۱
MgO	۱۲٫۶۱	۱۲٫۹۵	MgO	۱۶٫۲۲	۱۴٫۶۳
CaO	۲۲٫۳۱	۲۱٫۶۵	CaO	۱۱٫۵۹	۱۱٫۴۵
Na ₂ O	۰٫۶۶	۰٫۴۴	Na ₂ O	۱٫۱۸	۱٫۴۷
K ₂ O	۰٫۰۱	۰٫۰۳	K ₂ O	۰٫۷۵	۰٫۷۲
Total	۹۹٫۲۲	۹۹٫۳۴	BaO	زیر حد تشخیص	زیر حد تشخیص
			F	۱٫۳۰	۱٫۲۱
			Cl	زیر حد تشخیص	زیر حد تشخیص
			Total	۹۸٫۲۷	۹۸٫۷۷
تعداد یونها بر مبنای 6O cations/4		تعداد یونها بر مبنای 23O		تعداد یونها بر مبنای 11O	



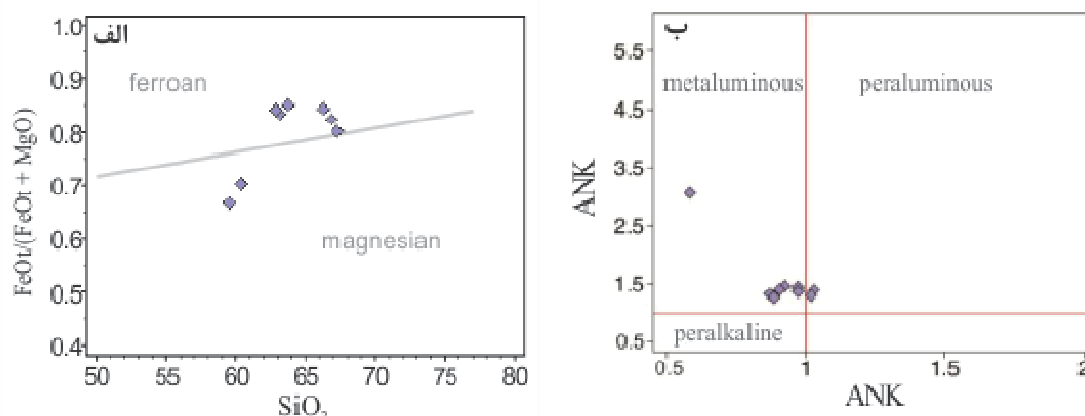
شکل ۲ تصویر پس‌پراکنده الکترونی از منطقه‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز در کوارتزمونزونیت‌های گرانولار و بلورهای پیروکسن میله‌ای شکل، با ترکیب اوپت.

اثبات نمود. چنانچه دانه‌های ریز کلسیت را حاصل دگرسانی هسته‌ی کلسیک پلاژیوکلاز بدانیم، آثاری از این دگرسانی در سایر بخش‌های بلور پلاژیوکلاز نیز باید مشاهده شود که با سالم و نادرسان بودن پلاژیوکلازها این فرضیه رد می‌شود.

ژئوشیمی

قلائی لان توده‌ای متشکل از سنگ‌های فلسیک و حدواسط است (SiO₂ = ۶۰-۷۰ wt%). تمامی نمونه‌های قلائی لان، پتاسیم بالا، متالومین تا کمی پرآلومین هستند (ASI=۰٫۸۷-۱٫۰۲) (شکل ۳) و به جز نمونه‌های پورفیروئید حاشیه‌ای، همگی فروئن هستند (Mg # ۰٫۲۴-۰٫۳۰) (شکل ۳).

بخش پورفیروئید حاشیه‌ای متشکل از فنوکریست‌های ریزدانه‌ی (۵-۱ میلی‌متر) ارتوکلاز مزوپرتیتی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای ماکل کارلسباد، پلاژیوکلاز شکل‌دار با ترکیب آلبیتی (An₄₋₆)، کوارتزهای بی‌شکل گاهی با حواشی خلیجی و گلومروفیرهای اپیدوت و کلسیت است که در زمینه‌ای ریزبلور و جهت‌یافته متشکل از کانی‌های کوارتز، فلدسپار قلیایی، اپیدوت و ندرتاً بیوتیت تبلور یافته‌اند. ویژگی منحصر به فرد سنگ‌های این بخش، فراوانی کلسیت و اپیدوت‌های ریز، گرد و بی‌شکل پراکنده در متن سنگ است. بررسی دقیق دانه‌های کلسیت به‌دام افتاده در بلورهای پلاژیوکلاز بیگانه بودن این بلورها را



شکل ۳ الف) نمودار ANK (Molar $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$) در برابر ACNK (Molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$). ب) $\text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$ در برابر SiO_2 (wt%) [۱۵].

و با به‌کارگیری مقادیر گوشته تهی‌شده ($\text{Ndt} = 0.25t_2 - 3t_+$) ۸.۵، محاسبه شده است.

سن‌سنجی هسته‌های بازماندی زیرکن

زیرکن یکی از کانی‌های فرعی معمول در سنگ‌های توده‌ی قلائی‌لان است که تصاویر کاندولومینه‌سانس تهیه شده از این بلورها نشان می‌دهد که زیرکن‌های این توده سفیدرنگ و دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. نتایج تجزیه‌ی SHRIMP پنجاه و دو بلور از این توده نشان می‌دهد که این هسته‌ها واقعاً بازماندی بوده و دامنه‌ی سنی از ۲۳۰ میلیون سال تا ۲۷۰۰ میلیون سال دارند (شکل ۵ الف). توزیع پیچیده‌ی سن‌های بازماندی در نگاره‌ی تراکم کرنل، نتایجی از نتوآرکن، پالئوپروتوزوئیک، پان‌آفریکن تا سن‌های جوان‌تر را نشان می‌دهد (شکل ۵ ب). برخلاف هسته‌های بازماندی، حواشی ماگمایی دانه‌های زیرکن، سن تبلور حقیقی را معادل با 159 ± 3 میلیون سال (ژوراسیک پسین) نشان می‌دهند [۱۹].

بحث و برداشت

سنگ‌های قلائی‌لان، قلیایی، پتاسیم بالا، فروئن ($\text{Fe}\# < 0.76$) ۰/۷۰ هستند و میزان Ga/Al نسبتاً بالایی دارند. غنی‌شدگی از عناصر HFS مانند Ta, Nb, Ga, Zr و Pb و جدایی از عناصر نادرخاکی سبک ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 15 - 19$) و دارا بودن بالاترین میزان محتوای فلوئور در کانی‌های بیوتیت و آمفیبول، نبود تهی‌شدگی از Eu در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی، موید ماهیت A-type این توده بوده و با استفاده از نمودارهای تشخیصی نیز تایید می‌شود. بنابر رده بندی [۲۱،۲۰] در دسته‌ی گرانیتهای A1-type قرار می‌گیرند (شکل ۶).

میزان بالای نسبت Nb/Y و Nb/Ta, Ga/Al و غنی‌شدگی از عناصر HFS مانند Ta, Nb, Zr, Pb از ویژگی‌های توده‌ی قلائی‌لان هستند. نسبت پایین Rb/Sr (۰/۱۷-۰/۰۵) و Rb/Ba (۰/۰۳-۰/۰۳) نشان‌دهنده‌ی تمرکز بالای Ba (۲۲۷۲ ppm) و Sr (۳۱۷) در سنگ‌های این توده است (جدول ۳). سنگ‌ها غنی‌شده‌ی نسبی از عناصر LIL نسبت به HFS هستند و در نمودارهای چند عنصری، تهی‌شدگی آشکار از Ti, La, Sm و Nb و غنی‌شدگی آشکار از Zr, K, Pb نشان می‌دهند.

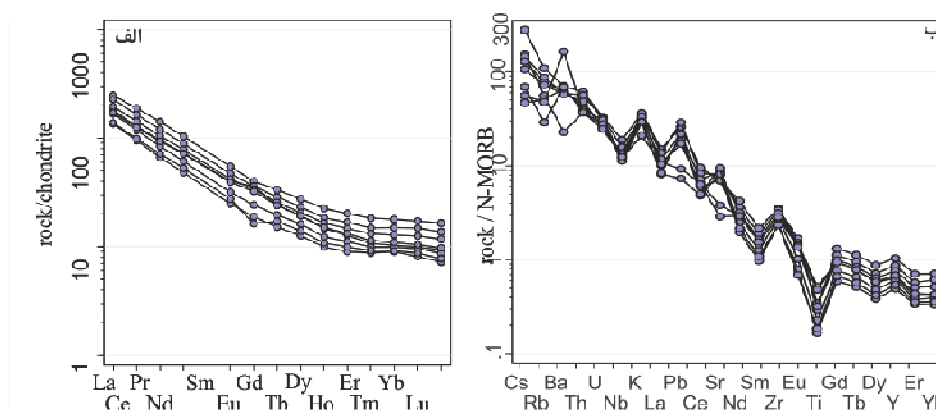
الگوی توزیع عناصر نادرخاکی، عادی‌سازی‌شده با کندریت، نشان می‌دهد که در سنگ‌های توده‌ی قلائی‌لان، شاخص جدایی از عناصر نادرخاکی بالاست ($(\text{La}/\text{Lu})_N = 15 - 19$). این امر با شیب نسبتاً تند از عناصر نادرخاکی سبک به عناصر نادر خاکی سنگین تایید می‌شود. تهی‌شدگی از یوروپیوم وجود ندارد یا در برخی نمونه‌ها بسیار ناچیز است. علاوه بر این، الگوی نسبتاً خطی از Ho تا Lu وجود دارد (شکل ۴) [۱۷،۱۶]. مقدار عددی بی‌هنجاری یوروپیوم نیز مثبت است ($(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.75 - 1.16)$).

ژئوشیمی ایزوتوپی

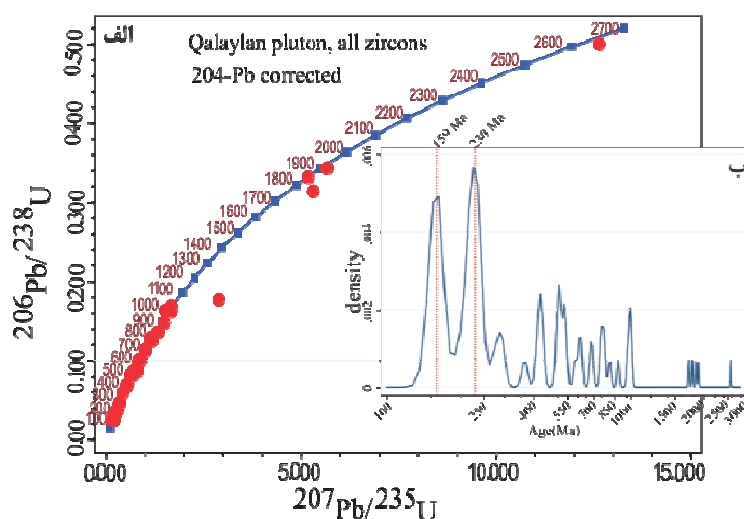
سنگ‌های توده قلائی‌لان با دارا بودن $\epsilon\text{Nd}_{(150\text{Ma})}$ مثبت کوچک (< 1) و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه‌ی از ۰/۷۰۴۵ تا ۰/۷۰۴۳، در گستره‌ی آرایه‌ی گوشته‌ای قرار دارند. نکته‌ی قابل تامل دیگر مقدار بالای سن مدل نتودیمیم است که در بازه‌ی از ۶۴۸ تا ۶۵۸ میلیون سال، نتوپروتوزوئیک، تغییر می‌کند. لازم به یادآوری است که سن مدل نتودیمیم (T_{DM})، با اقتباس از تعاریف دپائولو [۱۸]

جدول ۳ ترکیب عناصر اصلی، فرعی و نادر نمونه‌های منتخب از سنگ‌های توده قلائی لان

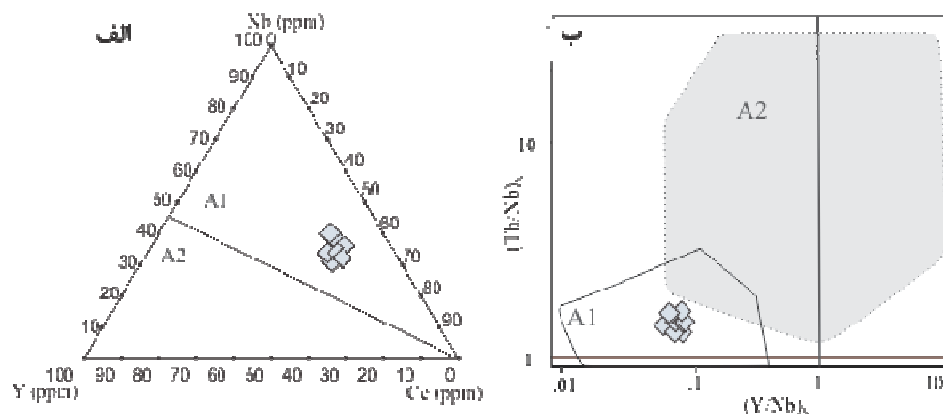
نام نمونه	QAS7	QAS3	QAS8	QAS1	QAS2	QAS5	QAS6	QAS4
SiO ₂	۶۶,۲۷	۶۲,۸۶	۶۳,۷۹	۶۳,۱۸	۶۶,۸۹	۶۷,۲۷	۵۹,۵۰	۶۰,۴۲
TiO ₂	۰,۳۷	۰,۵۲	۰,۴۸	۰,۵۶	۰,۳۰	۰,۲۷	۰,۸۴	۰,۷۸
Al ₂ O ₃	۱۶,۸۸	۱۷,۷۵	۱۷,۹۸	۱۷,۶۸	۱۶,۹۱	۱۷,۰۹	۱۶,۴۴	۱۶,۳۲
Fe ₂ O ₃	۲,۷۵	۳,۵۵	۳,۴۰	۳,۶۸	۲,۲۰	۲,۱۱	۴,۶۸	۴,۳۸
MgO	۰,۵۱	۰,۶۷	۰,۶۰	۰,۷۳	۰,۴۷	۰,۵۲	۲,۳۳	۱,۸۵
MnO	۰,۱۱	۰,۱۵	۰,۰۹	۰,۱۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۱۶	۰,۱۲
CaO	۳,۱۲	۳,۸۸	۲,۵۲	۳,۸۰	۲,۷۷	۲,۰۲	۳,۵۷	۳,۰۸
Na ₂ O	۴,۸۲	۵,۲۷	۵,۳۰	۵,۳۲	۵,۴۸	۵,۹۱	۶,۰۷	۶,۳۳
K ₂ O	۳,۴۹	۳,۲۰	۳,۸۵	۳,۵۵	۳,۱۰	۳,۱۳	۲,۲۱	۲,۲۳
P ₂ O ₅	۰,۱۰	۰,۱۶	۰,۱۴	۰,۱۷	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۲۹	۰,۲۷
LOI	۰,۹۰	۰,۹۰	۱,۳۵	۰,۶۵	۰,۸۹	۰,۸۴	۳,۲۴	۳,۲۲
Total	۹۹,۳۲	۹۸,۹۱	۹۹,۵۰	۹۹,۴۴	۹۹,۱۳	۹۹,۲۷	۹۹,۳۳	۹۹,۰۰
Li	۷,۴۲	۶,۵۹	۱۱,۶۹	۱۱,۵	۸,۷۰	۵,۹۴	۱۷,۰۵	۱۸,۲۷
Rb	۹۱,۶۴	۹۷,۷۵	۱۳۷,۵۵	۱۰۹,۵۱	۶۰,۱۵	۶۳,۸۳	۷۰,۳۷	۳۶,۴۷
Cs	۱,۵۰	۱,۸۲	۳,۹۳	۲,۰۴	۰,۷۹	۰,۶۶	۲,۱۸	۰,۹۷
Be	۲,۵۱	۲,۳۳	۳,۱۶	۲,۸۰	۲,۰۵	۲,۵۶	۱,۸۹	۱,۴۹
Sr	۷۹,۸۳۹	۹۶۹,۴۸	۷۹۰,۵۶	۹۱۶,۸۸	۱۰۷۴,۳۷	۹۳۱,۲۶	۴۳۱,۲۵	۳۲۷,۹۳
Ba	۸۰۴,۱۵	۸۵۵,۵۰	۹۷۶,۸۷	۸۱۸,۹۴	۲۲۷۲,۸۲	۹۲۳,۷۴	۳۱۶,۰۹	۹۵۵,۱۷
Sc	۱,۷۸	۲,۷۰	۳,۱۸	۳,۱۶	۱,۳۸	۱,۱۹	۶,۴۵	۶,۲۲
V	۲,۸۵۲	۳,۷۱۴	۴۳,۹۳	۴۴,۱۷	۲۱,۸۰	۱۸,۳۵	۶۷,۷۵	۶۵,۵۰
Cr	۱۰۸,۸۶	۵۸,۴۸	۷۱,۰۲	۱۰۳,۳۴	۱۲۶,۱۳	۱۰۹,۹۲	۵۹,۱۴	۶۸,۸۱
Co	۲,۶۶	۳,۷۵	۴,۱۸	۴,۴۰	۲,۳۱	۱,۰۳	۶,۲۴	۷,۸۱
Ni	۵,۹۴	۴,۴۱	۵,۳۹	۹,۹۴	۵,۱۸	۶,۸۴	۱۰,۳۰	۱۱,۱۵
Cu	۵,۲۵	۶,۵۲	۹,۸۱	۸,۱۴	۵,۸۲	۴,۵۳	۸,۳۱	۸,۵۸
Zn	۵۷,۸۸	۸۴,۲۹	۷۱,۶۵	۸۸,۹۱	۲۵,۶۷	۲۶,۰۲	۳۰,۲۴	۵۶,۷۳
Ga	۲۴,۴۴	۲۳,۹۶	۳۱,۶۴	۲۶,۱۲	۲۲,۳۴	۲۱,۳۶	۲۱,۳۸	۲۰,۶۹
Y	۲۱,۸۵	۲۷,۲۴	۳۷,۱۸	۳۱,۱۱	۱۹,۴۶	۱۷,۶۸	۲۳,۱۹	۲۴,۴۹
Nb	۴۸,۰۰	۴۶,۶۶	۶۶,۱۵	۵۵,۱۷	۳۹,۶۹	۴۲,۸۵	۴۳,۳۶	۴۳,۵۱
Ta	۲,۶۷	۲,۷۹	۳,۹۴	۳,۲۰	۲,۲۵	۲,۴۰	۲,۴۶	۲,۴۷
Zr	۲۸۷,۶۰	۳۲۶,۲۰	۳۶۵,۰۰	۳۵۲,۲۰	۲۴۵,۳۰	۲۴۴,۹۰	۲۹۰	۲۹۶,۶۰
Hf	۸۸۰	۱۰,۴۰	۱۱,۷۰	۱۱,۵۰	۶,۳۰	۶,۷۰	۶,۹۰	۷,۳۰
Mo	۲,۳۰	۲,۲۷	۲,۳۴	۳,۶۲	۱,۸۹	۱,۷۴	۰,۵۹	۱,۳۷
Sn	۱,۵۰	۱,۶۲	۲,۴۲	۱,۹۰	۱,۴۰	۱,۳۶	۱,۳۲	۱,۴۰
Tl	۰,۲۹	۰,۳۵	۰,۴۹	۰,۳۶	۰,۲۵	۰,۲۰	۰,۳۳	۰,۱۵
Pb	۹,۵۰	۱۰,۵۵	۱۲,۶۵	۱۴,۱۰	۱۰,۶۸	۳,۶۰	۴,۵۵	۸,۴۰
U	۱,۸۰	۱,۹۰	۲,۳۴	۲,۲۶	۱,۹۷	۲,۱۷	۱,۸۰	۱,۷۴
Th	۹,۰۲	۸,۱۳	۱۱,۴۲	۱۰,۵۶	۶,۹۶	۷,۳۳	۶,۹۱	۶,۹۱
La	۳۹,۵۰	۴۶,۱۵	۵۸,۵۱	۵۳,۹۲	۳۲,۶۹	۳۲	۴۲,۳۸	۴۰,۶۰
Ce	۷۲,۲۱	۸۷	۱۱۵,۰۷	۱۰۰,۱۵	۶۰,۲۱	۵۸,۱۵	۷۸,۵۵	۷۶,۵۱
Pr	۷,۸۱	۹,۷۱	۱۳,۰۸	۱۱,۱۵	۶,۶۶	۶,۱۷	۸,۸۰	۸,۶۶
Nd	۲۷,۹۵	۳۵,۷۴	۴۷,۲۱	۴۰,۵۳	۲۴,۱۶	۲۱,۹۹	۳۳,۲۷	۳۲,۸۳
Sm	۴,۷۰	۶,۲۱	۸,۱۳	۶,۹۸	۴,۰۸	۳,۶۷	۵,۹۲	۵,۸۲
Eu	۱,۳۷	۱,۹۱	۲,۲۵	۲,۰۴	۰,۹۲	۱,۰۶	۲,۰۳	۱,۸۲
Gd	۳,۹۰	۵,۰۸	۶,۶۵	۵,۷۰	۳,۴۰	۳,۰۲	۴,۸۰	۴,۷۹
Tb	۰,۵۹	۰,۷۴	۱,۰۰	۰,۸۴	۰,۵۱	۰,۴۶	۰,۷۰	۰,۷۰
Dy	۳,۰۳	۴,۰۶	۵,۵۳	۴,۵۲	۲,۶۶	۲,۴۴	۳,۶۱	۳,۶۹
Ho	۰,۶۱	۰,۸۰	۱,۱۰	۰,۹۲	۰,۵۴	۰,۴۹	۰,۶۹	۰,۷۲
Er	۱,۵۹	۲,۱۱	۲,۹۳	۲,۳۸	۱,۴۸	۱,۴۰	۱,۷۲	۱,۸۲
Tm	۰,۲۵	۰,۳۲	۰,۴۴	۰,۳۷	۰,۲۳	۰,۲۲	۰,۲۵	۰,۲۷
Yb	۱,۵۴	۲,۰۲	۲,۷۸	۲,۳۹	۱,۴۰	۱,۳۰	۱,۶۰	۱,۶۸
Lu	۰,۲۱	۰,۲۹	۰,۴۱	۰,۳۴	۰,۱۹	۰,۱۸	۰,۲۳	۰,۲۴



شکل ۴ الف) نمودار چندعنصری نمونه‌های توده‌ی قلائی‌لان، بهنجار شده با مقادیر NMORB [۱۶] ب) الگوی توزیع عناصر نادرخاکی بهنجار شده با مقادیر کندریت [۱۷].



شکل ۵ الف) نمودار هماهنگی و دریل برای زیرکن‌های توده قلائی‌لان. ب) نگاره‌ی تراکم کرنل. به توزیع پیچیده‌ی سن‌های بازماندی بدست آمده توجه نمایید.



شکل ۶ جانمایی نمونه‌های قلائی‌لان روی نمودار تفکیکی A1 و A2. الف) [۲۰] ب) نمودار تفکیکی A1 و A2 بر مبنای رابطه‌ی Y/Nb با Th/Nb [۲۱]. مقادیر نسبت به Earth Silicate بهنجار شده‌اند [۱۷].

توده‌ی قلا‌ی‌لان ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه و مشابه با گوشته به نمایش می‌گذارد. $\epsilon Nd_{(150Ma)}$ با مقادیر مثبت کوچک ($Avg. \epsilon Nd_{(150Ma)} = 0.64$) و سن مدل نفوذیمیم در بازه‌ی زمانی نفوپروتروزوئیک (۶۴۸ - ۶۵۵ میلیون سال) از ویژگی‌های ایزوتوپی مختص قلا‌ی‌لان هستند. علاوه‌براین، قلا‌ی‌لان دارای حجم قابل توجهی از هسته‌های بازماندی زیرکن است. نکته‌ی قابل تامل دیگر، سن این هسته‌های بازماندی است که دامنه‌ای از ۲۳۰ تا ۲۷۰۰ میلیون سال را شامل می‌شود (شکل ۵). توزیع پیچیده‌ی سن‌های بازماندی با وجود نقاط اوج در نمودار کرنل از نفوآرکئن (۲۷۰۰ Ma - ۲۶۰۰ ~)، پالئوپروتروزوئیک (۱۹۰۰ Ma - ۱۸۰۰ ~) و نفوپروتروزوئیک خودنمایی می‌کند.

چنین سن‌های بازماندی از بررسی‌های سن‌سنجی روی سایر توده‌های نفوذی دیگر سندانج-سیرجان نیز گزارش شده‌اند [۲۳، ۲۲]. طی سن‌سنجی اورانیوم - سرب توده‌ی الیگودرز (۱۶۵ Ma ~) سن‌های بازماندی با بازه‌ای از ۱۸۰ تا ۲۰۲۷ میلیون سال گزارش شده‌است [۲۳]. اولین توجیه ممکن از وجود چنین سن‌های بازماندی پان‌آفریکن و احتمالاً قدیم‌تر، دخالت و وجود مولفه‌های پوسته‌ای است؛ چنانکه سن‌های بازماندی توده‌ی الیگودرز نیز به هضم سنگ میزبان نسبت داده شده‌است. ولی در مورد توده‌ی قلا‌ی‌لان موضوع به همین سادگی نیست و فراوانی زیرکن‌های بازماندی تنها با تاثیر سنگ میزبان توجیه‌پذیر نیستند؛ زیرا نسبت‌های ایزوتوپی اولیه‌ی استرانسیم و نفوذیمیم در سنگ‌های نفوذی قلا‌ی‌لان موید خاستگاهی گوشته‌ای برای توده هستند و از سوی دیگر، وجود حجم قابل توجه زیرکن‌های بازماندی درک ژنز این توده را بسیار پیچیده‌تر می‌سازد. چراکه تشکیل گرانیتهای نوع A مستلزم دمای ذوب بالاست [۲۴] و این ویژگی دمای بالا توسط بسیاری از پژوهندگان تایید شده است. اما مساله اینجاست که در دماهای بالا، بیشتر بلورهای زیرکن در ماگما به حالت محلول درآمده و ذوب می‌شوند (جدول ۴).

وجود چنین حجم بالای زیرکن‌های بازماندی در میگماتیت‌های دارای گدازه‌ی بسیار کم [۲۵] و یا شاره‌های یگماتوئیدی بسیار کم گرما [۲۶] معمول به نظر می‌رسد اما چنین حجم بالایی از زیرکن‌های بازماندی در سنگ‌های فلسیک آتشفشانی و گرانیتهی دیده نمی‌شود [۲۷].

زیرکن‌های بازماندی تنها در دو صورت شانس پایداری دارند: (۱) گرمای ماگما برای انحلال زیرکن‌ها کافی نباشد (۲) فاکتورهای کینتیکی، انحلال زیرکن را به تاخیر اندازند [۲۸]. برای بررسی احتمال اول و به منظور تعیین گرمای ماگما از دماسنج آمفیبول - پلازیوکلاز [۲۹] و مقایسه‌ی آن با دمای اشباع از زیرکن بهره جستیم. تعیین دمای اشباع از زیرکن که اولین بار توسط واتسون و هریسون [۳۰] و با استفاده از غلظت زیرکن و درصد وزنی اکسیدهای اصلی سنگ ارائه شده‌است، برای برآورد گرمای ماگما بسیار مفید و کارآمد است. این روش محاسباتی، به‌تازگی مورد بازبینی قرار گرفته و معادله‌ای جامع‌تر و با دقت بیشتر ارائه شده‌است [۳۱]. ارتباط مستقیم حلالیت زیرکن با گرما، فراوانی این عنصر در سنگ‌های فلسیک و حدواسط و مقاومت بالای بلورها و توانایی انتقال به صورت بلورهای بازماندی این امکان را فراهم می‌کند تا با استفاده از آن، گرمای تشکیل گدازه‌ی فلسیک در پوسته را برآورد کرد. نقش زیرکن‌های بازماندی در برآورد گرمای ماگما انکارناپذیر است و در این میان برای ارائه‌ی تفسیر سنگ‌شناسی، هسته‌های بازماندی نسبت به بلورهای زیرکن موروثی با ارزش‌تر هستند؛ چراکه بلورهای موروثی ممکن است به صورت تصادفی و از آرایش با سنگ میزبان و یا ورود مولفه‌های سنگ خاستگاه در اعماق وارد ماگما شده باشند.

معادله‌ی ارائه شده برای محاسبه دمای اشباع از زیرکن، به ازای طیف وسیعی از سنگ‌های ماگمایی کاربرد دارد و تنها گدازه‌های پرآلکال و گدازه‌های خشک (با درصد وزنی آب کمتر از ۱/۵)، از مقدار واقعی انحراف نشان می‌دهد. علاوه‌براین وجود کومولاهای زیرکن با افزایش غلظت زیرکنیم در گدازه، دمای اشباع از زیرکن را بالاتر از میزان واقعی نشان می‌دهد. وجود کومولاهایی از کانی‌های دیگر نیز دمای اشباع از زیرکن را پایین‌تر از حد واقعی نشان می‌دهد. خوشبختانه ماهیت سنگ‌های قلا‌ی‌لان متآلومین، آبدار و بدون کومولاهای زیرکن بوده و در نتیجه بدون هیچ دغدغه‌ای می‌توان به دماهای اشباع از زیرکن اعتماد کرد.

دمای اشباع از زیرکن در سنگ‌های قلا‌ی‌لان در بازه‌ای از ۷۹۰ تا ۸۴۳ درجه‌ی سانتیگراد متغیر است که کمترین مقادیر، وابسته به سنگ‌های پورفیروئید حاشیه‌ای هستند. (جدول ۵).

جدول ۴ ترکیب ایزوتوپ‌های نئودیمیم و استرانسیم نمونه‌های توده قلائی‌لان.

نام نمونه	QAS2	QAS1
Rb (ppm)	۶۰٫۱۵۲	۱۰۹٫۵۰۶
Sr (ppm)	۱۰۷۴٫۳۷	۹۱۶٫۸۸
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	۰٫۱۶۱۹۴۳۳	۰٫۳۴۵۴۵۷۸
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	۰٫۷۰۴۹۲۴	۰٫۷۰۴۹۸۹
$^{87}\text{Sr7}^{86}\text{Sr}_i$	۰٫۷۰۴۵۷۹	۰٫۷۰۴۲۵۲
Nd (ppm)	۲۴٫۱۶	۴۰٫۵۲۷
Sm (ppm)	۴٫۰۷۶	۶٫۹۸۴
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	۰٫۱۰۲	۰٫۱۰۴
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	۰٫۵۱۲۵۷۷	۰٫۵۱۲۵۸۱
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	۰٫۵۱۲۴۷۷	۰٫۵۱۲۴۷۹
ϵNd_i	۰٫۶۲	۰٫۶۶
T_{DM} (Ma)	۶۴۸	۶۵۵

جدول ۵ دمای اشباع از زیرکن (محاسبه شده به روش بوهنکه [۳۱]).

نام نمونه	QAS6	QAS4	QAS2	QAS5	QAS3	QAS7	QAS1	QAS8
M	۲٫۰۳۱	۱٫۹۶۳	۱٫۶۴۷	۱٫۵۷۲	۱٫۸۳۳	۱٫۶۵۶	۱٫۸۷۹	۱٫۶۲۸
Zr_obs	۲۹۰	۲۹۶٫۶	۲۴۵٫۳	۲۴۴٫۹	۳۲۶٫۲	۲۸۷٫۶	۳۵۲٫۲	۳۶۵
Zr_sat	۱۷۸٫۸	۱۶۸٫۷	۱۲۹	۱۲۱	۱۵۱	۱۳۰	۱۵۷٫۱	۱۲۶٫۹
TZr_sat_C	۷۹۰٫۸	۷۹۷٫۹	۸۰۴٫۹	۸۱۰٫۶	۸۱۶٫۶	۸۱۸٫۸	۸۲۰	۸۴۳٫۶

از آنجاکه بخش بزرگ محتوای عنصر زیرکنیم در ساختار بلورها وارد شده‌است، نه در گدازه، این دمای بالای اشباع از زیرکن با میانگین بیشتر از ۸۰۰ درجه‌ی سانتیگراد (± 16) $(\text{Avg. } T_{\text{sat. Zr}} \approx 812/54)$ ، نشانگر بالاترین حد گرمایی ماگماست [۲۷]. لذا با وجود دمای بالای اشباع از زیرکن، این توده جزء گرانیات سرد قابل رده‌بندی است [۲۷]. همچنین تناقض‌های چشمگیر موجود در قلائی‌لان همچون حجم بالای زیرکن‌های بازماندی و دمای بالای اشباع از زیرکن، نشان از عدم تعادل در شرایط شکل‌گیری و انجماد ماگماست.

داده‌های حاصل از دماسنجی آمفیبول - پلاژیوکلاز بازه‌ی دمایی از ۷۸۱ تا ۸۵۷ درجه سانتیگراد برای ماگمای توده‌ی قلائی‌لان نشان می‌دهد. انحلال زیرکن در گدازه‌های پوخته‌ای معمول، متاثر از ترکیب و دمای ماگماست [۳۰]؛ بطوریکه ماگمایی با درصد سیلیس ۶۸ تا ۷۲ درصد، در دمای ۸۰۰ درجه، ۱۳۱ تا ۱۴۸ ppm زیرکن را در خود حل می‌کند. با افزایش دما تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد، این میزان به ۲۲۳ تا ۲۵۳ ppm افزایش می‌یابد. با این تفسیرها، هرچند در نگاه اول دمای

حاصل از دماسنجی آمفیبول - پلاژیوکلاز ($\text{Avg} = 819^\circ\text{C}$) تفاوت قابل ملاحظه‌ای با دمای اشباع از زیرکن ($\text{Avg} = 812^\circ\text{C}$) نشان نمی‌دهد؛ ولی همین دما حداکثری ماگما برای انحلال کلیه زیرکن‌های موجود کافی به نظر می‌رسد. بنابراین، وجود این حجم زیرکن بازماندی، تنها با دلیل دوم یعنی کینتیک انحلالی زیرکن‌ها وابسته خواهد بود. در جریان ذوب سنگ‌اولیه، فاکتورهای موثر در تاخیر انحلال بلورهای زیرکن عبارتند از محافظت دانه‌های زیرکن در داخل کانی‌های اصلی، مخزن ماگمایی جدا شده و کوچک و ذوب و انجماد سریع [۳۲]. با توجه به بالا بودن دمای اشباع از زیرکن در توده قلائی‌لان، کانی بیوتیت که مهم‌ترین میزبان زیرکن به‌شمار می‌رود [۳۳]، خود درگیر ذوب بوده و نمی‌تواند سپری برای حفظ بلورهای زیرکن از انحلال باشد. علاوه بر این، در مورد توده‌ی قلائی‌لان سن‌های بازماندی، حاصل از هسته‌های زیرکن هستند نه بلورهای مستقل موروثی، لذا احتمال اول یعنی محافظت توسط فازهای اصلی، منطقی نیست.

برداشت

توده‌ی نفوذی قلا‌ی‌لان متشکل از سنگ‌های حدواسط و دارای منطقه‌بندی جانبی، متشکل از دو بخش ریزدانه و پورفیروئید است که در بخش مرکزی پهنه‌ی سنندج سیرجان رخمون دارد. قلا‌ی‌لان دارای سنگ‌هایی با پتاسیم بالا، فروئن قلیایی (Ferroan) و از نوع Al که وجود حجم قابل توجه هسته‌های بازماندی زیرکن با دامنه‌ای از ۲۳۰ تا ۲۷۰۰ میلیون سال از ویژگی‌های منحصر به فرد توده‌ی قلا‌ی‌لان است. ذوب بخشی سریع و غیر تعادلی پوسته‌ای از پیش‌بارور شده، دارای ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه و بدنال آن انجماد سریع ماگمای مادر، سنگ‌های قلا‌ی‌لان را پدید آورده است. وجود منطقه بندی جانبی در توده، وجود سنگ‌هایی با بافت پورفیروئید، منطقه‌بندی نوسانی بلورهای پلاژیوکلاز و فراوانی زیرکن‌های بازماندی از شواهد این عدم تعادل هستند. مقادیر بالای غیر منتظره‌ی LILE‌هایی همچون Sr و Ba از شواهد بارور بودن پوسته بر اثر شاره‌های گوشته‌ای هستند.

قدردانی

نگارنده از دست‌اندرکاران مرکز آزمایشگاهی دانشگاه گرگاندا برای انجام تجزیه‌های لازم تشکر می‌نماید.

مراجع

- [1] Molnar M., "Tertiary Development of the Zagros Mountains", Geol. 186 -earth history (2006).
- [2] Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J., "Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence", Tectonophysics 532–535 (2012) 27–60.
- [3] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M., (Eds.), Zagros, Hindukush, Himalaya geodynamic evolution", American Geophysical Union Geodynamic Series 3 (1981) 5–33.
- [4] Agard P., Omrani J., Joliver L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 401–419.
- [5] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros Orogeny: a subduction-

بنابراین سرعت بالای انتقال گرما به پروتولیت و سرد شدن سریع ماگمای حاصل، تنها گزینه‌ی موثر در حفظ زیرکن‌های بازماندی است. بر مبنای مطالعات تجربی، ثابت شده که گرمای حاصل از نفوذ ماگمای مافیک، سریع‌ترین راه ذوب مواد پوسته‌ای است [۳۴]. فرایندهای موثر دیگر مانند واپاشی‌های رادیوژنیک و عوامل موثر زمین ساختی، زمان زیادی برای تغییر گرا‌دی‌ان‌های گرمایی پوسته نیاز دارند.

همچنین ماگمای فلسیکی که متأثر از گرمای تزریق ماگمای مافیک بوجود می‌آید، بیشینه‌ی دمایی حدود ۹۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد داشته و بلورهای بازماندی فراوان و بافت پورفیری از مهمترین سرشتی‌های آن خواهد بود [۳۴]؛ یعنی مجموعه ویژگی‌هایی که در توده‌ی قلا‌ی‌لان دیده می‌شود.

تشابه سن به دست آمده از توده‌ی قلا‌ی‌لان (159 ± 3) با سنگ‌های مافیک توده‌های نفوذی مجاور، تایید دیگری در ایده‌ی ذوب پوسته بر اثر تزریق ماگمای مافیک گوشته‌ای است [۱۹]. بنابراین در مورد توده‌ی قلا‌ی‌لان معتقدیم که تزریق ماگمای مافیک گوشته‌ای در عمق، باعث ذوب پوسته‌ای، دارای ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه شده که تحت تاثیر شاره‌های منطقه‌ی فرورانشی از قبل بارور بوده است. ذوب و انجماد ماگمای مادر قلا‌ی‌لان، سریع و در شرایط غیر تعادلی بوقوع پیوسته که وجود منطقه‌بندی جانبی در توده، وجود سنگ‌های با بافت پورفیروئید، منطقه بندی نوسانی بلورهای پلاژیوکلاز و فراوانی زیرکن‌های بازماندی از شواهد این عدم تعادل هستند. بارور بودن پوسته بر اثر شاره‌های گوشته‌ای نیز می‌تواند توجیه کننده‌ی مقادیر بالای غیر منتظره‌ی LILE‌هایی همچون Sr و Ba باشد.

بررسی‌های پیشین، با استناد شواهد ژئوشیمی و ایزوتوپی، سنگ‌های توده‌ی قلا‌ی‌لان را آداکیت و از نوع آداکیت‌های HSA (آداکیت‌های دارای محتوای سیلیس بالا) معرفی می‌کنند [۱۱] نگارندگان معتقدند که در تشکیل سنگ‌های توده‌ی قلا‌ی‌لان، پوسته نقشی نداشته و این سنگ‌ها شاهی از برخورد قوس - قاره در ژوراسیک پسین هستند. این در حالی است که این بررسی شواهدی نوین از دخالت پوسته‌ای گندوانایی در سنگ‌های بخش میانی پهنه‌ی سنندج - سیرجان را به نمایش می‌گذارد.

- [15] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., "A geochemical classification for granitic rocks", *Journal of Petrology*, 42 (2001) 2033–2048.
- [16] Hofmann A.W., "Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust", *Earth and Planetary Science Letters*, 90 (1988) 297–314.
- [17] McDonough W.F., Sun S.-S., "Composition of the Earth", *Chemical Geology* 120 (1995) 223–253.
- [18] DePaolo D.J., "Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and Mantle evolution in the Proterozoic", *Nature* 291 (1981) 193–197.
- [19] Yajam S., Montero P., Scarrow J., Ghalamghash J., Razavi S.M.H., Bea F., "The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence", *Geologica Acta* 13(1) (2015) 25–43.
- [20] Eby G.N., "Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications", *Geology* 20 (1992) 641–644.
- [21] Moreno J. A., Molina J. F., Montero P., Abu Anbar M., Scarrow J. H., Cambeses A., Bea F., "Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt." *Lithos* 192–195 (2014) 56–85.
- [22] Chiu H.-Y., Chung S.-L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", *Lithos* 162–163 (2013) 70–87.
- [23] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M. V., Hassanzadeh J., Sepahi A.A., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone", *Iran. Journal of Asian Earth Sciences* 43 (2012) 11–22.
- [24] Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R., "Origin of an A-type granite: experimental constraints", *American Mineralogist* 71 (1986) 317–324.
- [25] Montero P., Bea F., Zinger T. F., Scarrow J. H., Molina J. F., Whitehouse M. J., "55 million years of continuous anatexis in central Iberia: single zircon dating of the Peña Negra Complex", *dominated process*", *Geological Magazine* 148 (2011) 692–725.
- [6] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (2003) 397–412.
- [7] Mohajjel M., Fergusson C.L., "Cretaceous to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran", *International Geology Review*, 56(3) (2014) 263–287.
- [8] Hassanzadeh J., Stockli D. F., Horton B. K., Axen G. J., Stockli L. D., Grove M., Schmitt A. K., Walker J. D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics* 451 (2008) 71–96.
- [9] Horton B.K., Hassanzadeh J., Stockli D.F., Axen G.J., Gillis R. J., Guest B., Amini A., Fakhari M.D., Zamanzadeh S.M., Grove M., "Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics" *Tectonophysics* 451 (2008) 97–122.
- [10] Stöcklin J., "Possible Ancient Continental Margins in Iran. In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (eds.).", *The Geology of Continental Margins*, New York, Springer-Verlag (1974) 873–887.
- [11] Azizi H., Zanjefili Beiranvand M., Asahara Y., "Zircon U–Pb ages and petrogenesis of a tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc–continent collision", *Lithos* 216 (2014) 178–195.
- [12] Montero P., Bea F., "Accurate determination of $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios by inductively-coupled-plasma mass spectrometry in isotope geoscience: an alternative to isotope dilution analysis", *Analytica Chimica Acta*, 358 (1998) 227–233.
- [۱۳] حسینی اختیار آبادی م. و همکاران، "تقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ قروه"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۶.
- [۱۴] اشراقی ص.ع.، همکاران، "تقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سنقر"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۵.

- [30] Watson E.B., Harrison T.M., *"Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types"*, Earth and Planetary Science Letters 64 (1983) 295–304.
- [31] Boehnke P., Watson B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K., *"Zircon saturation re-revisited"*, Chemical Geology 351 (2013) 324 - 334.
- [32] Watson E. B., *"Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance"*, Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 87 (1996) 43-56
- [33] Bea F., *"Controls on the trace element composition of crustal melts"*, Transaction of the Royal Society of Edinburg, Earth Sciences 87 (1996) 33–42.
- [34] Huppert H. E., Sparks S. J., *"The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust"*, Journal of Petrology 29 (1989) 599-624.
- Journal of the Geological Society, London 161 (2004) 255-264.
- [26] Gilotti J. A., McClelland W. C., *"Leucogranites and the time of extension in the East Greenland Caledonides"*, Journal of Geology, 113 (2005) 399-417.
- [27] Miller C. F., McDowell S. M., Mapes R.W., *"Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance"*, Geology 31 (2003) 529-532.
- [28] Bea F., Montero P., Gonzalez-Lodeiro F., Talavera C., *"Zircon Inheritance Reveals Exceptionally Fast Crustal Magma Generation Processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician"*, Journal of petrology 48 (2007) 2327-2339.
- [29] Holland T., Blundy J., *"Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole – plagioclase thermometry"*, Contributions to mineralogy and petrology 116 (1994) 433-447.