



شیمی کانی، جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود)

سید حسین حسینی^{۱*}، محمود صادقیان^۱، جای مینگو^۲، حبیب اله قاسمی^۱

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود

۲- موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین و دانشگاه نورث‌وست (شمال غرب) چین

(دریافت مقاله: ۹۴/۴/۶، نسخه نهایی: ۹۴/۶/۲۳)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیشتر شامل گرانیت قلیایی و گرانیت است و در سنگ‌های دگرگون نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده‌است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی گرانیت‌ها شامل ارتوز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، کوارتز و گاهی بیوتیت هستند. پلاژیوکلاز با $Si = 2.57-2.7$ a.p.f.u.، $Ca = 0.1-0.24$ و $An = 0.4-12.6$ شامل آلپیت و الیگوکلاز است. بیوتیت با $Si = 4-5.53$ a.p.f.u. کلریت است. $X_{Mg} = 0.25-0.188$ غنی از آهن بوده و از نوع سیدروفیلیت است. کلریت با $Si = 4-5.53$ a.p.f.u. دارای $X_{Fe} = 0.84-0.91$ بوده و از نوع دافنیت و پسودوتورینجیت است. بر اساس شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی این گرانیت‌ها از نوع S هستند و به نظر می‌رسد که از ذوب سنگ‌های دگرگون متاگری-وکی-متاپلیتی در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای ریشه گرفته‌اند. این سنگ‌ها احتمالاً در یک جایگاه قوس‌قاره‌ای و در نتیجه‌ی فروانش مورب لیتوسفر اقیانوسی پروتتیس به زیر حاشیه‌ی شمالی ابرقاره‌ی گندوانا در ادیکاران-کامبرین زیرین تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، گرانیتوئید بند هزارچاه، جایگاه زمین‌ساختی، سنگ‌زایی، شاهرود.

مقدمه

است. حسن زاده [۱۰] دو نمونه از سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را سال‌سنجی کرده است. کاظمی [۱۱] و ابتهاج [۱۲] نیز در قالب پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد به بررسی ویژگی‌های سنگ نگاشت‌ها و ژئوشیمیایی این توده پرداخته‌اند، ولی از آنجا که تاکنون هیچ‌گونه بررسی شیمی کانی و سنگ‌زایی روی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه صورت نپذیرفته بود، این مقاله با هدف ارائه‌ی یک تصویر شفاف از شیمی کانی و سنگ‌زایی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه ارائه شده‌است. ما داده‌های جدید صحرایی، زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر، کمیاب و اصلی سنگ کل را برای شناخت و آگاهی بهتر از چگونگی تشکیل توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه ارائه می‌دهیم.

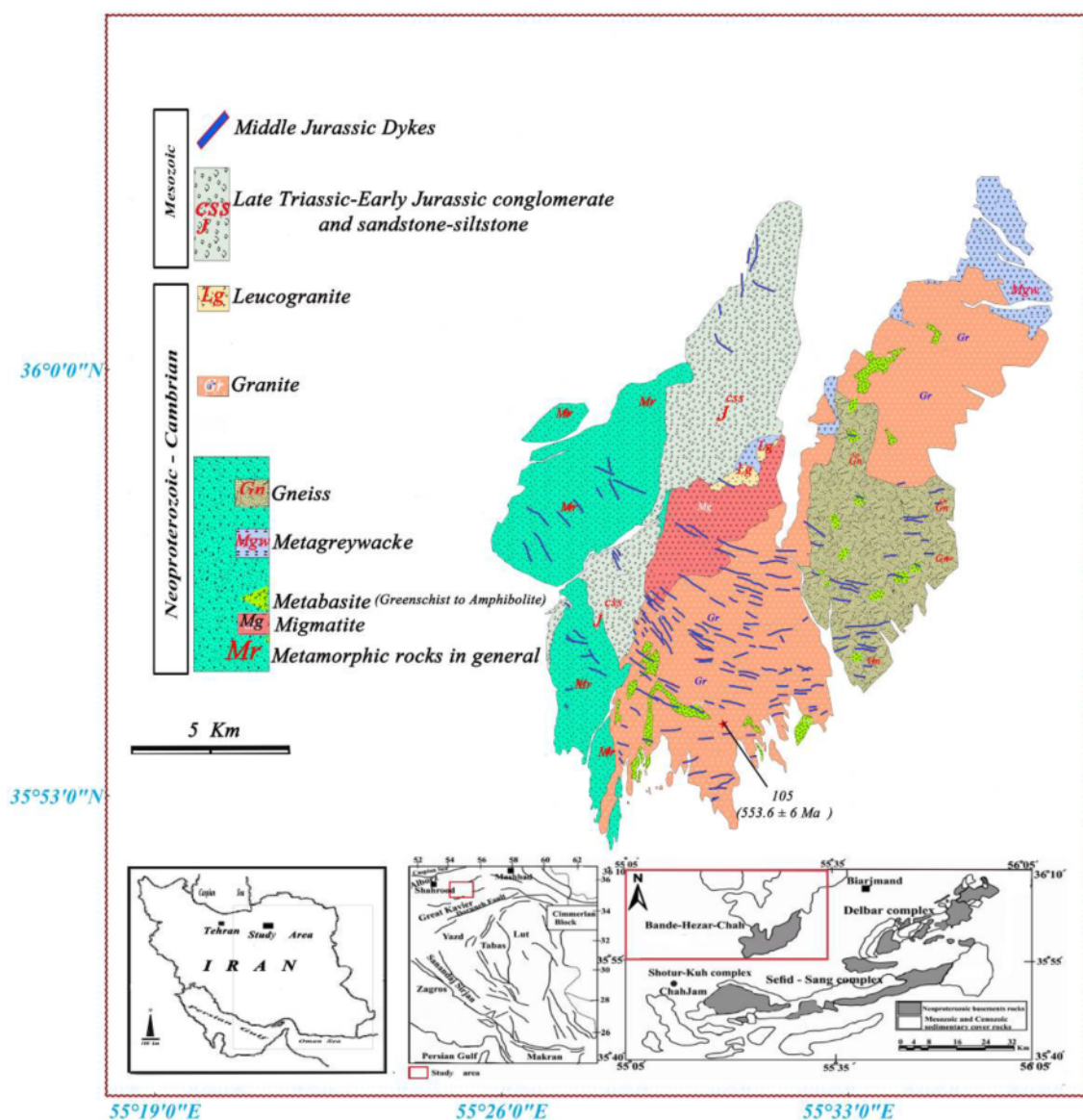
در شرق و جنوب‌شرق شاهرود و به عبارت دقیق‌تر در فاصله‌ی حدود ۳۰ کیلومتری جنوب‌غربی بیارجمند، توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه رخنمون دارد (شکل ۱). این توده-گرانیتوئیدی در حدفاصل نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود [۱]، خارتوران [۲]، گرگان [۳] و جاجرم [۴] و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی [۵]، دره دابی [۶]، بسطام [۷] و رزوه [۸] واقع شده است. حسینی [۹] در قالب پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد با عنوان سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه به بررسی ویژگی‌های سنگ-نگاری و ژئوشیمیایی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه پرداخته

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۷۳۵۱۵۴، نامبر ۰۲۳۳۲۳۴۴۹۶۴، پست الکترونیکی: h.hoseini54@yahoo.com

زمین‌شناسی

ایران مرکزی سرزمینی مرکب از کمرندهای چین‌خورده و گسلیده، همراه با پی‌سنگی پوشیده بادناله‌های ضخیم رسوبی است که اولین بار در نقشه‌ی زمین‌شناسی ایران (تهیه شده در سال ۱۹۵۹ از سوی شرکت ملی نفت ایران) به تکه‌هایی از پی‌سنگ گرانیتی و ارتوگنیسی در بسیاری از نقاط شمالی (از جمله منطقه‌ی مورد بررسی)، مرکزی و شرق ایران مرکزی اشاره شد و سن آن‌ها به‌طور کلی به پرکامبرین نسبت‌داده شده است. با این حال در هیچ یک از نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ و ۱۰۰۰۰۰ : ۱ که بعداً تهیه شدند، سن این

توده‌ی فوق به پرکامبرین نسبت داده نشد بلکه یک بازه سنی، از قبل از تریاس تا بعد از ژوراسیک، برای آن پیشنهاد شده است. توده گرانیتوئیدی بندهازراچه در حاشیه‌ی شمالی منطقه‌ی ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است. نتایج تعیین سن به روش U-Pb روی زیرکن‌های موجود در این گرانیت‌ها، سن ۵۵۳.۶ میلیون سال را نشان‌داده است [۱۳]. توده‌ی گرانیتوئیدی بندهازراچه، با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی و با طول حدود ۲۰ کیلومتر و عرض حدود ۶ کیلومتر در میان سنگ‌های دگرگون نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده و با



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهازراچه.

ریزپردازنده‌ی از نوع ابرکاونده‌ی ساخته شده‌ی شرکت GEOL و شرایط آزمایش شامل ولتاژ ۱۵Kv، جریان ریزکاو (A)^{-۱} ۱۰×۱، دمای ۲۵°C و رطوبت ۳۰٪ بوده و از نمونه‌ی استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت چین استفاده شد. قطر نقاط بررسی شده ۱ تا ۵ میکرون بوده است.

از بین نمونه‌های کمتر دگرسان‌شده و سالم، تعداد ۱۴ نمونه سنگی انتخاب گردید و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش ICP بسته ترکیبی 4A4B تجزیه شد. فراوانی عناصر اصلی سنگ با روش طیف‌سنجی گسیل پلاسمای جفتیده (ICP-AES) با دقت ۰/۰۱ درصد تعیین شده و فراوانی عناصر کمیاب و خاکی نادر با روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای - جفتیده القایی (ICP-MS) با دقت ۰/۰۱ تا ۰/۱ppm تعیین شده است. برای اطلاعات بیشتر می‌توان به سایت WWW.ACME LABS مراجعه نمود. نتایج حاصل از تجزیه - شیمیایی نمونه‌ها با هدف بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نرم‌افزارهای سنگ‌شناسی مختلف مورد پردازش قرار گرفتند. برای بررسی‌های سال‌سنجی با روش پرتوسنجی، مراحل جدایش کانی زیرکن با استفاده از روش‌های آبشویی، جدایش دستی در زیر میکروسکوپ دوچشمی و نصب زیرکن‌های جدا شده بر روی لام و رزین (Mounting) در موسسه‌ی آکادمی علوم چین در پکن انجام شد و در ادامه به منظور شناسایی ساختار داخلی زیرکن‌ها و انتخاب نقاط مناسب برای تعیین سن U-Pb، از تصاویر کاندلومینسانس (CL) استفاده شد. برای تهیه تصاویر CL، از یک میکروسکوپ الکترونی پوینده از نوع MonoCL، ساخته شده توسط شرکت لئو آلمانی، در دانشگاه شیآن استفاده شد (شکل ۲-ب). سال‌سنجی به روش LA-ICPMS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) نیز در دانشگاه شیآن کشور چین انجام گرفت.

سنگ نگاری

توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه به‌صورت یک توده‌ی اصلی بزرگ در بخش میانی گستره‌ی مورد بررسی (شکل ۲-الف)، یک توده‌ی کوچکتر در بخش شمال‌شرقی و نیز به شکل رگه - های آپلیتی - پگماتیتی رخمون دارد. با توجه به بررسی‌های

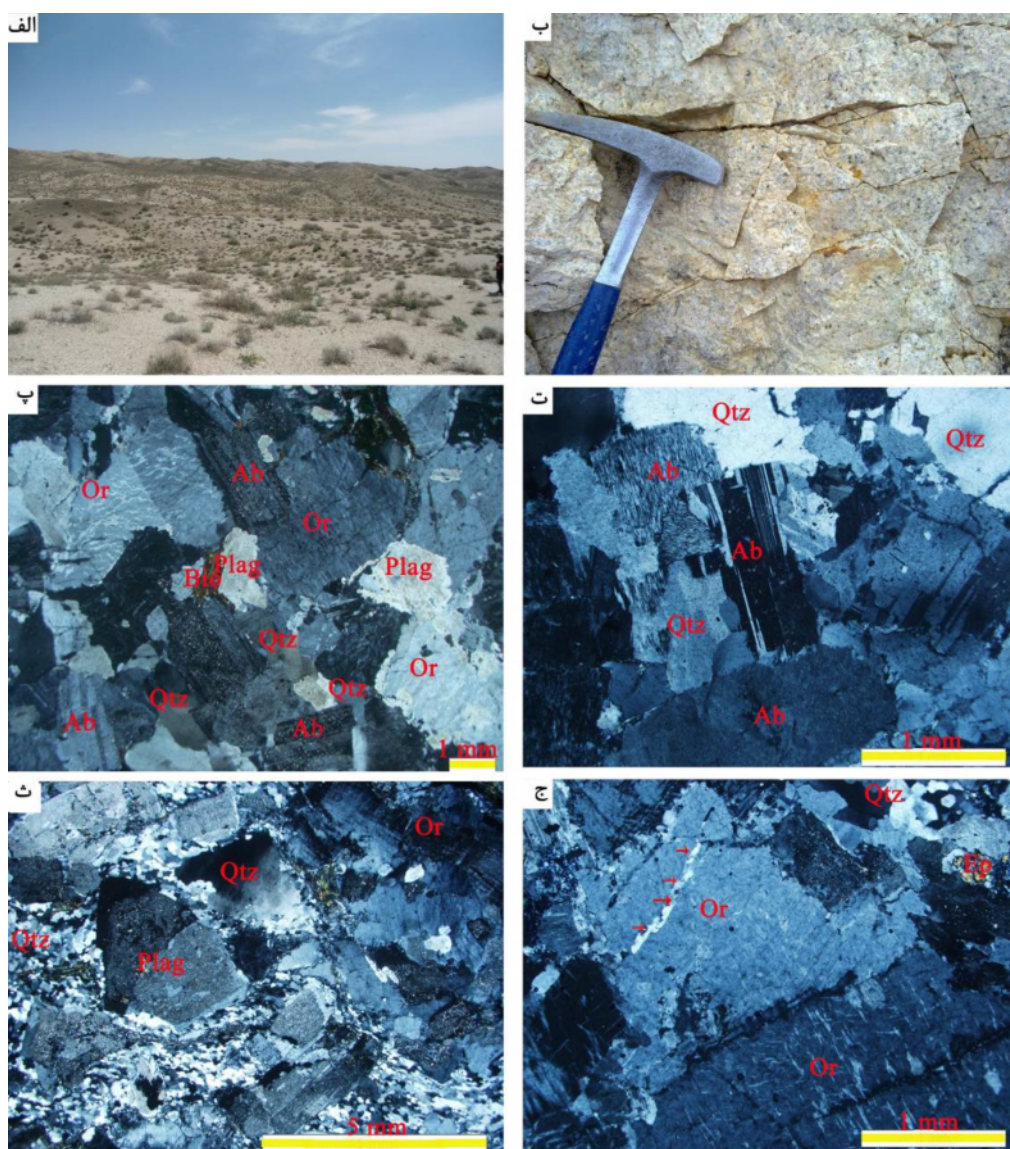
دنباله‌ی رسوبی ژوراسیک زیرین - تریاس بالایی پوشیده شده - است (شکل ۱). این دنباله‌ی رسوبی بیشتر شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک و شیل است. توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه شامل گرانیت و لوکوگرانیت است. سنگ‌های دگرگون نئوپروتروزوئیک میزبان، عبارتند از: اسلیت، فیلیت، شبه‌گریوک، متاچرت، شبه‌بازی، میکاشیست، مرمر، گنیس و گارنت‌گنیس. دنباله‌ی رسوبی پوشاننده بیشتر شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون، آهک و شیل. کنگلومرای قاعده‌ای این دنباله عبارتند از تخته سنگ‌ها، قلوه‌سنگ‌ها و ریگ‌هایی از میگماتیت، گرانیت، لوکوگرانیت، گنیس، میکاشیست و شبه‌بازی بوده و هر چقدر از قاعده‌ی کنگلومرا دورتر می‌شویم اندازه‌ی این قطعات کوچکتر می‌شود. سنگ‌های دگرگون میزبان، توده‌ی گرانیتوئیدی و دنباله‌ی رسوبی پوشاننده به وسیله دسته‌های دایک بازیک قطع می‌شوند. دسته‌های دایک بازی با چندصد متر طول و عرض بین چند سانتیمتر تا چند ده متر، روندی شرقی - غربی دارند. این دایک‌ها، سنگ‌های جوان‌تر از قبیل آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) جوانتر را قطع نمی‌کنند. نتایج سال‌سنجی به روش U-Pb روی آپاتیت در این دایک‌ها، سن ۱۵۲ میلیون سال را نشان داده‌اند [۱۴]. دایک‌های بازی و دیگر سنگ‌های قدیم‌تر نیز به وسیله‌ی سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی ائوسن، کنگلومرا و ماسه‌سنگ - های نئوزن و رسوب‌های آبرفتی کواترنری پوشانده می‌شوند.

روش بررسی

برای دستیابی به هدف‌های مورد بررسی، پس از بازدید از منطقه و بررسی شواهد صحرایی، از رخنمون‌های سنگی نمونه - برداری شد و تعداد ۴۵۰ مقطع نازک تهیه شدند. پس از بررسی‌های سنگ نگاری و بر اساس تنوع کانی‌شناسی و سنگ - شناسی، تعداد ۱۸ مقطع نازک صیقلی برای بررسی نقطه‌ای (ریزپردازش الکترونی) انتخاب شدند و پس از آنکه سطح آن‌ها با لایه‌ای از کربن پوشیده‌شد، مورد تجزیه‌ی شیمیایی قرار گرفتند. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی موجود در کانی‌ها به روش (Electron probe micro-analysis) یا به اختصار EPMA در آزمایشگاه دانشگاه شیآن State Key Laboratory of Continental Dynamics,) Northwest University (Xian چین انجام گرفت.

بریده و خاموشی موجی بوده و در بخش‌های میلونیتی‌شده، تقریباً سبز و گاهی به صورت مجموعه‌های چندبلوری و نوارهای کشیده دیده می‌شود (شکل ۲-ث). مجموعه‌های چندبلوری کوارتز، بلورهای فلدسپار قلیایی گاهی با اندازه‌ای تا سه سانتیمتر دیده می‌شوند که پلاژیوکلازها را احاطه کرده و در بعضی موارد رگه‌های کوارتز، فلدسپارها را نیز قطع کرده‌اند (شکل ۲-ج).

صحرائی و سنگ‌نگاری صورت گرفته، این سنگ‌ها طیف ترکیبی از فلدسپار قلیایی گرانیت و گرانیت را در بر می‌گیرند. این سنگ‌ها به رنگ روشن تا صورتی و درشت دانه (شکل ۲-ب) بوده و دارای بافت نیمه شکلدار دانه‌دار موزائیکی و ریزدانه‌ای هستند (شکل ۲-پ تا ج). فلدسپار قلیایی گرانیت‌ها لوکوکراتیک بوده و بیشتر لوکوکراتیت‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها عبارتند از فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز و گاهی بیوتیت. کوارتز دارای حاشیه



شکل ۲ الف- یک چشم انداز کلی از توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزار چاه همراه با دسته‌های دایک دیابازی قطع کننده‌ی آن. ب- نمای نزدیکی از گرانیت بند هزار چاه. پ و ت- تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک به ترتیب از گرانیت‌ها و فلدسپار قلیایی گرانیت‌ها در نور قطبیده متقاطع. ث- تصویر میکروسکوپی از گرانیت میلونیتی شده. ج- تصویر میکروسکوپی از قطع شدگی بلور ارتوز به وسیله‌ی رگه کوارتز در گرانیت در نور قطبیده متقاطع.

شیمی کانی

(شکل ۴-ج). مسکویت با $Al = 4.05-4.12$ ، $Si = 5.32-5.39$ و $K = 1.17-1.35$ دارای $a.p.f.u = 0.02-0.05 Na$ است. زیرکن نیز از کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده‌ی گرانیت‌ها بوده و از این برای تعیین سن از روش (LA-ICPMS laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) استفاده شد (شکل ۴-ث).

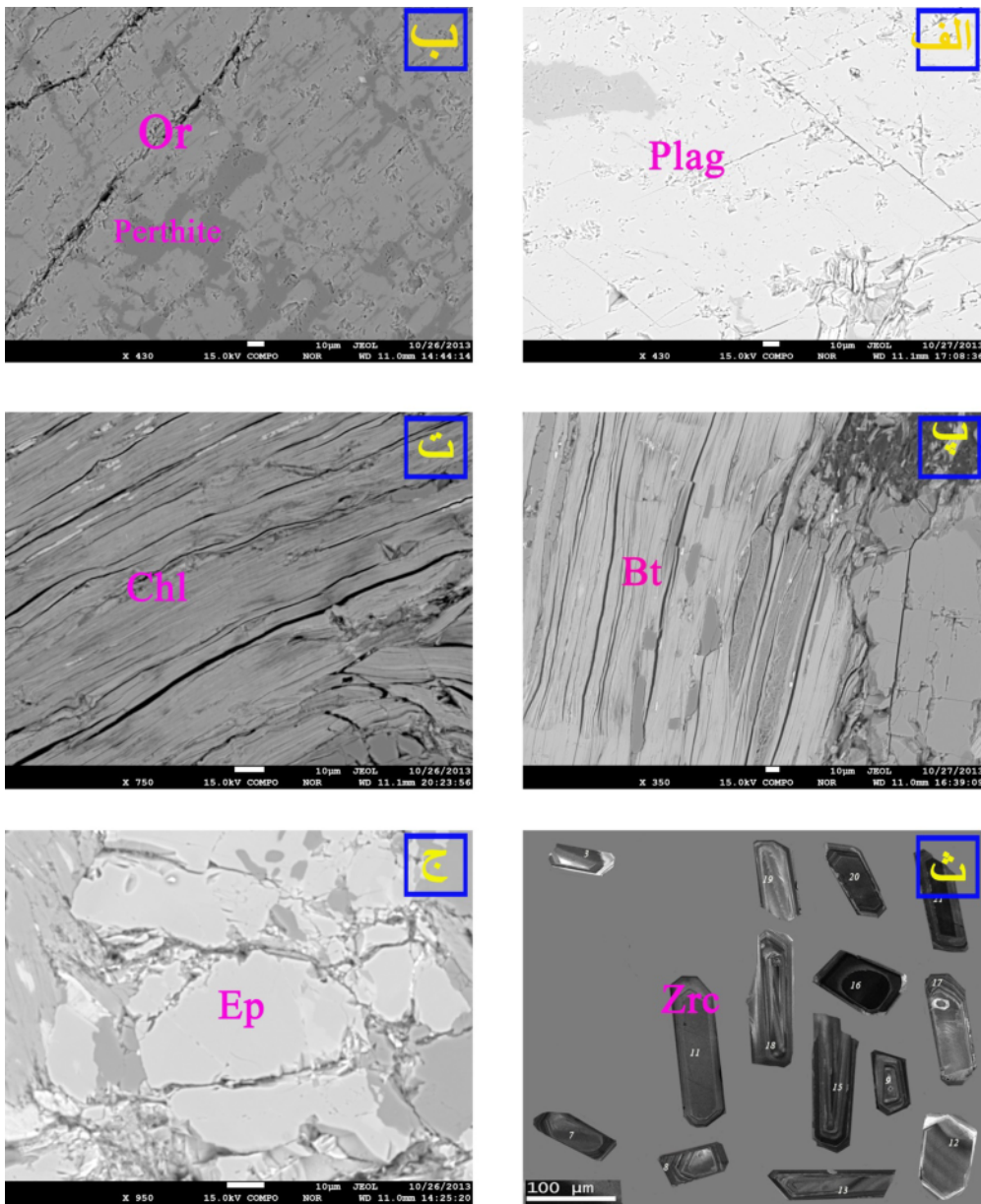
زمین‌شیمی

برای تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه، ۱۴ نمونه برای بررسی سنگ کل انتخاب شدند (جدول ۲). این سنگ‌ها به‌طور کلی دارای مقادیر بالای SiO_2 (۷۴.۱۸-۷۹.۴۹٪)، Na_2O (۳.۵۴-۷.۲۸٪) و مقادیر متوسط تا اندک K_2O (۰.۰۸-۰.۵۲٪)، CaO (۰.۰۹-۰.۲۱٪)، FeO_{total} (۰.۳۶-۰.۲۴٪) و مقادیر بسیار کم MgO (۰.۰۴-۰.۰۹٪) هستند. این سنگ‌ها روی نمودارهای مجموع قلیایی‌ها (Na_2O+K_2O) در برابر SiO_2 ، [۱۶، ۱۷] در گستره‌های گرانیتی با ماهیت نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف و ب).

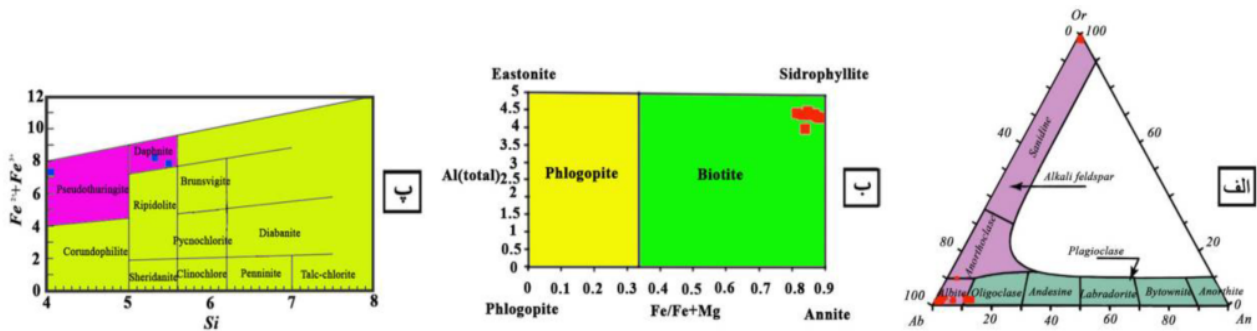
فلدسپار پتاسیم با $Si = 2.56-2.73$ a.p.f.u و $K = 2.6-2.8$ شامل ارتوز و میکروکلین است (جدول ۱) (شکل ۳-ب). ارتوز حاوی پرتیت بوده و در بعضی موارد به میکروکلین تبدیل شده است. پلاژیوکلاز با $Si = 2.57-2.7$ a.p.f.u، $Ca = 0.1-0.24$ و $An = 0.4-12.6$ از نوع آلبیت و الیگوکلاز است. در فلدسپار قلیایی گرانیت‌ها، پلاژیوکلاز از نوع آلبیت و در گرانیت‌ها از نوع آلبیت - الیگوکلاز است (شکل ۳-الف و ۴-الف) [۱۵]. ارتوز و میکروکلین در برخی موارد به سرسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها با $X_{Mg} = 0.025-0.188$ و $a.p.f.u = 6.22$ $Si = 4.30$ غنی از آهن‌اند و نزدیک به سیدروفیلیت هستند (شکل ۳-پ و ۴-ب) [۱۵]. بیوتیت‌ها بیشتر به کلریت، اسفن و کانی‌های کدر و در مواردی نیز به مسکویت تبدیل شده‌اند. کلریت با $Si = 4-5.53$ a.p.f.u دارای $X_{Fe} = 0.84-0.91$ بوده و از نوع دافنیت و پسدوتورینجیت است (شکل ۳-ت و ۴-پ) [۱۵]. اپیدوت با $Si = 6.28-6.46$ ، $Ca = 3.85-4.24$ و $Al = 4.82-5.18$ دارای $a.p.f.u = 0.48-0.68 Fe^{+3}$ است

جدول ۱ نتایج بررسی نقطه‌ای برخی از کانی‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

Mineral Sample Number	Plagioclase	Orthoclase	Plagioclase	Biotite	Chlorite	Muscovite	Epidote
	۱-۵-۱-۲	۱-۵-۱-۳	۱-۵-۱-۴	۱-۵-۱-b	۷۶-۵-۳	۷۰-۱-۲	۷۹-۱-۳
SiO ₂	۶۹.۱۵۵	۶۵.۰۲۴	۲۹۵.۶۶	۴۳.۶۱۵	۲۳.۹۶۲	۴۷.۷۸۵	۳۸.۴۵۵
TiO ₂	۰.۲۴	۰.۲۶	۰.۴۵	۰.۳۶۳	۰.۲۱۳	۰.۶۹	۰.۲۴
Al ₂ O ₃	۲۰.۱۴۵	۱۸.۴۰۱	۲۲.۰۴۶	۲۶.۴۴	۱۷.۸۹۸	۳۰.۷۸۷	۲۶.۸۷۷
FeO	۰.۳۴	.	۰.۵۳	۱۰.۵۱۲	۴۰.۱۰۵	۰.۷۰۶	۷.۷۵۷
MnO	.	۰.۳۱	۰.۴۱	۰.۶	۰.۶۳۲	.	۰.۳۳۴
MgO	.	.	.	۱.۳۶۱	۴.۲۳۲	۲.۶۴۴	.
CaO	۰.۳۴۲	۰.۲۴	۲.۴۶۳	۰.۴۷	۰.۴۵	۰.۲۱۴	۲۳.۴۶
Na ₂ O	۱۱.۸۷۷	۰.۳۶۳	۱۰.۱۵۷	۰.۷	۰.۲۴	۰.۱۵۸	.
K ₂ O	۰.۱۲۸	۱۷.۲۴۵	۰.۶۶	۹.۰۲۶	۰.۳۵	۹.۴۸۳	۰.۵۱
P ₂ O ₅	.	.	۰.۱۱	۰.۰۰۴	۰.۰۰۹	۰.۰۰۵	۰.۰۰۲
total	۱۰۱.۷۰۵	۱۰۱.۱۴۴	۱۰۱.۱۸	۹۱.۵	۸۷.۱۵۵	۹۹.۸۵۱	۹۶.۹۶
Si	۲.۷۱۹	۲.۵۷۲	۲.۶۲۱	۶.۱۰۳	۳.۴۰۲	۵.۳۳۵	۶.۲۹
Al	۱.۰۵۶	۰.۹۷۱	۱.۱۶۲	۴.۳۶۱	۴.۳۲۰	۴.۰۵۱	۵.۱۸
Ti	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۳۸	۰.۰۰۵	۰.۰۰۶	.
Fe ³⁺	۰.۴۸
Fe ²⁺	.	.	.	۱.۲۳۰	۵.۰۴۲	۰.۰۶۶	.
Mn	.	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۷	۰.۰۰۹	.	۰.۰۵
Mg	.	.	.	۰.۲۸۴	۴.۷۱۲	۰.۴۴۰	.
Ca	۰.۰۲۷	۰.۰۰۲	۰.۱۹۵	۰.۰۰۷	۰.۰۰۳	۰.۰۲۶	۴.۱۱
Na	۱.۸۶۸	۰.۰۵۷	۱.۶۰۶	۰.۰۱۹	.	۰.۰۳۴	۰.۰۲
K	۰.۰۲	۲.۷۲۹	۰.۰۱	۱.۶۱۱	.	۱.۳۵۰	.
Or	۱.۰۵۱	۹۷.۸۷۲	۰.۵۷۶	-	-	-	-
Ab	۹۷.۵۴۴	۲.۰۶	۸۸.۶۷۳	-	-	-	-
An	۱.۴۰۴	۰.۰۶۸	۱۰.۷۵۱	-	-	-	-



شکل ۳ الف تا ج- تصاویر میکروسکوپ الکترونی (Back-Scattered Electrons) (BSE) تهیه شده به ترتیب از کانی‌های ارتوز، پلاژیوکلاز، کلریت، بیوتیت و اپیدوت در گرانیت‌ها. ث- تصاویر رخشانی کاندی از دانه‌های زیرکن جدا شده از گرانیت‌ها.



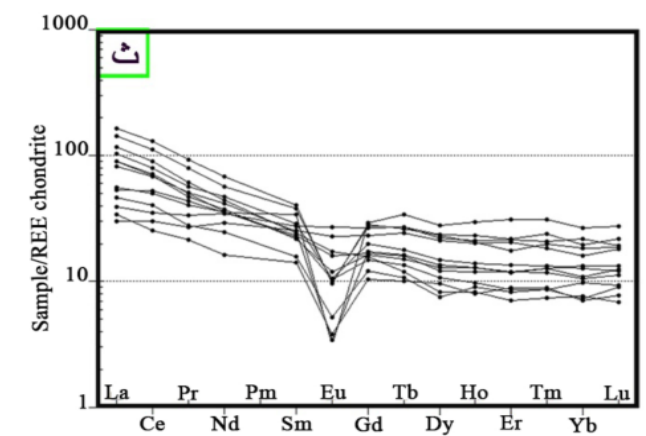
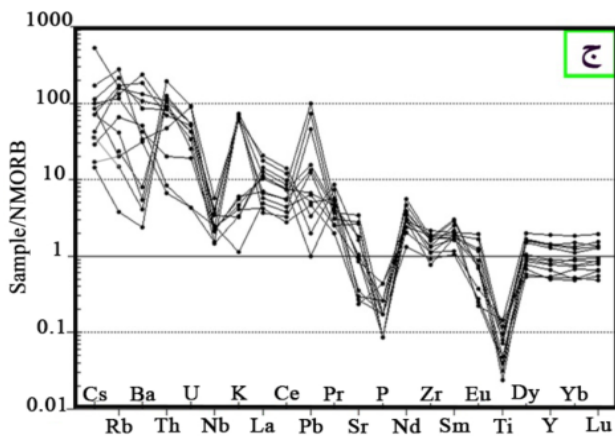
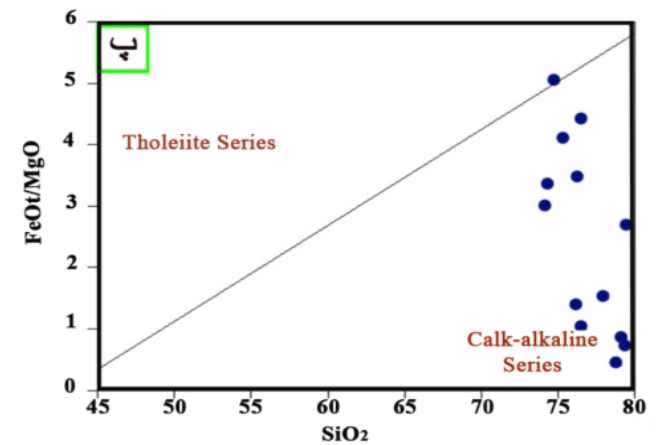
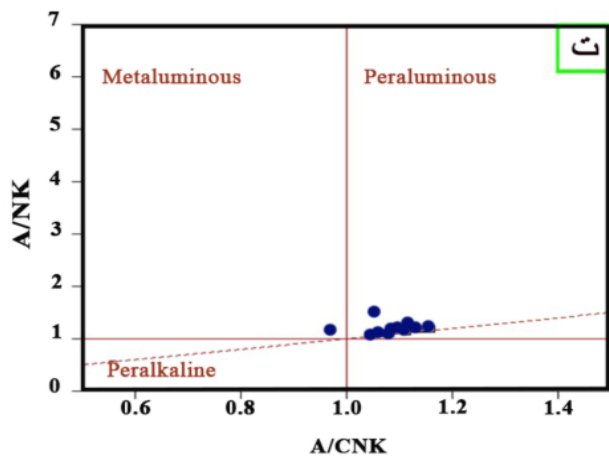
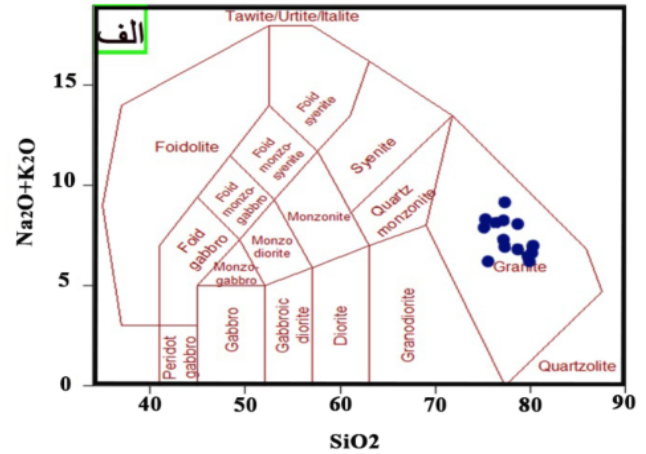
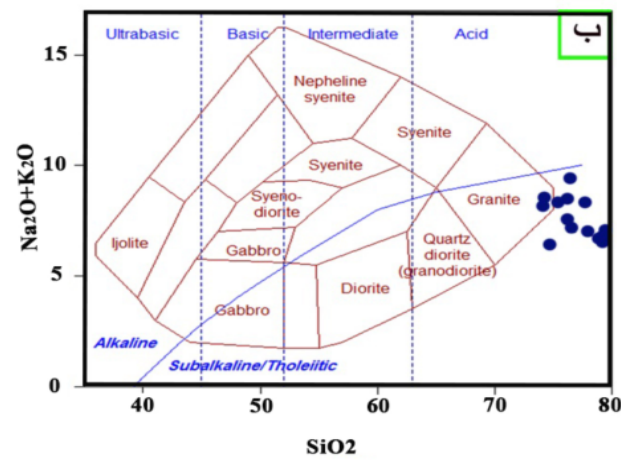
شکل ۴ الف، ب و ج- به ترتیب ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌ها و کلریت‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه براساس رده‌بندی دی آر و همکاران [۱۵].

جدول ۲ نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب در گرانیت‌ها

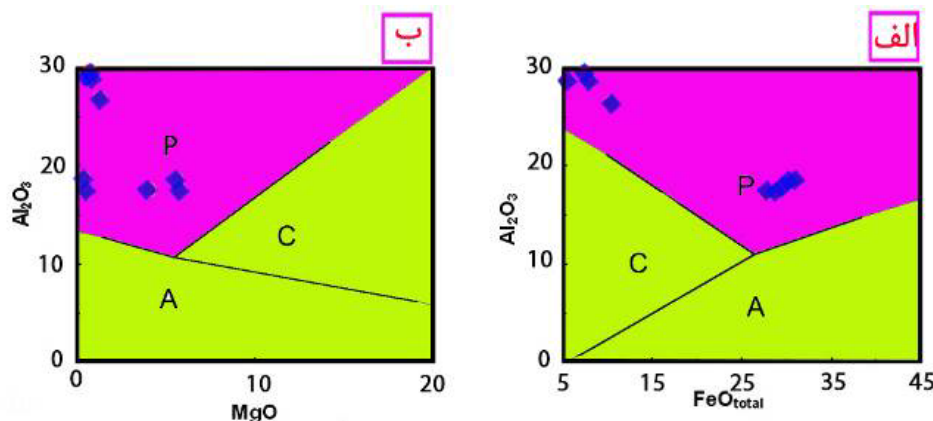
شماره	گرانیت‌ها													
	۲۵-۱	۲-۳	۳-۱	۱۰-۵	۷۷-۲	۸۰-۱	۷۹-۱	۱۰-۳	۷۶-۵	۷۰-۱	۳۹-۴	۳۲-۱	۸۸-۸	۸۸-۷
SiO ₂	۷۴٫۱۸	۷۴٫۳	۷۴٫۷۲	۷۵٫۳۳	۷۶٫۲۵	۷۶٫۵۰	۷۷٫۸	۷۷٫۹۸	۷۸٫۸۵	۷۹٫۴۹	۷۶٫۵۲	۷۶٫۲	۷۹٫۳۱	۷۹٫۱۸
Al ₂ O ₃	۱۳٫۸۱	۱۳٫۲۵	۱۳٫۶	۱۳٫۶۵	۱۳٫۱۵	۱۳٫۲۲	۱۲٫۶۴	۱۳٫۱۴	۱۲٫۷۹	۱۲٫۶۸	۱۳٫۹۲	۱۳٫۸۲	۱۲٫۳۰	۱۲٫۳۳
FeO	۰٫۹۹	۰٫۸۸	۱٫۱۱	۰٫۶۶	۰٫۵۳	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۴۳	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۳۹	۰٫۶۳	۰٫۲۷	۰٫۳۹
Fe ₂ O ₃	۱٫۲۱	۱٫۰۸	۱٫۳۵	۰٫۸۱	۰٫۶۴	۰٫۳۵	۰٫۴۳	۰٫۵۲	۰٫۲۶	۰٫۲۰	۰٫۴۸	۰٫۷۷	۰٫۳۳	۰٫۴۸
MgO	۰٫۶۶	۰٫۵۳	۰٫۴۳	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۵۶	۰٫۹۴	۰٫۱۲	۰٫۷۵	۰٫۸۹	۰٫۷۴	۰٫۹۲
CaO	۰٫۸۱	۱٫۱۶	۲٫۰۹	۰٫۸۰	۰٫۵۹	۰٫۱۰	۰٫۴۲	۰٫۳۳	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۶۶	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۱
Na ₂ O	۳٫۶۰	۴٫۲۰	۳٫۸۹	۳٫۷۹	۳٫۵۴	۴٫۰۷	۳٫۴۳	۶٫۵۷	۶٫۴۲	۶٫۸۴	۶٫۷۸	۷٫۲۸	۶٫۷۴	۶٫۰۶
K ₂ O	۴٫۵۰	۴٫۳۱	۲٫۵۱	۴٫۵۴	۴٫۸۸	۵٫۲۹	۴٫۸۵	۰٫۴۰	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۳۳	۰٫۲۳	۰٫۰۸	۰٫۴۳
TiO ₂	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۱۵	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۱۲
P ₂ O ₅	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
MnO	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Cr ₂ O ₃
Sum	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۹۶	۱۰۰	۱۰۰٫۰۴	۱۰۰	۱۰۰٫۰۴	۹۹٫۹۹	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۰۳	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۵
NK	۸٫۱۰	۸٫۵۰	۶٫۴۰	۸٫۳۲	۸٫۴۱	۹٫۳۶	۸٫۲۸	۶٫۹۸	۶٫۷۱	۷٫۰۸	۷٫۱۱	۷٫۵۱	۶٫۸۲	۶٫۴۹
A _۰ CNK	۱٫۵۵	۱٫۳۷	۱٫۶۰	۱٫۵۰	۱٫۴۶	۱٫۴۰	۱٫۴۵	۱٫۸۰	۱٫۸۶	۱٫۷۴	۱٫۷۹	۱٫۸۲	۱٫۷۸	۱٫۸۷
LOI	۰٫۷	۱٫۲	۱	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۲	۰٫۷	۰٫۹	۱٫۱	۰٫۶
Rb	۱۱۹٫۳	۲۳٫۱	۷٫۳	۱۳	۱۱٫۴	۲٫۱	۹۱٫۵	۸٫۲	۱۵۵٫۴	۷۴٫۲	۹۶	۷٫۸۷	۳۷٫۲	۶۴٫۱
Sr	۷۶٫۲	۲۱٫۲	۳۵٫۸	۱۴۴٫۷	۲۳۵٫۶	۲۶٫۸	۱۶۲	۳۱٫۹	۲۴	۸۰٫۸	۹۳٫۶	۸۴٫۴	۲۴۹٫۳	۳۰٫۸
Ba	۵۳۲	۳۴	۲۷	۵۰	۱۹۶	۱۵	۶۶۸	۲۶	۲۱۰	۱۵۰٫۶	۱۱۵۰	۸۲۵	۳۲۴	۲۶۶
Y	۱۴٫۹	۵۲٫۸	۲۱٫۴	۳۸٫۶	۳۵٫۹	۳۸٫۵	۲۲٫۲	۲۴٫۱	۱۴	۱۴٫۴	۱۸٫۳	۲۵٫۲	۳۹٫۶	۲۱٫۴
Zr	۸۲٫۸	۹۸٫۷	۶۶٫۸	۱۲۷٫۸	۱۳۸٫۴	۱۲۳٫۳	۱۳۴	۸۰٫۴	۶۷	۱۲۳٫۵	۹۷٫۴	۱۱۶	۱۵۷	۵۷
Nb	۵٫۴	۱۳٫۳	۶٫۷	۸٫۶	۳٫۶	۹٫۵	۵٫۴	۵٫۱	۵٫۵	۳٫۴	۵٫۲	۷٫۹	۵٫۸	۴٫۹
Hf	۲٫۹	۴٫۹	۳	۴٫۵	۴٫۳	۳٫۳	۳٫۹	۲٫۵	۲٫۲	۳٫۷	۳٫۶	۳٫۸	۴٫۶	۱٫۹
Ta	۰٫۵	۱٫۲	۱	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۹	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳
Th	۹٫۹	۲۳٫۵	۱۲٫۴	۱۴	۰٫۸	۱۵	۱۰٫۷	۱۲٫۴	۵٫۷	۱۰٫۱	۸٫۳	۱۲٫۹	۱	۲٫۴
La	۱۴٫۴	۱۶٫۶	۰٫۸	۵۱	۹٫۳	۴۴٫۶	۲۷٫۹	۲۵٫۶	۱۰٫۶	۳۶٫۱	۲۷٫۸	۳۲	۱۲٫۲	۱۷٫۳
Ce	۳۲٫۷	۴۲٫۲	۸٫۹	۱۰۵٫۶	۲۴٫۴	۹۱	۵۵٫۷	۵۵٫۶	۲۰٫۷	۷۳٫۱	۵۷٫۴	۶۴٫۸	۲۸٫۵	۴۰٫۷
Nd	۱۴٫۷	۲۱	۱٫۸	۴۱	۱۷٫۵	۴۳٫۳	۲۲٫۶	۲۴٫۹	۹٫۷	۲۶٫۵	۲۱٫۳	۲۸٫۴	۲۰٫۷	۲۱٫۵
Sm	۳٫۰۷	۶٫۶	۰٫۸۶	۷٫۹۱	۴٫۹۴	۷٫۴۳	۴٫۲۲	۴٫۹۲	۲٫۷۵	۴٫۷۷	۴٫۴۱	۵٫۶۱	۵٫۳۶	۴٫۵۴
Eu	۰٫۳۸	۰٫۲۳	۰٫۱۵	۰٫۷۱	۱٫۶۷	۰٫۷۲	۰٫۸۸	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۱٫۲۷	۰٫۷۶	۰٫۷۷	۱٫۹۹	۱٫۱۸
Yb	۲٫۰۴	۲٫۵۶	۲٫۴۱	۳٫۸۴	۳٫۳۴	۴٫۵۴	۲٫۷۸	۲٫۲۹	۱٫۴۷	۱٫۵۹	۱٫۵۲	۲٫۶۵	۴٫۰۶	۲٫۲۱

می‌کند. این سنگ‌ها دارای الگوهای غنی شده از عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) با (La /Yb = 3-22.7) هستند (شکل ۵-ث) و بی‌هنجاری منفی Sr, Nb, P, Ti و بی‌هنجاری مثبت Ba, Rb, Cs, Th در آنها آشکار است (شکل ۵-ج). این سنگ‌ها از عناصر با پتانسیل یونی پایین (LILEs) غنی‌شدگی و از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSEs) تهی‌شدگی نشان-می‌دهند.

همچنین در نمودارهای Al₂O₃/Na₂O+K₂O(A/NK) برابر (Al₂O₃/ CaO+ Na₂O+K₂O(A/CNK) [۱۸] و FeOt/MgO در برابر SiO₂ [۱۹] در گستره‌های آهکی-قلیایی و پراآلمین قرار می‌گیرند (شکل ۵-پ و ت). علاوه بر این، ترکیب بیوتیت‌ها در نمودارهای Al₂O₃ در برابر Fe_{total} و Al₂O₃ در برابر MgO [۲۰] نیز در گستره‌ی پراآلمین قرار می‌گیرند (شکل ۶) و پراآلمین بودن این سنگ‌ها را تایید



شکل ۵ الف و ب- موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی به ترتیب در نمودارهای مجموع قلیایی‌ها (Na₂O+K₂O) در برابر SiO₂ [۱۷] و [۱۶].
 پ و ت- موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی به ترتیب در نمودارهای FeO/MgO در برابر SiO₂ [۱۹] و Al₂O₃/Na₂O+K₂O (A/NK) در برابر (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) (A/CNK) [۱۸].
 ث و ج- به ترتیب نمودارهای بهنجار شده نسبت به REE کندریت [۲۱] و NMORB [۲۲] برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی.



شکل ۶ الف و ب: به ترتیب ترکیب بیوتیت‌ها در نمودارهای Al_2O_3 در برابر FeO_{total} و Al_2O_3 در برابر MgO [۲۰] برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی. تمام نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های پرآلومین قرار می‌گیرند.

بحث

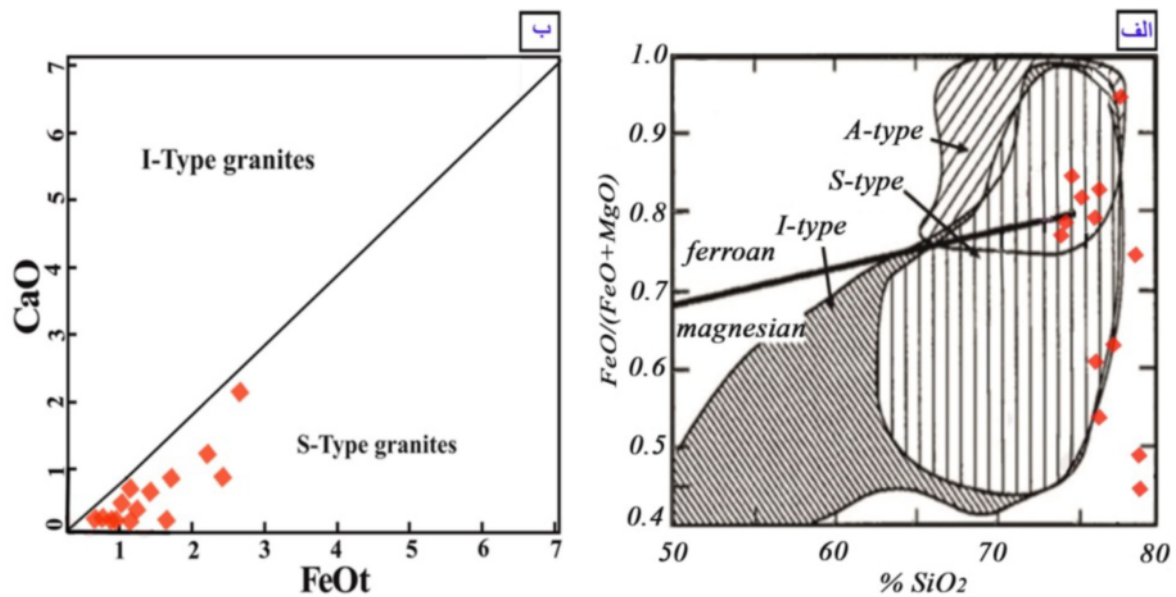
تعیین نوع گرانیت و سنگ مادر آن‌ها

بند هزارچاه همراه با سنگ‌های دگرگون این منطقه، ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابهی نشان داده و از عناصر Sr, Nb, Ti تهی‌شدگی دارند که از ویژگی‌های گرانیت‌های با خاستگاه پوسته‌ای یا S است. لذا این گرانیت‌ها از ذوب و شکل‌گیری سنگ‌های دگرگون به‌وجود آمده‌اند. این سنگ‌ها در نمودار $Al_2O_3 / (FeO^* + MgO + TiO_2)$ (نسبت به FeO^*) $Rb/Ba + MgO + TiO_2$ [۲۵] (شکل ۸-پ)، نمودار تغییرات Rb/Sr نسبت به Rb/Sr [۲۶] (شکل ۸-الف) و نمودار $mol Al_2O_3 / MgO + FeO_{total}$ در برابر $mol CaO / MgO + FeO_{total}$ (شکل ۸-ب) بیشتر در گستره‌های حاصل از ذوب بخشی شبه‌گریوک و شبه‌پلیت‌ها قرار می‌گیرند. لذا با توجه به رخنمون‌های گسترده از شبه‌گریوک‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس-ها، در سنگ‌های میزبان توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه، احتمالاً این گرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون همین منطقه ریشه گرفته‌اند.

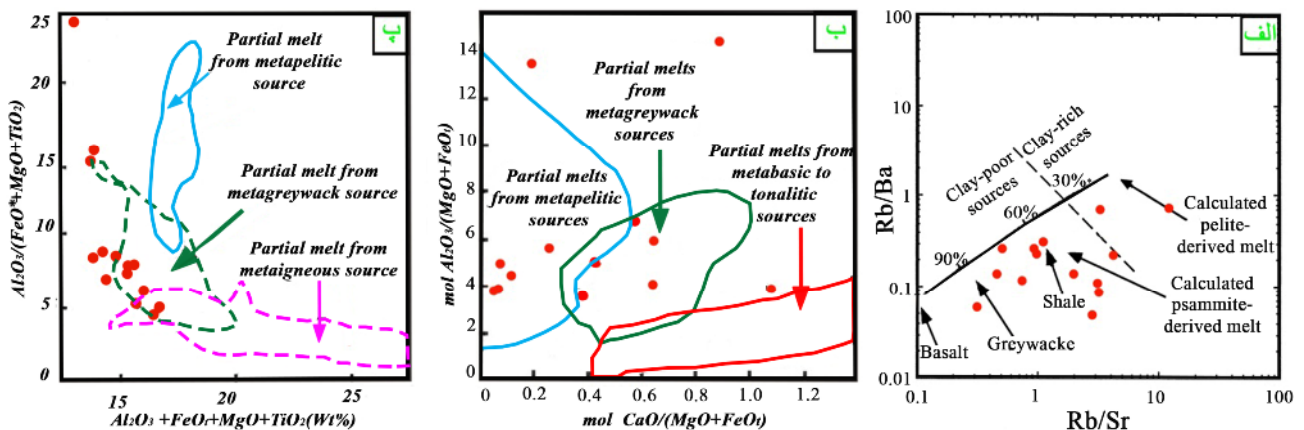
تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها

برپایه‌ی رده‌بندی پیرس [۲۸] گرانیتوئیدها براساس محیط زمین‌ساختی به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (کمان اقیانوسی و کمان قاره‌ای) (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های مناطق برخوردی (همزمان با برخورد و پسا برخورد) (COLG) که برخورد قاره-قاره و برخورد کمان-قاره را شامل می‌شوند.

چنانکه پیشتر اشاره شد سنگ‌های میزبان توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه شامل سنگ‌های دگرگون با سن نئوپروتروزوئیک هستند. این سنگ‌های دگرگون بیشتر شامل اسلیت، فیلیت، متاگریوک، متاچرت، متابازیت، میکاشیست، مرمر، گنیس و گارنت‌گنیس هستند. طیف ترکیبی توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه محدود بوده و شامل گرانیت و گرانیت قلیایی است. تنها کانی مافیک آن‌ها بیوتیت بوده و فاقد پیروکسن و هورنبلندند. اسفن به‌صورت اولیه وجود ندارد بلکه به‌صورت ثانویه یافت می‌شود. آپاتیت به مقدار اندک دیده شد. دامنه‌ی تغییرات SiO_2 بین ۷۴ تا ۷۹ درصد است و به‌طور کلی این گرانیت‌ها سرشار از کوارتز هستند. نسبت مولی A/CNK بیشتر از ۱.۱ بوده و میانگین درصد کروندوم با معیار CIPW بیش از یک درصد است. این ویژگی‌ها شباهت زیادی با گرانیت‌های نوع S دارد. همچنین این سنگ‌ها در نمودارهای $FeO_{total} / (FeO_{total} + MgO)$ در برابر SiO_2 [۲۳]، (شکل ۷-الف) و CaO در برابر FeO_{total} [۲۴] (شکل ۷-ب) در گستره‌ی گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند، ولی از همه مهمتر آنکه شواهد صحرایی فراوانی از رخداد ذوب بخشی در گنیس‌ها و تبدیل آن‌ها به گرانیت‌ها دیده می‌شود. علاوه بر شواهد صحرایی و کانی‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز نشأت گرفتن گرانیت‌ها از گدازه‌های حاصل از ذوب شیست‌ها و گنیس‌ها را تأیید می‌کنند. در نمودارهای عنکبوتی نیز، گرانیت‌های منطقه‌ی



شکل ۷ الف و ب - موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی به ترتیب روی نمودارهای $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ در برابر SiO_2 [۲۳] و CaO در برابر FeOt [۲۴] که همگی در گستره S قرار می‌گیرند.



شکل ۸ الف، ب و پ- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب روی نمودارهای تغییرات Rb/Ba نسبت به Rb/Sr [۲۶]، $\text{mol Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ در برابر $\text{mol CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ [۲۷] و نسبت به $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ [۲۵] نمونه‌ها بیشتر در گستره‌های با سنگ‌خاستگاه متاگنیوکی و متاپلیت فقیر از رس قرار می‌گیرند.

هستند. علاوه بر این، نمودارهای ژئوشیمیایی، تعیین محیط زمین‌ساختی نیز شکل‌گیری گرانیت‌های منطقه بندهازارچاه را در محیط‌های وابسته به کمان آتشفشانی قاره‌ای تا برخوردی تأیید می‌کنند. برای تشخیص محیط زمین‌ساختی گرانیت‌های منطقه بندهازارچاه از نمودارهای دیگر، بر پایه تغییرات عناصر $\text{Ta}+\text{Yb}$ نسبت به Ta [۲۹] (شکل ۹- الف) و Rb در برابر $\text{Ta}+\text{Yb}$ [۲۸] (شکل ۹- ب) استفاده شد، و چنانکه در این شکل‌ها مشاهده می‌شود، تمامی نمونه‌ها در گستره VAG یا گرانیت

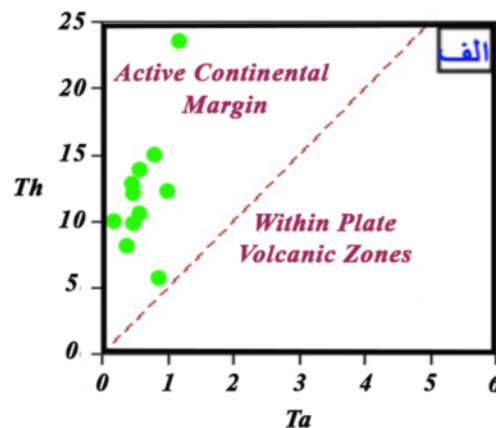
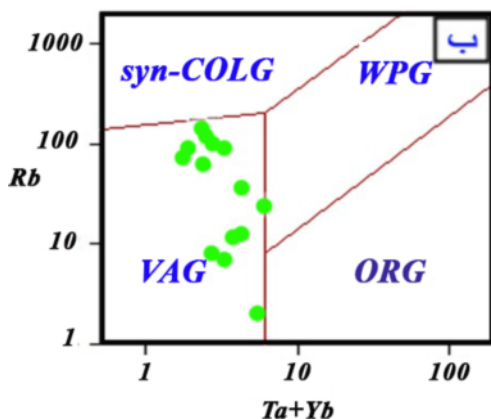
بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیت‌ها که پیشتر شرح داده شد و مقایسه‌ی آن‌ها با معیارهای رده‌بندی گرانیت‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که گرانیت‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی قاره‌ای هستند. این گرانیت‌ها دارای ماهیت آهکی- قلیایی تا آهکی- قلیایی با پتاسیم بالا هستند و بر اساس الگوهای عناصر کمیاب و REE آن‌ها بر روی نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده، دارای ویژگی‌های وابسته به محیط‌های زمین‌ساختی کمان قاره‌ای

سمت بخش‌های بالایی منطقه‌ی فرورانش مهاجرت می‌کند. به علاوه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک موجود در پوسته‌ی غنی از K, U و Th نیز به افزایش دما و رخداد ذوب‌بخشی کمک می‌کند. با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های میزبان دگرگون (که بیشتر شامل شبه‌گربوک، اسلیت، فیلیت، مرمر، میکاشیست، آمفیبولیت و گنیس هستند)، سنگ مادر آن‌ها بیشتر شامل ماسه‌سنگ، شیل، آهک و گابرو بوده و احتمالاً در یک محیط کم عمق شبیه به حوضه‌ی پشت کمان قاره‌ای [۱۳] (شکل ۱۰) در حاشیه‌ی فعال شمالی گندوانا تشکیل شده و سپس در نتیجه‌ی فرورانش مورب ورقه‌ی اقیانوسی پروتوتیس به زیر حاشیه شمالی گندوانا، این سنگ‌ها دستخوش دگرگونی ناحیه-ای شده‌اند و با بالا رفتن درجه‌ی دگرگونی و ذوب بخشی، توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه در ادیکاران- کامبرین تشکیل شده‌است. از آنجا که فرورانش به صورت مورب بوده، منطقه‌های برشی نیز بسیار گسترده بوده و ضمن تاثیر آن‌ها بر جایگزینی ماگما، در مراحل انتهایی تبلورماگمای تشکیل دهنده تا پس از انجماد آن، فعال بوده‌اند و سبب پیدایش ساختارهای دگرشکلی با دما بالا از قبیل قطع شدن فلدسپارها به وسیله‌ی رگه‌های کوارتز و میلونیتی شدن این توده در بعضی از بخش‌های آن شده‌اند. توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه با دیگر گرانیت‌ها و گنیس‌های مشابه پی‌سنگ ایران در ایران مرکزی، سنندج-سیرجان و البرز، هم‌سن است. این سنگ‌ها در نتیجه‌ی ماگماتیسم قوس قاره‌ای نئوپروتروزوئیک- کامبرین پیشین و در حاشیه شمالی گندوانا تشکیل شده‌اند.

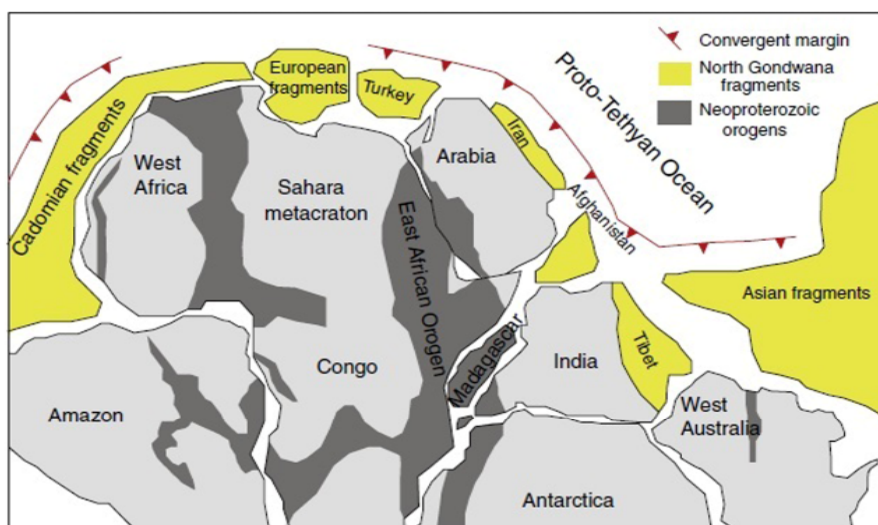
های وابسته به کمان ماگمایی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند که با ویژگی‌های دیگر ژئوشیمیایی این سنگ‌ها همخوانی دارد.

سنگ‌زایی گرانیت‌ها و ارائه الگوی ژئودینامیکی

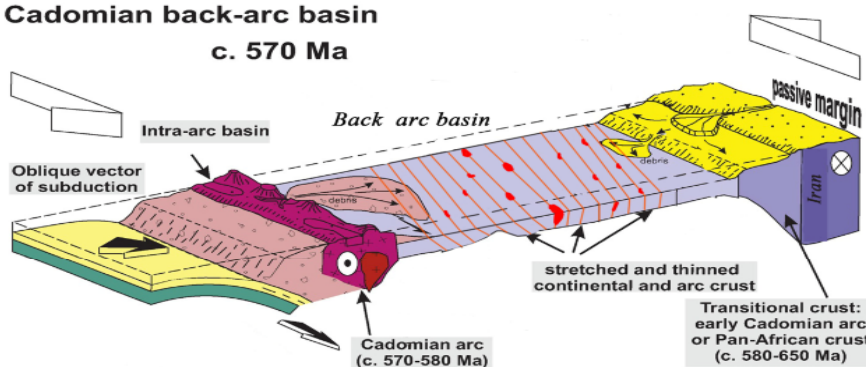
نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتی و نیز شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای که این سنگ‌ها در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند. بسیاری از ویژگی‌های این سنگ‌ها از جمله ماهیت آهکی-قلیایی آن‌ها با خصوصیات ماگماهای وابسته به منطقه‌های فرورانش همخوانی دارد. لذا در مجموع می‌توان نتیجه گرفت که گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های منطقه‌ی بند هزارچاه از نوع گرانیت‌های وابسته به کوهزایی هستند و چنانکه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند، دارای ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند. بنابراین گرانیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی که غالباً ترکیب گرانیتی و لوکوگرانیتی دارند، از نوع S بوده و از ذوب سنگ‌های دگرگون شبه‌گریوکی-متاپلیتی با سنگ مادر رسوبی-تخریبی (در پوسته‌ی قاره‌ای بالایی) ریشه گرفته‌اند. این سنگ‌ها احتمالاً در یک جایگاه قوس قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش مورب لیتوسفر اقیانوسی پروتوتیس به زیر حاشیه‌ی شمالی ابرقاره گندوانا در ادیکاران- کامبرین تشکیل شده‌اند. به اعتقاد لفورت و همکاران [۳۰] ذوب سنگ‌های گنیسی می‌تواند ناشی از ورود شاره‌های ریشه گرفته از سنگ‌های آبدار پوسته‌ی بالایی باشد که به کاهش زمین‌گرمای قاره‌ای در این بخش می‌انجامد. فرایند آبدزایی (Dehydration) ورقه فرورونده، شاره‌هایی را آزاد کرد که به



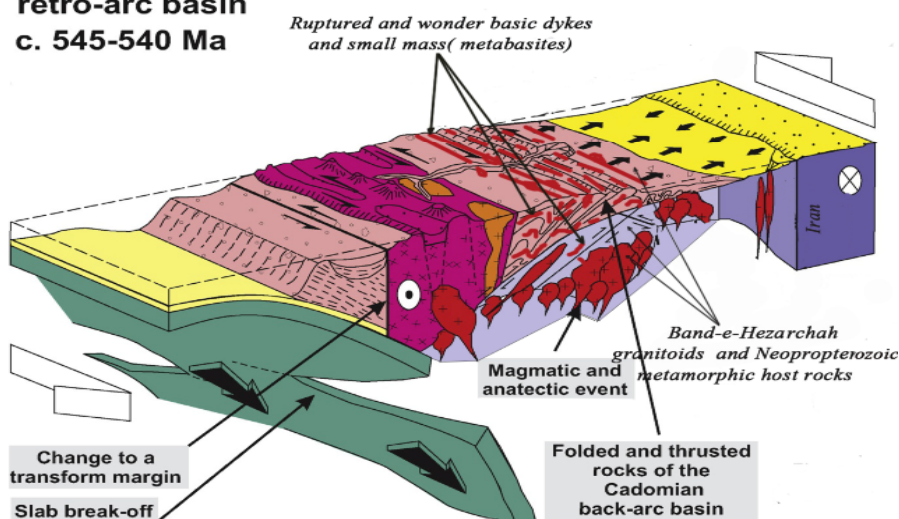
شکل ۹ الف- ب- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب بر روی نمودار تغییرات عناصر Th نسبت به Ta [۲۸] و Rb در برابر Ta + Yb [۲۸].



**Cadomian back-arc basin
c. 570 Ma**



**Cadomian retro-arc basin
c. 545-540 Ma**



شکل ۱۰ الف- نقشه‌ی بخشی از گندوانا که نشان‌دهنده موقعیت قاره‌ها و قطعات قاره‌ای در ادیکاران- کامبرین زیرین است. ب و ج- الگوی پیشنهادی در چگونگی تشکیل و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه و سنگ‌های دگرگون میزبان آن در نئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین زیرین [۱۳].

برداشت

توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه با ترکیب سنگ‌شناسی فلدسپار قلیایی گرانیت تا گرانیتی و سن نئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین زیرین از نوع S بوده و از ذوب سنگ‌های متاپلیتی و شبه‌گریوکی در بالای منطقه‌ی فرورانش مورب پوسته‌ی اقیانوسی پروتتیس به زیر حاشیه‌ی فعال شمالی گندوانا تشکیل شده است. این سنگ‌ها در نتیجه‌ی ماگماتیسم قوس قاره‌ای نئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین زیرین در حاشیه‌ی شمالی گندوانا تشکیل شده‌اند و همراه با دیگر گرانیت‌ها و گنیس‌های همسن در ایران مرکزی، البرز و سندانج- سیرجان، پی‌سنگ ایران را تشکیل می‌دهند.

قدردانی

این پژوهش بخشی از نتایج به دست آمده از انجام طرح پژوهشی به شماره ۹۱۰۰۰۵۴۸ صندوق حمایت از پژوهشگران معاونت علمی و فناوری ریاست محترم جمهوری است. لذا برخورد لازم می‌دانیم که از حمایت‌های مادی و معنوی مسئولین محترم آن صندوق و همچنین از پشتیبانی ارزنده حوزه معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه شاهرود سپاسگزاری نماییم

مراجع

- [۱] هوشمندزاده ع، علوی نائینی م، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۷).
- [۲] نوایی ا، صالحی راد م، مجیدی ب، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۶).
- [۳] شهرابی م، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۹).
- [۴] افتخارنژاد ج، آقاناتی ا، خانناظر ن، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۱).
- [۵] امین چراغ م، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۶] قاسمی ا، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دای، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۳).

- [۷] حاج حسینی ع، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۲).
- [۸] رحمتی ایلخچی م، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۲).
- [۹] حسینی ح، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

[10] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker 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) p 71- 96.

- [۱۱] کاظمی ک، پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کیکی، جنوب غرب بیارجمند، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران (۱۳۹۰).

- [۱۲] ابتهاج م، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).

[13] Hosseini S.H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *ChemieErde - Geochemistry* (2015)", <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2015.02.002>

- [۱۴] بلاغی اینالو ز، صادقیان م، ژای م، قاسمی ح، محجل م، گانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب- شرق شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص ۴۷۱-۴۸۴.

[15] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longmans 696 p, 2th editions, London (1992).

[16] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The interpretation of igneous rocks", London : George Allen and Unwin (1979).

[17] Middlemost E.A.K., "Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology". Longman Group U.K., (1985) pp: 73-86.

- [25] PatiñoDouce A.E., "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?" Geological Society of London Special Publication 168 (1999) 55–75.
- [26] Sylvester P.J., "Post collisional strongly peraluminous granites." *Lithos* 45 (1998) 29–44.
- [27] Altherr R., Holl A., Henger E., Langer C., Kreuzer H., "High potassium, calc alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany)". *Lithos*, V.50 (2000) pp.51-73.
- [28] Pearce J.A., Harris B.W., Tindle A.G., "Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of petrology* 25, (1984) pp. 956-983.
- [29] Schandl E.S., Gorton M.P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments", *Economic Geology* 97 (2002) 629 - 642.
- [30] LeFort P., Debon F., Pecher A., Sonet J., Vidal P., "The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale", *Sciences de la Terre, Memoire* 47 (1986) p. 191–209.
- [18] Shand S.J., "Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits", Thomas Murby and co, London (1943) 488P.
- [19] Miyashiro A., "Metamorphic petrology", Oxford University Press, Oxford, UK (1994).
- [20] Abdel-Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous Magmas", *Journal of Petrology*.35 (2) (1994) 525–541.
- [21] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier Sciences, Amsterdam, (1984) pp. 63–114.
- [22] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts"; implications for mantle composition and processes Geological Society of London, pp. 313–345 (1989) (Special Publication No. 42).
- [23] Frost R.B., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., "A geochemical classification for Granitic Rocks", *J. Petrol.* 42 (2001) 2033–2048.
- [24] Hsieh P.S., Chen C.H., Yang H.J., Lee C.Y., "Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions", *Journal of Asian Earth Sciences* 33 (2008) 428–451.