

سال سنجی زیرکن به روش U-Pb و بررسی شواهد وجود پی سنگ قدیمی (پیش از کامبرین پیشین و میانی) در ایران بر پایه ی زیرکن موروثی، بررسی موردی: مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز

جمال رسولی^{۱*}، منصور قربانی^۱، وحید احدنژاد^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۱۹۳۹۵-۴۶۹۷، ج.ا.ایران

(دریافت مقاله: ۹۵/۲/۱۹، نسخه نهایی: ۹۵/۶/۲۵)

چکیده: مجموعه ی نفوذی جبال بارز متشکل از چندین توده ی نفوذی گرانیتوئیدی بوده که در خاور و شمال خاوری جیرفت و در جنوب استان کرمان قرار گرفته اند. ترکیب سنگ شناسی این مجموعه شامل فلدسپار قلیایی، گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزسینیت و کوارتز دیوریت است. اما سنگ نفوذی غالب در این منطقه، گرانودیوریت است. نسبت U-Th در سنگ های گرانیتوئیدی یک وسیله ی مناسب برای تعیین چگونگی سنگ زایی است. بر این اساس، سنگ های گرانیتوئیدی جبال بارز دارای خاستگاه ماگمایی هستند، زیرا نسبت U-Th در آنها کمتر از ۵ است. این ویژگی به همراه بسته شدن ایزوتوپی زیرکن تا ۹۰۰°C، اجازه می دهد تا اطلاعات به دست آمده از نسبت U-Pb را نماینده ی سن مجموعه ی گرانیتوئیدی جبال بارز فرض کرد. بر اساس سال سنجی زیرکن به روش U-Pb، سن توده ی گرانیتوئیدی جبال بارز 1548 ± 0.71 میلیون سال برآورد شده است. می توان تصور کرد که در این گستره ی زمانی، تفریق ماگمایی در منطقه ی جبال بارز کامل شده و این توده های نفوذی به صورت پی در پی و با فاصله ی زمانی بسیار کم نفوذ کرده و در پوسته جایگیری کرده اند. همچنین، برپایه ی بررسی ها مشخص شد که برخی از زیرکن ها موروثی بوده و سن های ناسازگاری نشان می دهند. پس از بررسی ها مشخص شد که این زیرکن های موروثی، به پی سنگ قدیمی ایران (پروتروزوئیک پیشین و میانی) وابسته بوده و در مشاهدات صحرایی روی زمین رخنمون ندارد.

واژه های کلیدی: سال سنجی به روش U-Pb؛ پی سنگ ایران؛ پروتروزوئیک پیشین و میانی؛ زیرکن موروثی؛ مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز.

مقدمه

۲۰۴ آن که غیر رادیوژنیک بوده، معین است؛ پ) ثابت تلاشی اورانیم ۲۳۸، ۲۳۵ و ۲۳۲ به دقت قابل اندازه گیری است، ت) نتایج آنالیز آن دقیق بوده و خطاهای سیستماتیک قابل تصحیح است و ث) زیرکن تا دمای بالای ۹۰۰ درجه ی سانتی گراد پایدار است. تلاشی U-Pb باعث می شود که دو ژئوکرونومتر مستقل $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ایجاد شود. وقتی این دو در مقابل یکدیگر ترسیم شوند، این پارامترهای مستقل به عنوان

سال سنجی گرانیتوئیدها با استفاده از U-Pb زیرکن، به روش های بسیار مناسب و متداول بوده و از این رو زیرکن به عنوان بهترین کانی [۲،۱] برای سال سنجی U-Pb مورد توجه قرار گرفته است. زیرکن به سبب دارا بودن خواص زیر، سال سنج بسیار معتبری است: الف) در مقابل جذب اورانیم و یا حذف سرب به صورت سیستم بسته عمل می کند؛ ب) مقدار سرب

سیستم بسته عمل خواهند کرد. وقتی طول عمرهای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ با هم سازگاری (Concordance) داشته باشند، به عنوان منحنی سازگار محسوب می‌شوند. این منحنی، به عنوان مکان هندسی کلیه طول عمرهای سازگار ترسیم می‌شوند که حاصل نیمه‌ی عمرهای متفاوت ^{235}U و ^{238}U است. اغلب پیش می‌آید که طول عمرهای به دست آمده ناسازگار (Discordant) بوده و طول عمرهای به دست آمده در زیر منحنی سازگار قرار می‌گیرند. این ناسازگاری به عنوان نتایج زیر تفسیر شوند: الف) از دست رفتن دوره‌ای سرب و یا به دست آوردن اورانیم [۳]؛ ب) انتشار (Diffusion) ایزوتوپی [۵،۴]؛ پ) کشیدگی در خلال بالا آمدگی پوسته‌ای [۶]؛ ت) بازپخت دمای پایین [۱] و ث) اختلاط نسل‌های مختلف زیرکن در نهشته‌های رسوبی. همبافت گرانیتوئیدی جبال بارز بزرگ-ترین توده‌ی نفوذی در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر بوده و در حقیقت یک سیل عدسی‌شکل به طول تقریبی ۵۰ کیلومتر است که از شمال‌باختر تا منطقه‌ی دلفارد ادامه داشته و از جنوب‌خاوری به فرونشست جازموریان محدود شده است [۷]. این مجموعه نفوذی از نظر ریخت‌شناسی، رشته‌کوه مرتفعی است که به وسیله‌ی دره‌ها و آبراهه‌های عمیق بریده شده است [۸]. همبافت گرانیتوئید جبال بارز طی چندین مرحله ماگماتیسم تشکیل شده و چندین توده نفوذی تأخیری کوچک نیز شامل دره‌حمزه، میجان، کرور، هیشین، گردوچهارشنبه و دلفارد جزء این همبافت بوده که از نظر ترکیب سنگ‌شناسی از توده‌ی اصلی جبال بارز اسیدی‌تر هستند [۹]. براساس بررسی‌های صحرایی پیشین [۱۰]، مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز به ترشیری وابسته است، ولی سن رادیومتری این سنگ‌ها با استفاده از روش U-Pb تاکنون گزارش نشده است. در این مقاله هدف آن است که نتایج سال‌سنجی زیرکن به روش U-Pb روی مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز بحث شده و مختصری نیز از پی‌سنگ ایران با استفاده از داده‌های سنی زیرکن‌های مورثی بحث شود.

زمین‌شناسی عمومی جبال بارز

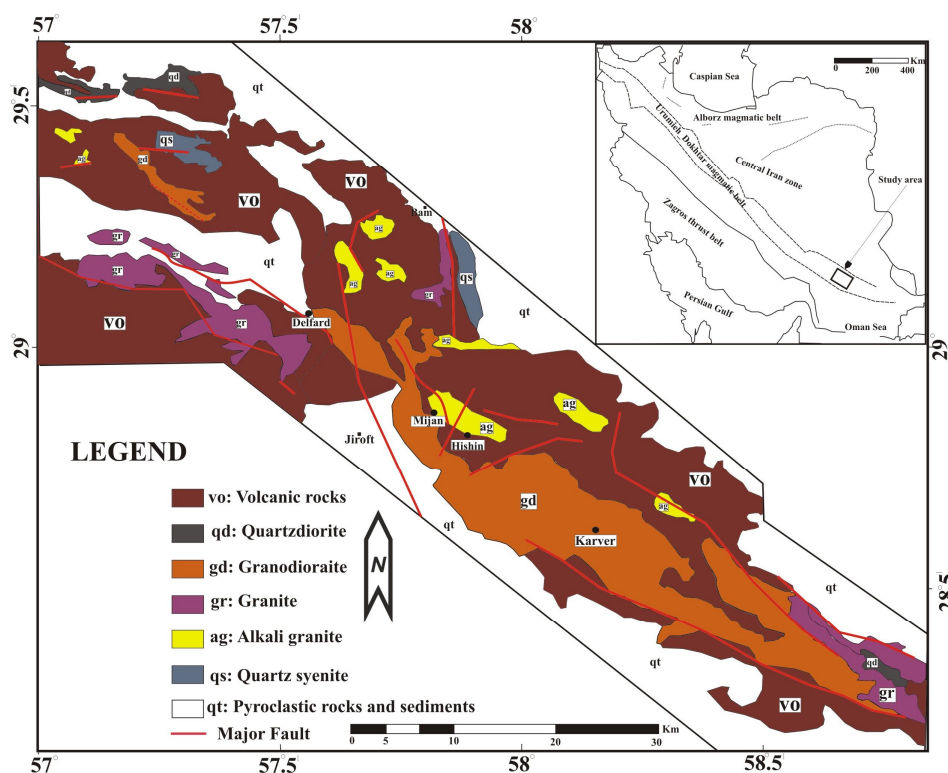
چنانکه اشاره شد، منطقه‌ی جبال بارز در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته و در این منطقه، ماگماتیسم هم به صورت فعالیت‌های آذرین درونی و هم بیرونی نمود پیدا کرده است (شکل ۱). چهار مرحله‌ی ماگماتیسم در این منطقه دیده شد که اولین ماگماتیسم یک گرانیت منسوب به مزوزوئیک

است [۱۱]. سه مرحله‌ی دیگر به ترشیری وابسته است که ترتیب دنباله‌ی آنها به این صورت است: نخست سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، آندزیت‌بازالت، ریوداسیت و سنگ‌های آذرآواری وابسته تشکیل شده که بر اساس بررسی‌های پیشین [۱۲]، مبتنی بر مشاهدات صحرایی، منسوب به ائوسن بوده که از نظر گسترش و فعالیت در منطقه‌ی مورد بررسی از اهمیت فراوانی برخوردارند. به نظر می‌رسد که در ادامه‌ی، تشکیل سنگ‌های نفوذی دومین فعالیت ماگمایی منطقه در ترشیری بوده و این فعالیت ماگمایی به‌طور گسترده باعث تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی شده و همه‌ی مجموعه‌ی گرانیتوئیدی مورد بحث در این مقاله نیز، در این گروه قرار می‌گیرند. شواهد ساختاری این توده‌های نفوذی نشان می‌دهد که اغلب آنها در منطقه‌های گسله و یا گاهی در ساختار کالدرهای قدیمی جایگزین شده‌اند (مانند میجان) [۱۳].

از طرف دیگر در برخی از مناطق به وفور می‌توان برونوم-های مختلف ماگمایی در سنگ‌های نفوذی مشاهده کرد که دلیلی بر اختلاط ماگمایی در آنهاست [۱۴]. چهارمین مرحله از ماگماتیسم منطقه جبال بارز، به بازالت‌های کواترنری وابسته بوده که البته این سنگ‌ها در منطقه، بسیار کم مشاهده می‌شوند [۱۵]. در خصوص زمین‌ساختی منطقه، می‌توان گفت که با توجه به آذرین بودن بخش‌های بزرگ آن و نیز به دلیل اینکه شکل‌پذیری این سنگ‌ها به مراتب کمتر از سنگ‌های رسوبی هستند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که در اثر عملکرد نیروهای وارد شده به این منطقه، گسلش نسبت به چین‌خوردگی منطقه گسترش بیشتری یافته است [۱۵]. گسل سبزواران با روند شمالی- جنوبی، گسل دلفارد با روند شمال‌باختری- جنوب-خاوری و گسل جبال‌بارز با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، گسل‌های اصلی منطقه بوده که در ساختار زمین‌ساختی و کانه‌زایی منطقه، اثر مهمی داشته‌اند.

روش بررسی

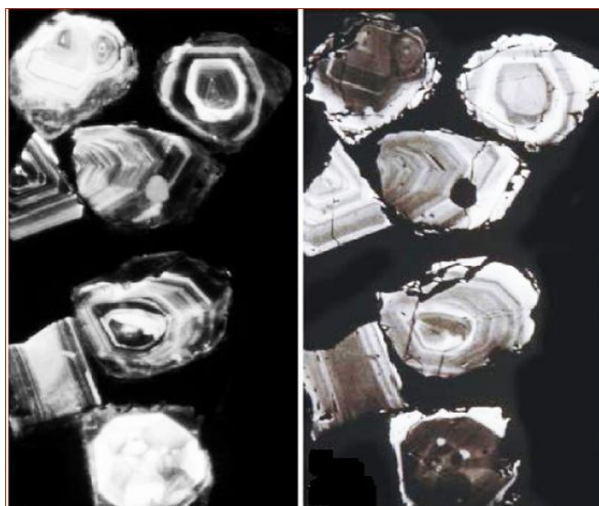
در راستای نیل به اهداف این بررسی طی چند دوره‌ی زمانی مختلف، پیمایش‌ها و مشاهدات دقیق صحرایی از منطقه جبال بارز صورت گرفت و پس از بررسی‌های صحرایی، حدود ۲۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های برداشت شده از منطقه تهیه و مورد بررسی میکروسکوپی قرار گرفت. به سبب اینکه دانه‌های زیرکن در نمونه‌ها بسیار ریز و گاهی بسیار کمیاب بود، تصمیم بر آن شد که فقط ۳ نمونه که به اندازه‌ی کافی دارای زیرکن بودند،



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز بر گرفته از نقشه‌ی زمین‌شناسی سبزواران با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ با تصحیحات و نقشه‌ی ایران برگرفته از [۱۶].

کانی‌های سنگین جمع شده در زیر مایع برموفرم آبگون، پس از خشک شدن به‌وسیله‌ی خشک کن، زیر میکروسکوپ دو چشمی به دقت مورد بررسی قرار گرفت و زیرکن به روش دستی جدا شد. در این بررسی از روش Laser-Ablation ICP-MS استفاده شد. در این روش، زیرکن‌های دست چین شده در یک پلاک رزین اپاکسی به قطر یک اینچ، همراه با خرده‌های زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شد و سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل کاری شد و پس از صیقل دادن، عکس نمونه‌های زیرکن در نور عبوری، بازتابی و نیز با میکروسکوپ کاتدولومینسانس (مدل JEOL JKA-8900RL) گرفته می‌شود (شکل ۲). تصویر CL، ساختار داخلی زیرکن‌های برش خورده را نشان داده و با استفاده از مکان‌های مناسب برای پرتو لیزری در بخش‌های هموزن بلور، حاشیه و مرکز بلور انتخاب می‌شوند. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سال سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با دقت بهتر از ۰.۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد.

برای سال سنجی استفاده شوند. از هر نمونه ۸-۱۰ کیلوگرم از سنگ کل انتخاب شد. مراحل آماده سازی نمونه‌ها در آزمایشگاه زمین‌ساختی و ژئوشیمی دانشگاه Perugia کشور ایتالیا بدین صورت انجام شد که نخست نمونه‌های سنگی انتخاب شده دو تا سه مرحله خردایش شدند تا بیش از ۶۰ درصد نمونه‌ها به اندازه‌ی حدود ۴۰ مش برسند. در ادامه محصول سنگ شکن از یک الک ۴۰ مش عبور داده شد. سپس ذرات عبور کرده از الک‌ها، با آب لاوک شویی شده تا بخش زیادی از کانی‌های سبک جدا شده و کانی‌های سنگین باقی بمانند. سپس برای جداسازی کانی‌های مغناطیسی، نمونه‌ها از یک مغناطیس‌سنج عبور داده شد و کانی‌های دارای خواص مغناطیسی در این دستگاه، از کانی‌های سنگین جداسازی شدند. در ادامه برای جداسازی کانی‌هایی با چگالی بالا از کانی‌های دارای چگالی کمتر، از میز لرزاننده (Shaker table) استفاده شد. به منظور جداسازی کانی‌هایی با چگالی بالا از جمله زیرکن از کانی‌های سبک‌تر، دیگر آب سنگین استفاده شد. آب سنگین مورد استفاده برموفرم (CHBr_3)، با وزن تقریبی ۲/۸۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب بوده است. در نهایت



شکل ۲. نمایی از تصویر کاتدولومینسانس (CL) نمونه‌های زیرکن مورد بررسی.

سنگ‌نگاری

چنانکه اشاره شد به منظور بررسی ترکیب سنگ در همبافت گرانیتوئیدی جبال بارز، ۲۰۰ مقطع نازک تهیه و بررسی شدند. نتایج نشان می‌دهند که ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه براساس روش اشتريکایزن شامل گرانیت قلیایی، گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز سینیت و کوارتز دیوریت است.

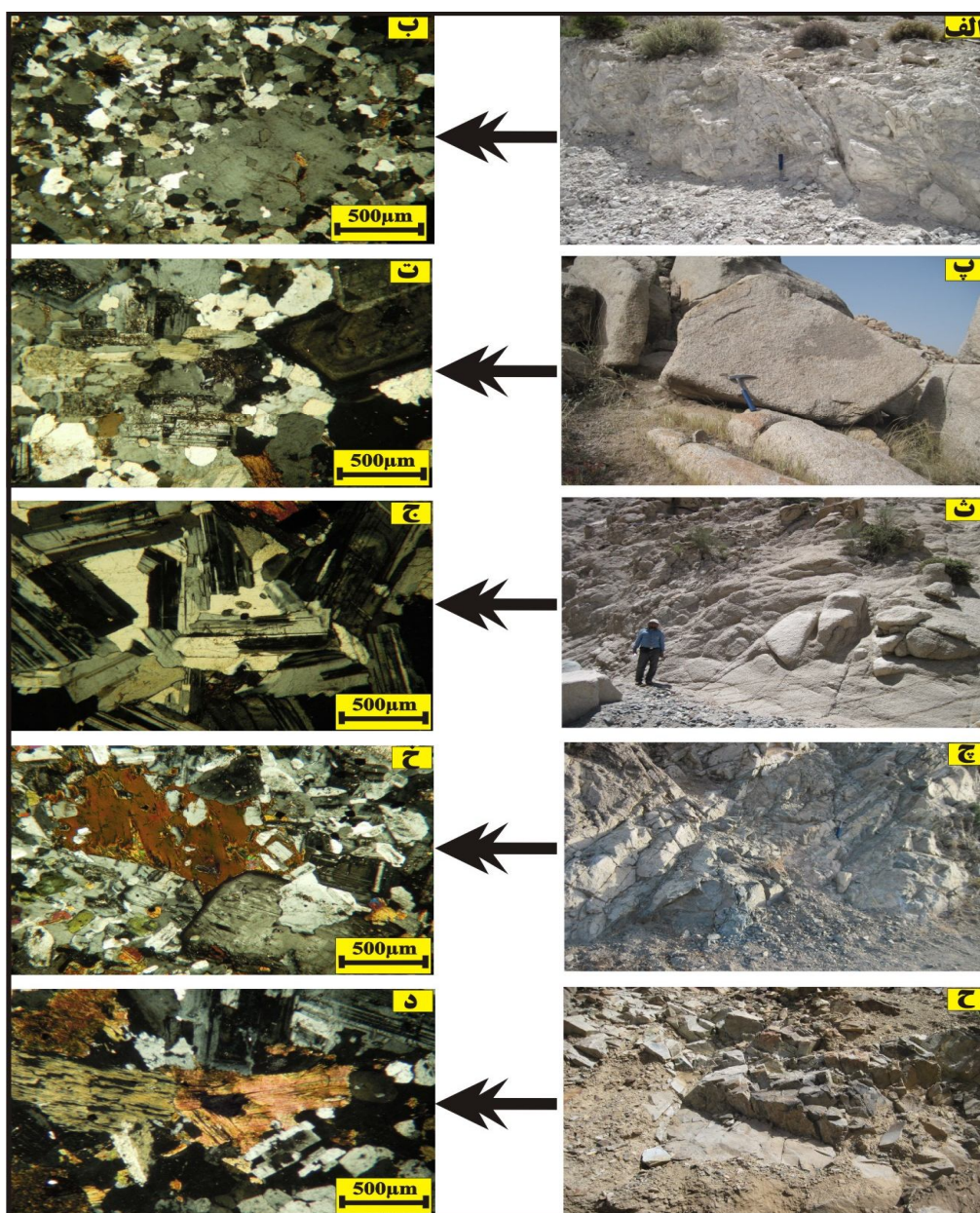
آلکالی فلدسپار گرانیت

قلیایی فلدسپار گرانیت‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی در صحرا رنگ بسیار روشنی دارند (شکل ۳ الف). در بررسی‌های میکروسکوپی مشخص شد که برخی مقاطع این سنگ دارای بافت ریزدانه و برخی دیگر دارای بافت پورفیروئید یا پورفیریک با خمیره ریزدانه‌ای و برخی مقاطع نیز دارای بافت میرمکتی هستند. بافت‌های پوئی‌کلیتیک، گرانوفیریک و میلونیتی نیز بافت‌های دیگر مشاهده شده در مقاطع این سنگ هستند. کانی‌های اصلی آن شامل ارتوکلاز (۵۸٪)، کوارتز (۲۵٪)، پلاژیوکلاز (۹٪) و بیوتیت (۷٪) است (شکل ۳ ب). ارتوکلاز بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و دگرسانی کمی به کانی‌های رسی نشان می‌دهد. کوارتز بیشتر نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و به صورت تک دانه یا انباشت، فضای خالی بین کانی‌های دیگر را پر کرده است. پلاژیوکلاز با ردی پلی‌سنتتیک در سنگ دیده شده و دگرسانی کمی به کانی‌های رسی نشان می‌دهد. بیوتیت نیمه شکل‌دار و ریزدانه بوده و به رنگ زرد روشن دیده شده و در برخی از مقاطع دگرسانی به کلریت نشان می‌دهد. کانی‌های زیرکن، اسفن، آپاتیت و مگنتیت نیز به مقدار جزئی قابل مشاهده است.

این روش معمولاً با یک پرتو به قطر ۲۵ یا ۳۵ میکرون انجام شود و در مواردی که دانه‌های زیرکن ریز باشند، قطر پرتو تا ۱۵ یا ۱۰ میکرون نیز قابل تنظیم و کوچک‌سازی است (برای نمونه‌های مورد بررسی در این مقاله، از پرتویی به قطر ۱۰ میکرون استفاده شد). در هر دو حالت یاد شده، مواد برانگیخته شده با پرتو لیزری از یک اتاقک گاز هیلیم عبور می‌کند. گاز هلیوم و نمونه‌ی برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MS، با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی به Th و U به کمک نمونه‌ی استاندارد اندازه‌گیری شده که همراه با زیرکن‌های دست چین شده قالب‌گیری شده و هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه‌ی مجهول، اندازه‌گیری تکرار می‌شود. نمونه‌ی استاندارد زیرکن مورد استفاده در دانشگاه Perugia، زیرکن ID-TIMS با سن $3/2 \text{ Ma} \pm 563/5$ از کشور سریلانکا است. همچنین Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه NIST SPM610 مورد سنجش قرار می‌گرفت. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. چنانکه اشاره شد، قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (یک درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ است. U-Pb اندازه‌گیری شده با نرم افزار Pbdat [۱۷] پردازش شد و در نهایت منحنی‌های دگرشیبی و کنکوردیا با نرم افزار Isoplot EX [۱۸] ترسیم شدند. از هر نمونه ۱۵ تا ۲۰ دانه زیرکن جداسازی شدند. برای تعیین سن نمونه‌های مورد آزمایش در این روش، سن‌های میانگین $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با دقت ۹۵/۹ و ۹۶/۹ درصد محاسبه شدند. نتایج بررسی نسبت‌های ایزوتوپی و سن محاسبه شده برای نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آمده‌اند.

جدول ۱ داده‌های مربوط به نتایج سال‌سنجی زیرکن به روش U-Pb (نمونه‌ی شماره JB80 مربوط به کوارتز دیوریت، نمونه شماره‌ی JB168 مربوط به گرانودیوریت و نمونه شماره JB95 مربوط به آلکالی فلدسپار گرانیت است).

Analyses	Isotopic ratios						Ages (Ma)					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$
JB80_1	۰.۱۸۸	۰.۰۲۹	۰.۰۲۶	۰.۰۰۰۲	۰.۰۴۵۳	۰.۰۰۸۱	۰.۶۰۱۳	۴۵۰	۱۶۹	۱.۲	۴۴.۲	۷.۹
JB80_2	۰.۰۵۶	۰.۰۱۵	۰.۰۰۲۷	۰.۰۰۰۳	۰.۰۱۹۹	۰.۰۰۰۵	۳۵۰	۵۵۰	۱۷.۴	۲.۱	۱۹.۹	۵
JB80_3	۰.۱۱۶	۰.۰۱۷	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۰۲	۰.۰۳۹۱	۰.۰۰۵۳	۱۴۵۰	۳۱۰	۱۷.۰۶	۰.۹۵	۳۸.۷	۵.۲
JB80_4	۰.۱۰۳	۰.۰۳۸	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۳۳	۰.۰۰۱	۱۱۹۰	۷۱۰	۱۶.۶	۱.۴	۳۲.۹	۹.۹
JB80_5	۰.۰۹۵	۰.۰۱۴	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۰۱	۰.۰۳۳۳	۰.۰۰۴۸	۹۸۰	۳۰۰	۱۷.۲	۰.۸۶	۳۳	۴.۶
JB80_6	۰.۱۳۸	۰.۰۱۹	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۱	۰.۰۴۴۳	۰.۰۰۵۸	۱۴۴۰	۲۹۰	۱۶.۵۱	۰.۷۹	۴۳.۵	۵.۶
JB80_7	۰.۸۳۱	۰.۰۴۳	۰.۰۵۵۷	۰.۰۰۳۲	۶.۴۲	۰.۴۲	۱۲۵۰	۱۰۰	۳۴.۸	۱۰	۱۹۹.۵	۵.۶
JB80_8	۰.۲۸۲	۰.۰۴۳	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۸۳	۰.۰۰۱۱	۲۴۶۰	۴۰۰	۱۶.۴	۱.۲	۷۹.۲	۱۰
JB80_9	۰.۸۳۷	۰.۰۳۷	۰.۱۲۲۴	۰.۰۰۶۸	۱۴.۵	۰.۸۷	۱۵۳۹	۸۵	۷۴.۳	۴۰	۲۷۴.۸	۵.۸
JB80_10	۰.۸۴	۰.۰۳۶	۰.۱۳۸	۰.۰۰۷۸	۱۶.۴۹	۱.۱	۱۵۴۷	۸۴	۸۳.۱	۴۵	۲۸۴.۶	۶.۶
JB80_11	۰.۰۵۲۷	۰.۰۰۶۷	۰.۰۰۲۹	۰.۰۰۰۲	۰.۰۲۰۷	۰.۰۰۰۲	۲۵۰	۲۳۰	۱۸.۸	۱.۱	۲۰.۸	۲.۸
JB80_12	۰.۲۳۲	۰.۰۳۹	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۶۸	۰.۰۰۱۱	۱۹۲۰	۴۲۰	۱۶.۶	۱.۲	۶۵.۳	۹.۹
JB80_13	۰.۰۴۷۹	۰.۰۰۳۱	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۲	۰.۰۱۵	۰.۰۰۰۱	۱۰۰	۱۳۰	۱۵.۵۲	۰.۵۴	۱۵.۸	۱.۲
JB80_14	۰.۱۳۹	۰.۰۲۵	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۰۲	۰.۰۴۹	۰.۰۰۰۸	۱۶۲۰	۳۳۰	۱۶.۸۴	۱	۴۷.۹	۸.۱
JB80_15	۰.۲۳	۰.۰۴۲	۰.۰۰۲۷	۰.۰۰۰۲	۰.۰۷۵	۰.۰۰۱۱	۲۰۵۰	۴۰۰	۱۸	۱.۲	۷۱	۹.۹
BJ95_1	۰.۲۱۲	۰.۰۲۷	۰.۰۰۲۳	۰.۰۰۰۱	۰.۰۶۲	۰.۰۰۰۷	۲۰۹۰	۳۴۰	۱۵.۴۲	۰.۸۹	۶۰.۷	۶.۹
BJ95_2	۰.۱۴۱	۰.۰۲	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۴۶	۰.۰۰۰۶	۱۷۸۰	۳۱۰	۱۶.۳۹	۱	۴۵.۶	۶.۲
BJ95_3	۰.۰۸۸	۰.۰۱۳	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۰۲	۰.۰۳۱	۰.۰۰۰۴	۱۲۱۰	۳۰۰	۱۶.۷۷	۱	۳۱.۲	۴.۸
BJ95_4	۰.۰۸۵	۰.۰۱۲	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۱	۰.۰۲۸	۰.۰۰۰۴	۱۱۲۰	۲۸۰	۱۵.۹۸	۰.۷۸	۲۸.۴	۴
BJ95_5	۰.۱۶۹	۰.۰۲	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۱	۰.۰۵۱	۰.۰۰۰۶	۱۹۶۰	۲۷۰	۱۵.۷۷	۰.۸۵	۵۱.۳	۶
BJ95_6	۰.۲۳۳	۰.۰۳۹	۰.۰۰۲۳	۰.۰۰۰۱	۰.۰۶۲	۰.۰۰۰۸	۱۸۲۰	۴۱۰	۱۵.۱۵	۰.۹	۶۰.۱	۸.۱
BJ95_7	۰.۱۵۶	۰.۰۲۵	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۲	۰.۰۴۵	۰.۰۰۰۷	۱۸۰۰	۴۲۰	۱۵.۹	۱.۲	۴۵.۷	۷.۴
BJ95_8	۰.۱۳۷	۰.۰۱۸	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۱	۰.۰۴۴	۰.۰۰۰۵	۱۷۲۰	۳۰۰	۱۶.۲۳	۰.۹۲	۴۴.۸	۵.۹
BJ95_9	۰.۰۷۹	۰.۰۱۳	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۲۵	۰.۰۰۰۴	۹۷۰	۳۷۰	۱۶.۵	۱.۳	۲۵.۹	۴.۴
BJ95_10	۰.۱۴۹	۰.۰۲۲	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۲	۰.۰۴۹	۰.۰۰۰۷	۱۹۱۰	۳۲۰	۱۵.۷۴	۰.۹۹	۴۸	۷.۴
BJ95_11	۰.۳۵	۰.۱۳	۰.۰۰۲۹	۰.۰۰۰۳	۰.۱۰۱	۰.۰۰۰۲	۱۷۰۰	۱۵۰	۱۴.۸	۱.۶	۹۴	۱۸
BJ95_12	۰.۰۵۳۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲۷	۰.۰۰۰۱	۰.۰۱۸	۰.۰۰۰۱	۳۱۰۰	۱۶۰	۱۷.۸۲	۰.۹۲	۱۸.۹	۱.۶
BJ95_13	۰.۳۱۹	۰.۱۵۱	۰.۰۰۲۳	۰.۰۰۰۲	۰.۰۸۸	۰.۰۰۱۲	۲۱۵۰	۳۶۰	۱۵.۱	۱.۱	۸۴	۱۱
JB168_1	۰.۱۴۷	۰.۰۳	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۰۲	۰.۰۴۸	۰.۰۰۰۹	۱۵۵۰	۴۳۰	۱۷.۱	۱.۲	۴۷.۳	۸.۸
JB168_2	۰.۰۵۵	۰.۰۰۸	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۱۹	۰.۰۰۰۲	۳۶۰	۳۱۰	۱۶.۶	۱.۵	۱۹.۱	۲.۸
JB168_3	۰.۰۷۶	۰.۰۱۵	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۰۲	۰.۰۲۴	۰.۰۰۰۳	۹۵۰	۴۰۰	۱۶.۸	۱.۳	۲۶.۹	۵.۶
JB168_4	۰.۲۱۷	۰.۰۴۷	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۶۲	۰.۰۰۱۱	۱۶۷۰	۵۱۰	۱۶.۲	۱.۴	۵۹	۱۱
JB168_5	۰.۲۶۴	۰.۰۵۳	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۶۹	۰.۰۰۰۱	۱۶۶۰	۵۴۰	۱۶.۴	۱.۱	۶۶	۹.۴
JB168_6	۰.۲۵	۰.۰۵	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۷	۰.۰۰۱۲	۱۸۰۰	۴۹۰	۱۶.۱	۱.۲	۶۸	۱۱
JB168_7	۰.۲۰۴	۰.۰۳۸	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۲	۰.۰۷	۰.۰۰۱۲	۱۳۲۰	۶۸۰	۱۵.۹	۱.۲	۶۸	۱۲
JB168_8	۰.۱۴۲	۰.۰۲۴	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۴۶	۰.۰۰۰۶	۱۲۸۰	۳۶۰	۱۶.۵۵	۰.۹۹	۴۵.۶	۶.۸
JB168_9	۰.۱۷۸	۰.۰۳۷	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۰۲	۰.۰۵۴	۰.۰۰۰۸	۱۱۷۰	۵۴۰	۱۷	۱.۲	۵۳.۶	۸.۴
JB168_10	۰.۰۶۳	۰.۰۰۸	۰.۰۰۲۷	۰.۰۰۰۱	۰.۰۲۴	۰.۰۰۰۳	۵۵۰	۲۵۰	۱۷.۵۴	۰.۷۹	۲۴.۷	۳.۶
JB168_11	۰.۲۲۶	۰.۰۹۸	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۲	۰.۰۸۷	۰.۰۰۱۵	۱۸۱۰	۷۶۰	۱۵.۹	۱.۴	۸۳	۱۴
JB168_12	۰.۱۵۹	۰.۰۲۱	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۲	۰.۰۴۹	۰.۰۰۰۵	۱۷۸۰	۲۸۰	۱۶	۰.۹۷	۴۸.۲	۵.۵
JB168_13	۰.۰۸۵	۰.۰۱۴	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۰۲	۰.۰۳۱	۰.۰۰۰۶	۱۱۷۰	۳۴۰	۱۷	۱.۴	۳۱.۲	۵.۹
JB168_14	۰.۱	۰.۰۱۴	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۱	۰.۰۳۵	۰.۰۰۰۵	۱۱۳۰	۳۰۰	۱۶.۳۸	۰.۸۲	۳۴.۸	۴.۸
JB168_15	۰.۰۵۴	۰.۰۰۷	۰.۰۰۲۸	۰.۰۰۰۲	۰.۰۲۰	۰.۰۰۰۲	۳۱۰	۲۵۰	۱۸.۲	۱.۳	۲۰.۲	۲.۷
JB168_16	۰.۱۵۸	۰.۰۲۵	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۲	۰.۰۵۰	۰.۰۰۰۷	۱۳۷۰	۳۴۰	۱۶.۱۴	۰.۹۷	۴۹.۴	۷
JB168_17	۰.۰۴۹	۰.۰۰۷	۰.۰۰۲۵	۰.۰۰۰۱	۰.۰۱۷	۰.۰۰۰۲	۱۳۰	۲۸۰	۱۶.۵	۰.۷۳	۱۷.۷	۲.۹
JB168_18	۰.۱۳۸	۰.۰۲۲	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۱	۰.۰۳۹	۰.۰۰۰۵	۱۳۵۰	۳۱۰	۱۵.۶۶	۰.۸۶	۴۰.۱	۵.۸
JB168_19	۰.۱۱۷	۰.۰۲۶	۰.۰۰۲۴	۰.۰۰۰۲	۰.۰۳۸	۰.۰۰۰۸	۱۶۰۰	۴۸۰	۱۵.۵	۱.۱	۳۸.۶	۸.۴



شکل ۳ الف) نمایی صحرایی از فلدسپار گرانیت‌های قلیایی، ب) تصویر میکروسکوپی از آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها، پ) نمایی صحرایی از گرانیت‌ها، ت) تصویر میکروسکوپی از گرانیت‌ها، ث) نمایی صحرایی از گرانودیوریت‌ها، ج) تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت‌ها که بافت درون دانه‌ای را نشان می‌دهد، چ) نمایی صحرایی از کوارتزسینیت‌ها، خ) تصویر میکروسکوپی از کوارتزسینیت‌ها که بافت پوئی‌کلیتیک را به خوبی نشان می‌دهد، ح) نمایی صحرایی از کوارتزدیوریت‌ها و د) تصویر میکروسکوپی از کوارتزدیوریت‌ها که انباشت کانی‌های مافیک را نشان می‌دهد.

گرانیت

(۶٪) است (شکل ۴ ت). کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد میان‌دانه تا درشت‌دانه دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و برخی از پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی سریستی شده و برخی نیز دارای لکه‌های پلی‌سنتیتیک هستند. ارتوکلاز اغلب به صورت بی‌شکل

این سنگ‌ها در صحرا، بیشتر ظاهری روشن داشته و هولوکریستالین بوده (شکل ۳ پ) و دارای بافت ریزدانه‌ای و گرانوفیری بوده و میان‌دانه‌ای هستند. کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۴۷٪)، پلاژیوکلاز (۲۲٪)، ارتوکلاز (۲۴٪) و بیوتیت

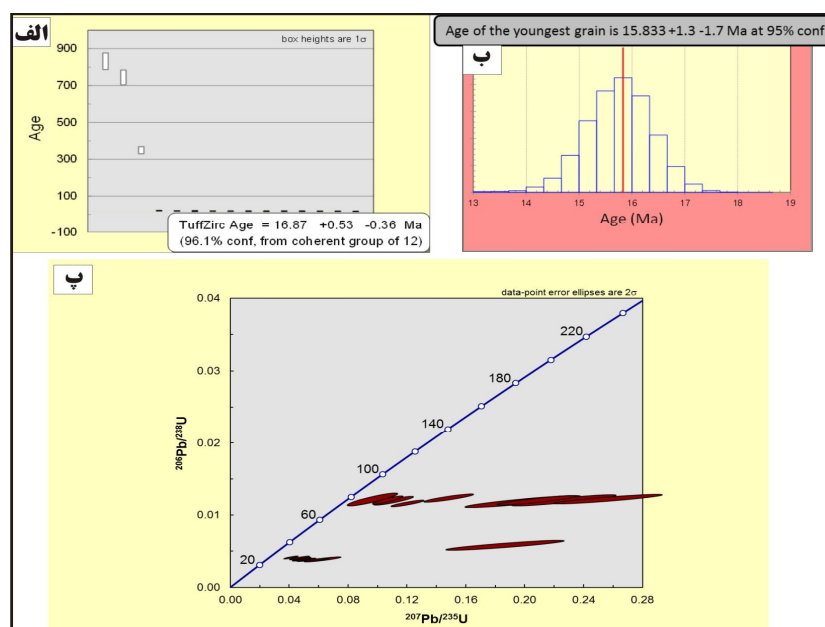
کوارتزسینیت

کوارتزسینیت‌ها در صحرا رنگ روشن متمایل به سبز کم رنگ دارد (شکل ۳ چ) و دارای بافت هیپ ایدیومورف گرانولار دانه‌درشت و پوئی کلیتیک می‌باشند (شکل ۳ خ). کانی‌های اصلی آن شامل ارتوکلاز (۶۵٪) و کوارتز (۱۶٪) و کانی‌های فرعی شامل آمفیبول (۱۱٪) و پلاژیوکلاز (۷٪) است. ارتوکلاز کانی شاخص کوارتز سینیت‌ها بوده و به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار و میان دانه در مقاطع دیده می‌شود. برخی از بلورهای آن به سربسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده و ظاهری کدر در مقاطع نازک به خود گرفته‌اند. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل با ابعاد ریزدانه تا میان دانه، فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به مقدار کمی دیده شده و نیمه شکل‌دار و میان دانه‌ای بوده و ماکل پلی‌سنتتیک ضعیفی دارد. برخی بلورهای این کانی به کانی‌های رسی و سربسیت تجزیه شده‌اند. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار با ابعاد میان دانه‌ای دیده شده و نوع آمفیبول با توجه به مشاهدات میکروسکوپی هورنبلند سبز است. آثار تجزیه به بیوتیت و اپیدوت در برخی از بلورها مشاهده می‌شود. کانی‌های دیگر شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و مگنتیت هستند که به مقدار جزئی قابل مشاهده‌اند.

تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد میان دانه دیده می‌شود. بیوتیت نیز بصورت برگه‌ای با تغییر رنگ از قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره قابل مشاهده است. همچنین کانی‌های زیرکن، آپاتیت، اسفن و مگنتیت نیز به مقدار جزئی قابل مشاهده است.

ریزدانه‌ای

این بافت سازنده اصلی سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی جبال بارز است (شکل ۳ ث). و در صحرا نسبت به نمونه‌های قبلی تیره‌تر بوده و دارای بافت هیپ ایدیومورف گرانولار دانه‌درشت و اینترگرانولار میان‌دانه است (شکل ۳ ج). کانی‌های اصلی آن عبارتند از پلاژیوکلاز (۶۳٪)، کوارتز (۲۱٪)، ارتوکلاز (۷٪) کانی‌های فرعی آن عبارتند از آمفیبول (۶٪) و بیوتیت (۳٪). پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی ریزدانه‌ایست. این کانی دارای منطقه‌بندی و نیز خاموشی مایل است. برخی از پلاژیوکلازها، به سربسیت تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت نیمه شکل‌دار و با ابعاد دانه متوسط دیده شده و در بیشتر موارد فاز بین دانه‌ای دارند. ارتوکلاز نیز در برخی مقاطع به کانی‌های رسی و سربسیت تجزیه شده است. آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک در گرانودیوریت‌ها بوده و به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد میان‌دانه تا ریز یافت شده و دگرسانی به بیوتیت نشان می‌دهد. کانی‌های زیرکن، اسفن، آپاتیت و مگنتیت نیز به مقدار جزئی قابل مشاهده‌اند.



شکل ۴ الف) نمودار میانگین تعیین سن از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb در نمونه شماره ۸۰، ب) جوانترین سن در نمونه ۸۰ و پ) نمودار منحنی سازگار (Concordia) و ناسازگار (Discordia) نمونه شماره ۸۰.

کوارتز دیوریت

این سنگ در صحرا به رنگ تیره دیده شده (شکل ۳ ح) و بافت اصلی این سنگ‌ها درون دانه‌ای است. کانی‌های اصلی این سنگ عبارتند از پلاژیوکلاز (۶۷٪)، کوارتز (۱۲٪) و کانی‌های فرعی شامل آمفیبول (۹٪)، ارتوکلاز (۸٪) و بیوتیت (۶٪) (شکل ۳ د) است. برخی بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار با ابعاد میان دانه دیده شده و آثار دگرسانی به بیوتیت و اپیدوت در برخی از بلورهای آن مشاهده می‌شوند. بیوتیت به مقدار زیاد به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده شده و دارای چند رنگی قهوه‌ای تیره تا زرد روشن است. کوارتز به صورت بی‌شکل با ابعاد ریز دانه تا میان دانه، فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است. در برخی مقاطع نیز به مقدار خیلی کم می‌توان کانی پیروکسن مشاهده کرد. در این سنگ‌ها نیز کانی‌های زیرکن، اسفن و مگنتیت به مقدار جزئی قابل مشاهده‌اند. حضور بافت‌های ریزدانه‌ای و پرتیتی، بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در فشار پایین و محیط نسبتاً کم آب (فرامنجمد) بوده و تقریباً نزدیک به سطح زمین جایگزین شده است [۱۹]. مشاهدات میکروسکوپی نشان - دهنده‌ی گرانیات نوع I دمای بالاست [۲۱، ۲۰؛ الف] حضور هورنبلند سبز، ب) چند رنگی گاهی تا شکلاتی بیوتیت و قهوه - ای آن، پ) حضور مگنتیت نشانگر گریزندگی بالای اکسیژن، ت) اسفن شکل‌دار اولیه، ث) ارتوکلاز به صورت میان دانه‌ای و بی‌شکل و به رنگ صورتی (گوشتی)، ج) عدم حضور کانی‌های

دگرگونی نظیر گارنت، چ) عدم حضور کانی‌های سیلیکاتی آلومینیم آبدار نظیر آندالوزیت، خ) توزیع ناهمگن کانی‌های مافیک مانند هورنبلند و بیوتیت، ح) حضور کوارتز به صورت بین دانه‌ای و د) بلورهای هورنبلند تیغه‌ای. در پایان بحث سنگ‌نگاری باید گفت که از نظر مقدار و اندازه، کانی‌های فلسیک (کوارتز و فلدسپارها) در فازهای اسیدی (گرانیت و گرانیت قلیایی) بیشتر از حدواسطه‌ها (گرانودیوریت و کوارتزسینیت) هستند. همچنین بلورهای مافیک (پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) از کوارتز دیوریت‌ها به سمت گرانیات‌های قلیایی، روند کاهشی یافته‌اند. این شواهد حکایت از فرایند تفریق در منطقه دارند.

بحث

سنگ‌زایی

نسبت U-Th در زیرکن، یک وسیله‌ی مناسب برای تعیین سنگ‌زایی سنگ‌های گرانیتوئیدی است. زیرا معمولاً در زیرکن - های دگرگونی نسبت U-Th بیش از ۵ تا ۱۰ بوده و حال آنکه در سنگ‌های آذرین این نسبت کمتر از ۵ تا ۱۰ است [۲۲]. با محاسبه‌ی این نسبت برای زیرکن‌های منطقه‌ی جبال بارز معلوم شد که نسبت U-Th در این سنگ‌ها کمتر از ۵ بوده است، بنابراین تأییدی بر خاستگاه ماگمایی سنگ‌های گرانیتوئید مورد بررسی است. این ویژگی به همراه بسته شدن ایزوتوپی زیرکن تا ۹۰۰°C [۲۳] اجازه می‌دهد تا اطلاعات بدست آمده از U-Pb را نماینده‌ی سن مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز فرض کنیم (جدول ۲).

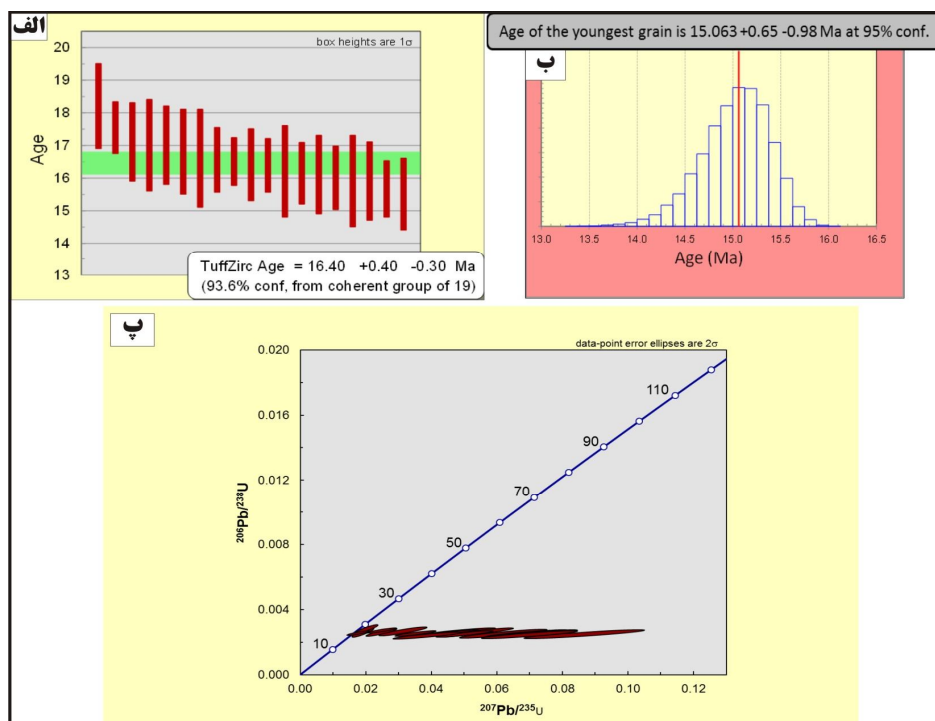
جدول ۲ نتایج حاصل از محاسبات نسبت U-Th برای ۴۷ نقطه از سنگ‌های منطقه جبال بارز.

sample	U (ppm)	U/Th	sample	U (ppm)	U/Th	sample	U (ppm)	U/Th	sample	U (ppm)	U/Th
JB80_1	۵۹۶٫۷	۱٫۳	BJ95_1	۴۹۷٫۸	۱٫۳	JB168_3	۴۶۳٫۶	۱٫۵	JB168_18	۴۳۲٫۶	۱٫۸
JB80_2	۳۲۸٫۸	۱٫۸	BJ95_2	۷۵۴٫۵	۱٫۲	JB168_4	۵۷۱٫۲	۱٫۴	JB168_19	۵۱۲٫۲	۱٫۵
JB80_3	۳۵۳٫۱	۱٫۶	BJ95_3	۶۵۴٫۸	۱٫۳	JB168_5	۶۳۲٫۴	۱٫۳			
JB80_4	۵۵۲٫۳	۱٫۳	BJ95_4	۷۶۱٫۱	۱٫۵	JB168_6	۴۵۲٫۲	۱٫۵			
JB80_5	۳۵۲٫۴	۱٫۴	BJ95_5	۵۶۴٫۹	۱٫۲	JB168_7	۳۸۷٫۴	۱٫۸			
JB80_6	۴۶۵٫۷	۱٫۵	BJ95_6	۳۲۶٫۲	۱٫۴	JB168_8	۵۳۲٫۲	۱٫۴			
JB80_7	۲۹۸٫۲	۱٫۶	BJ95_7	۵۶۹٫۶	۱٫۲	JB168_9	۴۶۵٫۸	۱٫۷			
JB80_8	۸۲۳٫۹	۱٫۱	BJ95_8	۸۶۵٫۱	۱٫۵	JB168_10	۶۲۱٫۳	۱٫۴			
JB80_9	۸۱۵٫۷	۱٫۱	BJ95_9	۷۱۵٫۹	۱٫۶	JB168_11	۴۳۲٫۶	۱٫۸			
JB80_10	۵۵۲٫۳	۱٫۵	BJ95_10	۸۱۲٫۴	۱٫۵	JB168_12	۶۱۹٫۹	۱٫۳			
JB80_11	۶۴۸٫۹	۱٫۴	BJ95_11	۵۴۸٫۳	۱٫۳	JB168_13	۴۷۱٫۵	۱٫۴			
JB80_12	۶۴۸٫۱	۱٫۴	BJ95_12	۶۸۱٫۴	۱٫۴	JB168_14	۴۸۱٫۱	۱٫۴			
JB80_13	۵۲۳٫۵	۱٫۴	BJ95_13	۷۱۲٫۳	۱٫۱	JB168_15	۵۱۲٫۴	۱٫۷			
JB80_14	۷۰۷٫۵	۱٫۳	JB168_1	۳۴۵٫۷	۱٫۳	JB168_16	۸۲۱٫۵	۱٫۵			
JB80_15	۶۲۰٫۷	۱٫۴	JB168_2	۷۴۱٫۵	۱٫۸	JB168_17	۴۷۲٫۹	۱٫۳			

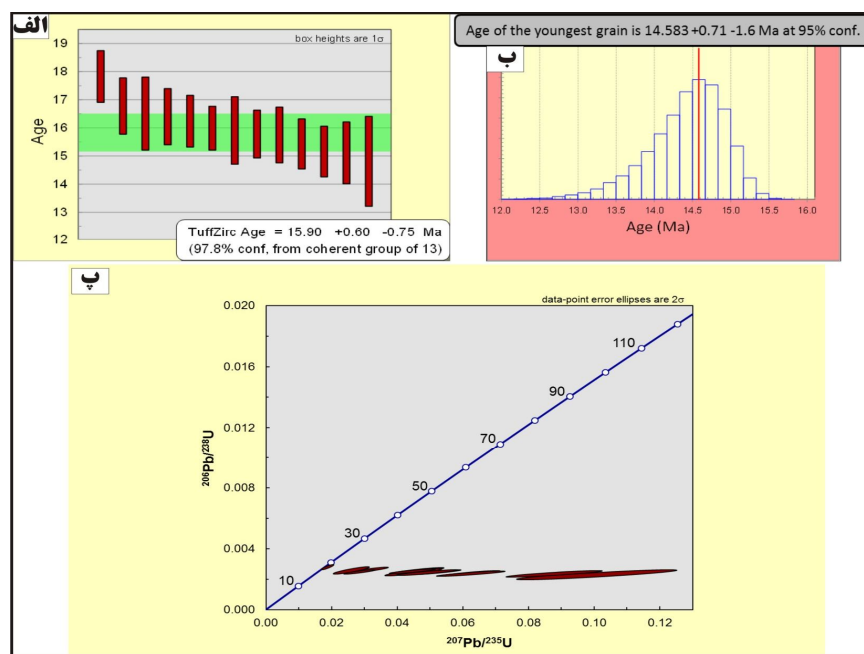
داده‌های ایزوتوپی و سال‌سنجی U-Pb

بررسی نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های محاسبه شده‌ی سنگ-های گرانیتوئیدی مورد بررسی، رسم نمودارهای مرسوم سازگاری (Concordia) و سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ زیرکن (بخش الف در شکل‌های ۴-۶) و پسروری داده‌های U-Pb با استفاده از نرم‌افزار Isoplot 4 که با [۱۸] تهیه شده برای هر سه نمونه‌ی انجام گرفت (بخش ب در شکل‌های ۴-۶). چنانکه در شکل‌ها نشان داده شدند، اغلب داده‌های ایزوتوپی U-Pb که در نمودار $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ترسیم شده‌اند؛ در نمودار ناسازگار قرار می‌گیرند (بخش پ در شکل‌های ۴-۶). چنانکه قبلاً نیز گفته شد کانی زیرکن کاربرد گسترده‌ای در تعیین سن رادیومتری گرانیتوئیدها دارد. تعیین سن به روش U-Pb، بهترین روش [۲۴] برای سال‌سنجی سنگ‌های گرانیتوئیدی است (دمای پایداری زیرکن تا ۹۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد [۲۴] بر آورد شده است). همچنین چنانکه در شکل ۲ تصاویر درخشندگی کاندی (CL) تعدادی از زیرکن‌های منطقه مورد بررسی نشان داده شد، به روشنی نشان داد که زیرکن‌های

منطقه جبال بارز، دارای منطقه‌بندی منظم از مرکز به حاشیه هستند. این منطقه‌بندی منظم، خاص سنگ‌های ماگمایی است. همچنین در این شکل دیده می‌شود که برخی از نمونه‌ها، در مرکز دارای زیرکن گرد شده (زیرکن موروثی) هستند. زیرکن‌های موروثی به همراه ماگما از سنگ خاستگاه، بدون اینکه ذوب شود، جدا شده (به دلیل نقطه‌ی ذوب بسیار زیاد زیرکن یعنی بالای ۲۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد [۲۴])، و همراه با ماگما به ترازهای بالاتر حمل شده و هنگام سرد شدن ماگما در اطراف زیرکن‌های موروثی، زیرکن جدید (با سن تبلور ماگما) متبلور شده و در نتیجه زیرکن حالت منطقه‌بندی گرفته است. با توجه به تغییرات U-Pb در یک بلور و بلورهای مختلف یک سنگ، برای سال‌سنجی ۱۵ تا ۲۵ بلور زیرکن (یک نقطه در مرکز و یک نقطه در حاشیه) اندازه‌گیری می‌شود. در صورتیکه اختلاف سن‌های اندازه‌گیری شده زیاد باشد، حداقل باید ۵۰ بلور زیرکن اندازه‌گیری شوند. در این مقاله برای هر نمونه آنالیز روی ۱۵ تا ۲۰ دانه زیرکن انجام شده است که در هر دانه، یک نقطه از حاشیه و یک نقطه از مرکز بلور تجزیه شده است.



شکل ۵ توضیحات الف، ب و پ مانند شکل ۵ برای نمونه ۱۶۸.



شکل ۶ توضیحات الف، ب و پ مانند شکل ۵ برای نمونه ۹۵.

دارای پی سنگ پروتروزوئیک میانی- پروتروزوئیک زیرین و یا آرکئن است؟ در اینجا وقتی صحبت از پی سنگ قدیمی و ماگمایی ایران می شود، هدف سنگ هایی نیستند که برونزد دارند، بلکه هدف سنگ هایی هستند که در زیر قدیمی ترین سازندها و سنگ های ایران (برای مثال سازند کهر)، احتمالاً وجود داشته و شامل سنگ های وابسته به پیش از پروتروزوئیک میانی، پروتروزوئیک زیرین و احتمالاً آرکئن هستند. سنگ هایی که در پی سنگ ایران وجود دارند، احتمالاً قدیمی تر از پروتروزوئیک پسین هستند، ولی هیچ برونزدی ندارند [۲۵]. به عبارت دیگر، قدیمی ترین سنگ هایی که در ایران برونزد دارند، سنگ های پروتروزوئیک پسین هستند، آیا در زیر آنها سنگ های پروتروزوئیک میانی و پیشین نیز وجود دارند یا خیر؟ دانستن این فرایند از سه جهت مهم است [۱۲]: الف) از دیدگاه مسائل اندازه زمین ساختی و لرزه نگاری، ب) از نظر اکتشافات بنیادی معدنی در آینده و پ) از نظر ژئودینامیک ایران و تفسیر پیامدهای بعدی. برای این که بتوان اطلاعاتی از پی سنگ پروتروزوئیک پیشین، میانی و یا آرکئن ایران به دست آورد، چند راه وجود دارد [۲۶]: ۱- استفاده از حفاری های ژرف در زمین های پروتروزوئیک پسین که ژرفای آنها به چند هزار متر

بر این اساس، سن توده ی گرانیتوئیدی جبال بارز ۱۵/۴۸±۰/۷۱ میلیون سال (اوایل میوسن یعنی بوردگالین تا لانگین) برآورد شده است. می توان تصور کرد که در این گستره ی زمانی، جدایشی ماگمایی در جبال بارز کامل شده و این توده های نفوذی به صورت پی در پی و با فاصله ی زمانی بسیار کم نفوذ و در پوسته جایگیری کرده اند.

پی سنگ وابسته به پیش از پروتروزوئیک میانی- پروتروزوئیک زیرین یا آرکئن در ایران

چنانکه اشاره شد، برخی از نمونه های آنالیز شده منطقه ی جبال بارز، در مرکز دارای زیرکن های موروثی هستند. همچنین طی محاسبات نیز مشخص شد که سن هسته ی این زیرکن های گرد شده، بسیار بالاتر از سن حاشیه ی آن است (۱۵۲۲، ۱۹۹۵، ۲۸۴۶ و.... میلیون سال). برای جلوگیری از هرگونه خطا در بررسی، اندازه گیری ها تا سه بار در مرکز و حاشیه ی این زیرکن ها تکرار شدند و نتایج یکسانی به دست آمدند. بنابراین این سن- های ناسازگار می تواند ناشی از سن زیرکن های تخریبی به ارث رسیده (زیرکن موروثی) از پوسته ی قدیمی ایران مرکزی باشد. اکنون می توان این سوال را مطرح کرد که آیا ارتباطی بین زیرکن های موروثی و پی سنگ ایران وجود دارد؟ آیا ایران

برسد (این مسئله با توجه به مشکلات فنی و اقتصادی فعلاً مقدور نیست)، ۲- استفاده از امواج لرزشی و بررسی‌های گرانی-سنجی و تفسیر اطلاعات به دست آمده و مقایسه‌ی آنها با سرزمین‌های مشابه که در سطح زمین برونزد دارند [۲۷] و ۳- بررسی‌های زمین‌شناسی کشورهای هم‌جوار به خصوص کشورهای شمال گندوانا [۲۸]. بنابر بررسی‌های زیادی، ایران ادامه‌ی شمالی قاره‌ی گندوانا بوده و در مرکز و جنوب گندوانا، زمین‌های آرکئن و پروتروزوئیک پیشین و میانی، برونزد گسترده‌ای دارند (برای مثال در عربستان، افغانستان و پاکستان، سرزمین‌های پروتروزوئیک میانی و پیشین برونزد دارند) [۲۸]. بنابراین وقتی در کشورهای هم‌جوار که گندوانایی هستند، شواهد سرزمین پروتروزوئیک میانی و پیشین مشاهده شده است، می‌توان تصور کرد که در ایران نیز پی‌سنگ وابسته به پروتروزوئیک میانی- پروتروزوئیک زیرین یا آرکئن وجود داشته باشد [۲۹]. شواهد زیر نشان می‌دهند که در ایران نیز پی سنگ وابسته به پروتروزوئیک میانی- پروتروزوئیک زیرین یا آرکئن وجود دارد [۱۲]: ۱- سازندهای قدیمی (پروتروزوئیک پسین) ایران مانند کهر در البرز- آذربایجان، تاشک I و II و کلمرد در ایران مرکزی، سازندهای رسوبی آواری هستند که بررسی‌های اولیه روی آن نشان از خاستگاه قاره‌ای آنها دارد [۳۰]. اگر خود این سازندها سن پروتروزوئیک پسین را نشان می‌دهند، بنابراین باید سنگ‌هایی که این سازندها از آنها ریشه گرفته‌اند، قدیمی‌تر باشند. ۲- در سرزمین عربستان و نیز در مناطق وابسته به پروتروزوئیک پسین در ایران، شواهد پیدایش کافت‌های درون قاره‌ای زیادی اشاره شده است [۳۱]. برای ایجاد چنین کافت‌های درون قاره‌ای، نیاز است که پیش از پیدایش کافت‌ها، سرزمین‌های قاره‌ای نسبتاً ضخیمی وجود داشته باشند، ۳- در آذربایجان، ایران مرکزی و زاگرس، سنگ‌های آتشفشانی (مانند ریولیت‌های قره‌داش در آذربایجان، ریولیت‌های سری هرمز در زاگرس و ریولیت‌ها و توف‌های اسیدی سری ریزو در ایران مرکزی) وجود دارند که حاصل جدایش ماگمای بازی نبوده، بلکه حاصل ذوب پوسته‌ای ناشی از تزریق ماگمای بازی به زیر پوسته‌ی قاره‌ای هستند. این سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهند که پیش از آنها نیز سنگ-

های قاره‌ای نسبتاً ضخیمی در ایران وجود داشته‌اند که ماگمای این سنگ‌های آتشفشانی، حاصل ذوب بخشی آنها هستند [۳۲، ۳۳] و ۴- می‌توان از سازوکار تشکیل ماگماهای قدیمی، وابسته به پوسته‌ی قاره‌ای قدیم، در ارزیابی پی سنگ قدیمی‌تر برای ایران استفاده کرد. به عنوان مثال، اگر گرانیتهای نوع دوران و نوع زیرگان، ویژگی‌های سنگ‌شناسی نشان می‌دهند که باید در سرزمین‌های قاره‌ای نفوذ کرده باشند (که چنین ویژگی‌هایی ثابت شده است) [۳۴]، و باید تصور کرد که سنگ‌هایی با ویژگی‌های قاره‌ای، خیلی قدیمی‌تر از نوع دوران و نوع زیرگان در زیر سنگ‌های این مجموعه‌ها وجود داشته باشد. یکی دیگر از راه‌هایی که به خوبی نشان می‌دهد که ایران نیز دارای پی‌سنگ‌های وابسته به پروتروزوئیک میانی- پروتروزوئیک زیرین یا آرکئن می‌باشد، و استفاده از تعیین سن به روش U-Pb و استفاده از سن زیرکن‌های موروثی است [۱۲]. بر اساس داده‌های زیرکن‌های موروثی می‌توان رده‌بندی زیر را در مورد سن زیرکن‌های موروثی و رخداد‌های زمین-شناسی وابسته، در مورد تکامل پی‌سنگ پوسته ایران در منطقه‌ی جبال بارز ابراز داشت: ۱- داده‌های سنی فاصله زمانی ۲۵۰۰ تا ۲۸۰۰ میلیون سال پیش (سن زیرکن‌های موروثی منطقه‌ی جبال بارز ۲۷۴۸ و ۲۸۴۶ میلیون سال): این داده‌های سنی احتمالاً به آرکئن پسین وابسته بوده و نشان از تغییرات ابتدایی شکل‌گیری پی سنگ ایران در آن زمان است، ۲- داده‌های سنی فاصله‌ی زمانی ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ میلیون سال قبل (سن زیرکن‌های موروثی منطقه‌ی جبال بارز ۱۹۹۵ میلیون سال): این داده‌های سنی احتمالاً به پروتروزوئیک پیشین بوده و حاکی از فرایندهای ماگمایی گسترده طی این فاصله زمانی است. بخصوص اینکه در پروتروزوئیک، ۱۲ فاز ماگمایی رخ داده است و بنابراین، این احتمال وجود دارد که این سن‌ها به تعدادی از این فازهای ماگمایی وابسته باشد، ۳- داده‌های سنی فاصله‌ی زمانی ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال قبل (سن زیرکن‌های موروثی منطقه‌ی جبال بارز ۱۳۸۴ و ۱۵۲۲ میلیون سال): این داده‌های سنی احتمالاً مربوط به پروتروزوئیک میانی بوده و معادل کوهزایی مائوین در دنیا است. شاید طی این فاز کوهزایی، شکل‌گیری پوسته‌ی ایران نیز کامل شده است و ۴-

هستند. نسبت U-Th کمتر از ۵ و بسته شدن ایزوتوپی زیرکن تا 900°C ، اجازه می‌دهند تا اطلاعات بدست آمده از نسبت U-Pb را نماینده‌ی سن مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز فرض کرد، ۲- بر اساس سال‌سنجی زیرکن به روش U-Pb، سن توده‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز 1548 ± 0.71 میلیون سال برآورد شده است، ۳- همچنین، برپایه‌ی بررسی‌های انجام گرفته معلوم شد که برخی از زیرکن‌ها موروثی بوده و سن‌های ناسازگاری نشان می‌دهند. پس از بررسی‌ها احتمال داده می‌شود که این زیرکن‌های موروثی، به پی‌سنگ قدیمی ایران (پروتروزوئیک پیشین و میانی) وابسته بوده ولی در مشاهدات صحرایی بر روی زمین، رخنمون ندارد.

مراجع

- [1] Faure G., "Principles of isotope geology" New York, John Wiley and Sons, 1977, 439 p.
- [2] Gebauer D., Grunenfelder M., "U-Th-Pb dating of minerals, in Jager, E. and Hunziker, J.C., eds", Lectures in isotope geology, Springer-Verlag, Berlin, 48(1979), 105-127.
- [3] Wetherill G.W., "Discordant uranium lead ages" Transactions of the American Geophysical Union, 37(1965), 320-326.
- [4] Wasserburg G.J., "Diffusion processes in lead-uranium systems" Journal Geophysics Research, 68(1963), 4823-4846.
- [5] Tilton G.R., "Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages" Journal Geophysics Research, 65(1960), 2933-2945.
- [6] Goldich S.S., Mudrey M.G., "Dilatancy model for discordant U-Pb zircon ages, in contributions to Recent Geochemistry and Analytical Chemistry" Nauka Publication, 53(1972), 415-418.

[۷] رسولی ج.، قربانی م.، احدنژاد و.، "پترولوژی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب‌خاور جیرفت)" فصلنامه علوم زمین، (۱۳۹۴)، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، صفحه ۳ تا ۱۶.

[۸] آل طه، ب.، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین و کانه‌زایی مس مرتبط با آن در منطقه جنوب خاور بم (جبال بارز)" رساله دکتری (۱۳۸۲)، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۲۸۸.

داده‌های سنی فاصله زمانی ۷۰۰ تا ۹۰۰ میلیون سال قبل (سن زیرکن‌های موروثی منطقه‌ی جبال بارز ۷۴۳ و ۸۳۱ میلیون سال): این داده‌های سنی نیز شاید معادل فاز کوهزایی پان افریکن بوده که به اعتقاد بسیاری از زمین‌شناسان [۳۵]، در این زمان، پی سنگ ایران در اثر رخدادهای ماگمایی، دگرگونی و چین‌خوردگی حاصل از این فاز کوهزایی، ویژگی‌های کامل یک پوسته‌ی قاره‌ای را یافته است. همچنین طی فاز کوهزایی پان افریکن، پوسته‌ی تشکیل شده‌ی ایران در پروتروزوئیک، دستخوش شکستگی‌های متعددی شده و زمینه لازم برای تشکیل حوضه‌های رسوبی مستقل فراهم شده است. به نظر می‌رسد سیر شکل‌گیری‌ها بدین صورت باشد که طی گذر زمان، سنگ‌های تشکیل شده در مراحل یاد شده تحت تاثیر فرایندهای فرسایشی قرار گرفته و کانی‌های آن از جمله زیرکن به صورت آواری وارد حوضه‌ی رسوبی شده و تشکیل سنگ رسوبی را داده است. بعدها پس از برخورد خرد قاره‌ها، افزایش ضخامت پوسته و فروانش، سنگ‌ها پس از طی مراحل دگرگونی دستخوش ذوب‌بخشی شده و ماگمای مافیک خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه را تشکیل داده است. سپس در اثر جدایی این ماگمای مافیک در زمان‌های بعد (الیگومیوسن)، انواع سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی جبال بارز تشکیل شده است. لذا طی جدایش، زیرکن‌های جدید روی زیرکن‌های قدیمی موجود در سنگ خاستگاه قرار گرفته و تشکیل چنین زیرکن‌های منطقه‌بندی شده‌ای را داده‌اند که در حاشیه دارای سن‌های کم و در مرکز دارای سن‌های بسیار قدیمی هستند. بنابراین احتمال دارد داده‌های سنی قدیمی زیرکن‌های منطقه‌ی مورد بررسی وابسته به توده‌های آذرین پی‌سنگ ایران در زمان پروتروزوئیک پیشین و میانی باشند. تمام مسائل که در بالا مطرح شدند نشان می‌دهند که ایران احتمالاً دارای پی سنگ قدیمی، پروتروزوئیک پیشین-پروتروزوئیک میانی است. ولی این پی سنگ‌هایی قدیمی رخنمون نداشته و برون‌زد ندارند.

نتایج

۱- براساس نسبت U-Th در سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز که کمتر از ۵ است، این سنگ‌ها دارای خاستگاه ماگمایی

Freeman & company (2006), New York (3rd ed.), ISBN 978-0-7167-3743-8.

[20] Chappell B. W., White J. R., "Two contrasting granite types: 25 years later" Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001), 489-499.

[۲۱] رسولی ج.، قربانی م.، احدنژاد و.، "مینرال شیمی، تعیین دما، فشار و بررسی نقش آلومینیم کل بیوتیت جهت تشخیص کانه‌زایی مس در مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران (۱۳۹۵)، سال بیست و چهارم، بهار، شماره ۱، صفحه ۷۱ تا ۸۲.

[22] Rubatto D., "Zircon traces element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism", Chemical Geology 184(2002): 123-138.

[23] Cherniak D. J., Watson E. B., "Pb diffusion in zircon" Chemical Geology 172(2000): 5-24.

[24] Gebauer D., Grunenfelter M., "U-Th-Pb dating of minerals, in Jager, E. and Hunziker, J.C., eds., Lectures in isotope geology," Springer-Verlag, Berlin, (1979), 105-127.

[۲۵] علوی‌نایینی م.، "پالئوزوئیک در ایران" فصلنامه علوم زمین (۱۳۷۰)، شماره ۲، سازمان زمین‌شناسی کشور.

[۲۶] هوشمندزاده ع.، حمدی ب.، نبوی م.، "سنگ‌های پرکامبرین - کامبرین در ایران" مجموعه مقالات سمینار ذخایر و توان معدنی استان یزد (۱۳۶۷).

[27] Dehghani G. A., Makris J., "The gravity field and crustal structure of Iran, In: Geodynamics project (geotraverse) in Iran" Geological Survey of Iran, 51(1983): 51-68.

[۲۸] تکین م.، "تاریخچه زمین‌شناسی و تکتونیک ایران و بحثی پیرامون نقل مکان قاره‌ها در خاورمیانه" اولین سمپوزیوم زمین‌شناسی ایران، (۱۳۵۱)، نشریه انجمن نفت، شماره ۶۱.

[۲۹] شهرابی م.، "مرز جنوبی خشکی اوراسیا در شمال خاوری ایران" فصلنامه علوم زمین (۱۳۷۳)، شماره ۱۲، سازمان زمین‌شناسی کشور.

[۳۰] حمدی ب.، "اهمیت چینه‌شناسی پدیده‌ای در رسوبات پرکامبرین زیرین (سلطانیه) و اعتبار هم‌ارزی آن"، خلاصه مجموعه مقالات سیزدهمین گردهمایی علوم زمین (۱۳۷۳)، سازمان زمین‌شناسی کشور.

[۹] یزدانفر ا.، "پتروژنز توده‌های نفوذی تأخیری (دره‌حمزه، میجان و کرور) در باتولیت جبال بارز و ارتباط آنها با کانی‌سازی مس" پایان‌نامه کارشناسی ارشد (۱۳۸۹)، دانشگاه شهیدبهشتی تهران، ۱۵۲ صفحه.

[10] 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.

[11] Dimitrijevic M.D., "Geology of Kerman region" Report YU/52, Iran (1973), Geological Survey of Iran, 234 p.

[۱۲] قربانی م.، "زمین‌شناسی ایران" انتشارات آراین زمین (۱۳۹۳) ۴۸۸ ص.

[13] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., "Field observations, Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East - North East Jiroft)", Journal of Tethys: 2. 3(2014) 178-195.

[۱۴] رسولی ج.، قربانی م.، احدنژاد و.، "استفاده از شواهد صحرائی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی در تعیین منشأ انکلاوهای ماگمایی مجموعه پلوتونیک جبال بارز (شرق و شمال شرق جیرفت)" مجله پترولوژی (۱۳۹۴)، سال ششم، ۲۲، صفحه ۱۷۳ تا ۱۹۶.

[۱۵] رسولی ج.، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز با نگرشی به زون‌بندی دگرسانی و کانی‌سازی مس (شمال شرق جیرفت)"، رساله دکتری پترولوژی (۱۳۹۴)، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ۳۶۶ صفحه.

[16] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations" Tectonophysics: 220 (1994) 211-238.

[17] Ludwig K.R., "On the treatment of concordant uranium-lead ages" Geochim. Cosmochim. Acta 62 (1998): 665-676.

[18] Ludwig K.R., "User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronology Center Special Publication, v. 4, Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Road (2003), Berkeley, CA 94709, USA.

[19] Blatt H., Tracy R.J., Owens B.E., " Petrology, Igneous, Sedimentary, and Metamorphic" W.H.

- [۳۱] حمدی ب.، "سنگ‌های رسوبی پرکامبرین - کامبرین در ایران" طرح تدوین کتاب (۱۳۷۴)، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۳۲] حیدری م.، "بررسی ولکانیسم منطقه اسفوردی زیرگان (ایران مرکزی" پایان نامه کارشناسی ارشد (۱۳۷۵)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- [۳۳] شهبازی ح.، "بررسی پترولوژیکی، ژئوشیمیایی و پتروفابریکی سنگ‌های ریولیتی و گرانیتوئیدی قدیمی در مهاباد - بوکان" پایان نامه کارشناسی ارشد (۱۳۷۸)، دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- [۳۴] اسماعیلی د.، "بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های آذرین دوران مغالو (مناطق زنجان و تکاب)" پایان نامه کارشناسی ارشد (۱۳۷۱)، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۸۵ صفحه.
- [۳۵] آقائباتی س.ع.، "زمین‌شناسی ایران" (۱۳۸۳)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ صفحه.