



سنگ‌شناسی، سن‌سنجی، ژئوشیمی و تعیین منشأ توده‌های گرانیتوئیدی منطقه بجنستان، شمال فردوس، استان خراسان رضوی

ریحانه احمدی روحانی¹، محمدحسن کریم‌پور^{2*}، بهنام رحیمی¹، آزاده ملکزاده سفارودی²، اورس کلوتزلی³ و ژوزه فرانسیسکو سانتوس⁴

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(2) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(3) گروه تحقیقات لیتوسفر، دانشکده علوم زمین، جغرافی و نجوم، دانشگاه وین، وین، اتریش

(4) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

دریافت: 1395/04/09، پذیرش: 1395/09/21

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی بجنستان در شرق شهر بجنستان، جنوب غرب استان خراسان رضوی واقع شده‌اند. توده‌های عمیق و نیمه‌عمیق اسیدی برون‌زد یافته در این منطقه دارای ترکیب سینوگرانیتی، مونزوگرانیتی و گرانیتی هستند. نتایج سن‌سنجی نشانگر حضور دو فاز ماگماتیسم در منطقه است. توده‌های بیوتیت مونزوگرانیت، گرانیت پورفیری و سینوگرانیت، دارای سن کرتاسه بالایی، کامپانین (76-79 میلیون سال) است و تنها توده پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت در جنوب غرب محدوده مورد بررسی، دارای سن الیگوسن (30/7±1/5 میلیون سال) است. در توده‌های با سن کرتاسه بالایی، میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه بین 0/710898 تا 0/717908 و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بین 0/512058 تا 0/512211 و ϵNd_t در دامنه 7/38- تا 10/65- متغیر است. نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه و ϵNd_t برای توده پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت به ترتیب 0/713292، 0/512186 و 8/06- است. از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، توده‌های بالا، عمدتاً ماهیت پرآلومین دارد و به گرانیتوئیدهای تیپ S دسته‌بندی (ایلمینیت) تعلق دارند. با توجه به نتایج بررسی‌های انجام شده، منشأ توده‌های نفوذی منطقه، پوسته‌ای و حاصل ذوب رسوبات دگرگون شده با ترکیب پسمامیت و مرتبط با زون برخورد است. توده‌های گرانیتوئیدی با سن کرتاسه بالایی منطقه بجنستان در مقایسه با سایر توده‌های متعلق به کرتاسه بالایی، مانند بزمان، گزو و کجه، دارای نسبت بالاتر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ هستند. توده پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت با سن الیگوسن با دارا بودن ویژگی‌های مشابه با توده‌های کرتاسه بالایی، نشان‌دهنده ادامه محیط زون برخوردی در این بخش از بلوک لوت است.

واژه‌های کلیدی: سن‌سنجی، ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd، توده‌های گرانیتوئیدی احیایی، بجنستان، بلوک لوت، ایران

مقدمه

(2013) در شمال غرب بلوک لوت واقع شده است (شکل 1). مهمترین ویژگی بلوک لوت که آن را از دیگر بخش‌های خردقاره ایران مرکزی جدا می‌کند، حجم عظیم ماگماتیسم ترشکاری، به‌ویژه سنگ‌های آتشفشانی است که با داشتن ضخامتی در حدود 2000 متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند. وجود فعالیت ماگمایی گسترده با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت در نقاط مختلف، باعث شده است تا بلوک

محدوده مورد بررسی در شرق شهر بجنستان، جنوب غرب استان خراسان رضوی، در برکه 1:250,000 فردوس و برکه‌های 1:100,000 بجنستان و فردوس قرار گرفته است. این منطقه در بین طولهای جغرافیایی $58^{\circ}13'$ تا $58^{\circ}23'$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $34^{\circ}28'$ تا $34^{\circ}34'$ شمالی قرار داشته و از لحاظ تقسیمات رسوبی - ساختاری (Aghanabati،)

صحرایی تعداد 30 نمونه با کمترین تأثیر آلتراسیون، از توده‌های نفوذی، واحدهای آتشفشانی و دایک‌های منطقه انتخاب و برای انجام آنالیز اکسیدهای عناصر اصلی با دستگاه XRF به سازمان زمین‌شناسی کشور ارسال و آنالیز شد. پس از بررسی نتایج آنالیز عناصر اصلی، 25 نمونه برای آنالیز عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد. این نمونه‌ها با استفاده از دستگاه ICP-MS به روش ذوب قلیایی مورد تجزیه قرار گرفتند. سپس 4 نمونه از واحدهای گرانیتوئیدی مورد بررسی، پس از بررسی‌های دقیق پتروگرافی و پترولوژی، برای تعیین سن رادیوژنیک به روش U-Pb انتخاب شد پس از تهیه پلاکهای صیقلی سطح آنها با کربن پوشانده شده و تصاویر SEM و کاتدولومینسانس به وسیله دستگاه Tescan CI detector مجهز به سیستم EDX (از نوع X-MAX) در سازمان زمین‌شناسی وین، اتریش تهیه شد. سپس مکانهای مناسب برای پرتو لیزر در آنالیز LA-ICP-MS انتخاب شد، سن‌سنجی نهایی در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی، مرکز علوم زمین دانشگاه وین با استفاده از روش LA-ICP-MS (Klötzli et al., 2009) به صورت خطی¹ یا نقطه‌ای² بر روی زیرکن‌ها انجام شد. این روش به طور معمول با یک پرتو 193 Nd-YAG نانومتری (New wave UP 193-SS) به همراه یک مولتی کالکتر ICP-MS انجام می‌شود. بر اساس طرح تصویر کاتدولومینسانس در زیرکن‌ها، پرتو در یک اتمسفر هلیومی می‌تواند به صورت نقطه‌ای و یا خطی انتخاب شود. مقدار نسبت ^{206}Pb به ^{238}U و ^{207}Pb به کمک نمونه استاندارد زیرکن 91500 و Plesovice (Slama et al., 2006) تصحیح می‌شود. سن نهایی U-Pb با خطای دو سیگما و با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT نسخه 3/7 (Ludwig, 2008) به دست آمده است. میزان خطا در هر آنالیز 2σ بوده است و سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با دقت 95 درصد محاسبه شده است. تمامی نمونه‌ها، همچنین به منظور تعیین منشأ، مورد تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd قرار گرفتند. نمونه‌ها پس از خردایش در حد 200 مش، به دانشگاه آویرو پرتغال ارسال شد. در این آزمایشگاه، پودر نمونه‌ها در محلول HF/HNO_3 در دمای 200 درجه و به مدت سه روز حل شد، پس از تبخیر محلول نهایی، نمونه‌ها در HCl حل و سپس خشک شدند. کروماتوگرافی در دو مرحله انجام شد: جدایش

لوت، توانایی بسیار مناسبی برای تشکیل انواع کانی‌سازیهایی فلزی و غیرفلزی داشته باشد (Karimpour et al., 2008). کلاته آهنی، سرخ‌کوه و شاه‌کوه با سن ژوراسیک میانی، قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی در منطقه بلوک لوت هستند، بر اساس پژوهش‌های انجام شده، این گرانیتوئیدها در زون تصادم تشکیل شده‌اند (Esmaily et al., 2005; Karimpour et al., 2011; Moradi et al., 2011). در مناطق گزو، بزمان، کجه، فردوس و بجستان، گرانیتوئیدهای کرتاسه وجود دارند (Tarkian et al., 1983; Jung et al., 1983; Karimpour et al., 2011; Najafi et al., 2014; Mahdavi et al., 2016). گرانیتوئیدهای با سن ائوسن میانی تا اوایل الیگوسن در ماهرآباد، خونیک، شاه شلغمی، ده سلم، کوه‌شاه، نجم‌آباد، کبیرکوه، هیرد، قلعه‌زری، گناباد، سنگان، ابوخاندن، غرب طاهرآباد، گزیک و حوض رئیس شناسایی شده‌اند (Malekzadeh shafaroudi, 2009; Karimpour et al., 2009a; Karimpour et al., 2009b; Karimpour et al., 2011; Arjmanzadeh and Santos, 2014; Samiee et al., 2015). کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2007) عقیده دارند، بلوک لوت را باید به تفکیک زمانی، از لحاظ پتروشیمیایی بررسی کرد. این توده‌ها می‌توانند در شرایط مختلف زمین‌ساختی تشکیل شده باشند که باید به آن توجه شود و ممکن است بلوک لوت از خرد قاره‌های کوچکی تشکیل شده باشد که در هر نقطه از آن، شرایط ماگمایی و زمین‌ساختی خاصی در زمانهای مختلف برقرار بوده است. در این پژوهش با بررسی‌های پتروگرافی، ژئوشیمی، سن‌سنجی اورانیم-سرب، بررسی‌های ایزوتوپ‌های استرانسیم-نئودیمیم و نمودارهای زمین‌ساختی، سعی در بررسی ماهیت ژئوشیمیایی، تعیین سنگ منشأ و موقعیت تکتونوماگمایی و سایر عوامل مؤثر در تشکیل توده‌های عمیق و نیمه‌عمیق منطقه بجستان است.

روش مطالعه

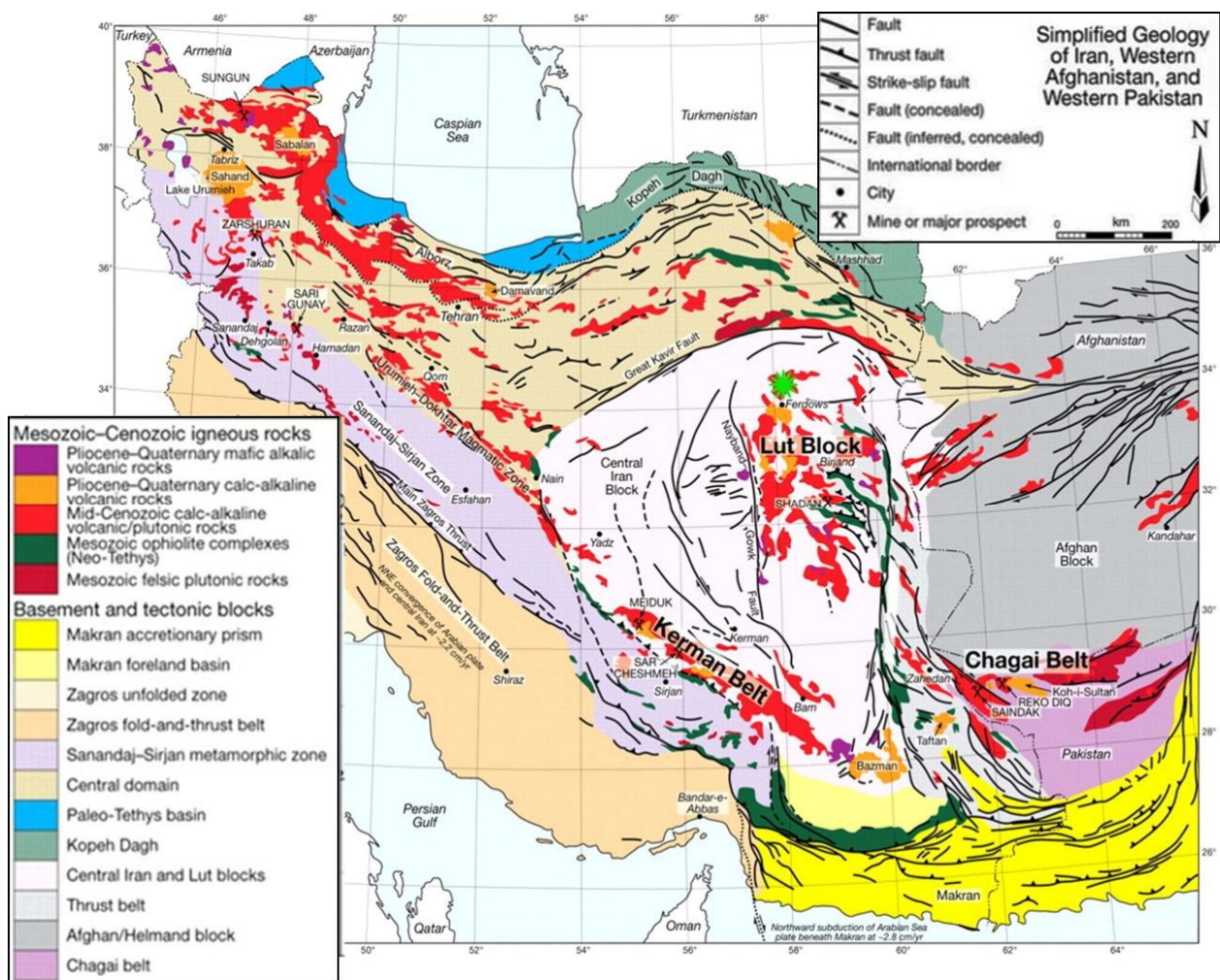
در پژوهش انجام شده بر روی گرانیتوئیدهای منطقه بجستان، با استفاده از مشاهدات صحرایی، پردازش داده‌های ماهوارهای و بررسی‌های آزمایشگاهی، نقشه‌های زمین‌شناسی و آلتراسیون در مقیاس 1:25000 تهیه شد. از حدود 400 نمونه برداشت شده، تعداد 170 نمونه مورد بررسی پتروگرافی قرار گرفت و با توجه به نتایج به دست آمده از بررسی‌های پتروگرافی و شواهد

1. Track

2. Spot

استرانسیم و دیگر عناصر کمیاب خاکی در لوله‌های تبادل یونی با رزین AG8 50W Bio Rad و خالص‌سازی نئودیمیم از سایر عناصر گروه لانتانیدها با استفاده از رزین Ln صورت گرفت (تکنولوژی Elchron). اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی با استفاده از دستگاه Multi-Collector Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) VG 54 انجام شده است. موازنه جرم از طریق به‌هنجار سازی داده‌ها به $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} =$

0.1194 و $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ انجام شد. محاسبه داده‌ها نسبت به استاندارد SRM- 987 = 0.710256 و $\text{JNdia} = 0.5121057$ انجام شده است. میزان خطا دو سیگما بوده است. تصحیحات سنی انجام شده برای نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بر مبنای سن میانگین به‌دست آمده از نتایج سن‌سنجی، به‌روش U-Pb انجام شده است. از کلیه موارد یادشده در این پژوهش استفاده شده است.



شکل 1. موقعیت محدوده مورد بررسی در شمال غرب بلوک لوت و شمال فردوس، در نقشه زمین‌شناسی ایران و غرب افغانستان و پاکستان محدوده مورد بررسی با ستاره سبز رنگ مشخص شده است. نقشه برگرفته از ریچاردز (Richards et al., 2012)

Fig. 1. Geological setting of studied area in northwest of Lut block and north of Ferdows, in geological map of Iran and west of Pakistan and Afghanistan, the study area is marked with a green star (Adapted from: Richards et al., 2012)

منطقه مورد بررسی، در جنوب برگه 1:100,000 بجستان (Ashoori et al., 2005) و بخش کوچکی از آن در شمال برگه 1:100,000 فردوس (Pourolatifi, 2002) واقع شده

زمین‌شناسی منطقه محدوده مورد بررسی در نقشه 1:250,000 فردوس قرار دارد. بخش اعظم

نفوذی منطقه دارای بافت گرانولار و همچنین پورفیری هستند، این توده‌ها دگرسانیهایی مختلفی با شدتهای متفاوت را متحمل شده‌اند، دگرسانیهایی بالا شامل پروپلیتیک، آرژیلیک، سربیسیتیک، سیلیسی و تورمالینیزاسیون هستند. توده‌های نفوذی بجستان دچار گسل خوردگی و شکستگیهای فراوان شده و دو امتداد اصلی شکستگی NE-SW و NW-SE در آن دیده می‌شود، سیستمهای شکستگی بالا نشان‌دهنده یک سیستم برشی رایدل در منطقه است (Ahmadirouhani et al., 2015). فعالیتهای هیدروترمالی و کانی‌سازی، بیشتر در شرق محدوده و همراه با توده‌های نفوذی مافیک‌تر و یا همراه با اسکارن‌ها تمرکز یافته‌اند و کانی‌سازی بارزی در غرب و جنوب‌غرب منطقه دیده نمی‌شود.

پتروگرافی توده‌های گرانیتوئیدی

سینوگرانیت: دارای بافت هیپیدیومورف گرانولار دانه‌ریز است و بافتهای دیگری چون گرافیکی، گرانوفیری و نیز پرتیتی دیده می‌شود. 50 تا 65 درصد حجمی آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز پرتیتی)، حاوی میکروپرتیت، کوارتز با خاموشی موجی و ناخودشکل، 20 تا 25 درصد حجمی، پلاژیوکلاز بر اساس زاویه خاموشی از نوع الیگوکلاز بین 12 تا 15 درصد حجمی و بیوتیت به میزان 1 تا 5 درصد حجمی در این نوع سنگها دیده می‌شود (شکل 3-A). کانیهای تورمالین (به‌صورت شعاعی)، آپاتیت، زیرکن و کانیهای تیره (کدر) در حدود 1 تا 2 درصد سنگ را شامل می‌شوند. این واحد تحت تأثیر آلتراسیون آرژیلیک قرار گرفته است. فلدسپارها بعضاً تا 30 درصد حجمی به کانیهای رسی و پلاژیوکلازها تا 20 درصد به کانیهای رسی و کمتر سربیسیت تبدیل شده‌اند.

بیوتیت مونوزوگرانیت: بزرگترین توده موجود در منطقه با بیش از 14 کیلومتر مربع وسعت، واقع در مرکز و غرب محدوده است. بافت غالب در این توده هیپیدیومورف گرانولار، درشت تا متوسط دانه و بافت گرانوفیری نیز در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل 3-B). پلاژیوکلاز بین 30 تا 35 درصد حجمی، آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز و به‌ندرت میکروکلین) معمولاً ناخودشکل، گاه دارای میکروپرتیت و بافت گرافیکی به میزان 30 تا 35 درصد حجمی، کوارتز به‌میزان 20 تا 25 درصد حجمی و بیوتیت قهوه‌ای رنگ، با فراوانی 5 تا 12 درصد حجمی، اصلی‌ترین کانی مافیک در این توده است،

است. با توجه به بررسیهای انجام شده و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده در منطقه (شکل 2)، می‌توان رخنمونهای واحدهای سنگی موجود در این منطقه را به سه دسته اصلی تقسیم کرد: دسته اول، واحدهای دگرگونی شامل واحدهای دگرگونه ناحیه‌ای با درجه پایین است که در شمال محدوده مورد بررسی واقع شده و شامل اسلیت، فیلیت، ماسه‌سنگ دگرگونی و گاه متاچرت با ضخامت نسبتاً زیاد و با سن نامشخص است. به دلیل پدیده دگرگونی، سن‌سنجی از طریق بررسی فسیل‌شناسی امکان‌پذیر نیست؛ اما با توجه به ویژگیهای سنگ‌شناسی و چینه‌ای شاید بتوان این توالی دگرگون شده را به سازند شمشک (ژوراسیک) نسبت داد (Ashoori et al., 2009; Ghurchi et al., 2005). همچنین نفوذ توده‌های نفوذی در منطقه موجب ایجاد اسکارن در برخی مرزها با توده نفوذی و زون‌های گسلی و همچنین دگرگونی همبری به‌صورت مرمریت و به‌ندرت هورنفلس (در مجاورت توده نفوذی) شده است.

دسته دوم، از واحدهای رسوبی آواری و کربناته (با سن کرتاسه) و همچنین سنگهای آذرآواری - آتشفشانی (ائوسن) و واحدهای سخت‌نشده کواترنری تشکیل شده است. سنگهای رسوبی منطقه را بیشتر کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سنگهای کربناته با سن کرتاسه تشکیل می‌دهند. همچنین سنگهای آذرآواری شامل واحدهای توفی و لاپیلی توف و کریستال توف به‌صورت جداگانه یا همراه با سنگهای کربناته است که در بخشهای شمالی و شرق منطقه دیده می‌شود. سنگهای آتشفشانی در شرق و شمال شرق محدوده، با ترکیب اصلی بازالت و آندزیت با توپوگرافی تپه ماهوری و گاه به‌صورت واحد برش آتشفشانی با توپوگرافی خشن دیده می‌شوند (شکل 2).

دسته سوم، شامل واحدهای آذرین عمیق و نیمه‌عمیق متعلق به توده‌های گرانیتوئیدی و انواع دایک‌های نفوذ کرده در منطقه است. این واحدها شامل گابرو-دیوریت و کوارتزیدیوریت، گرانیت پورفیری، مونوزوگرانیت، سینوگرانیت و انواع دایک‌های اسیدی و مافیک است. دایکهای اسیدی رنگ کرم مایل به زرد دارد و با توجه به قطع‌شدگی توسط دایک‌های دلریتی، به نظر می‌رسد از آنها قدیمی‌تر باشند. دایکهای اسیدی دارای ضخامت و طول زیاد (گاه تا بیش از 2/2 کیلومتر) است و هم‌روند با امتداد گسل‌های اصلی موجود در منطقه یعنی شمال‌غرب - جنوب‌شرق (NW-SE) هستند. اغلب توده‌های

است. کانیهای فرعی تورمالین، آپاتیت، زیرکن، آلانیت و کانیهای اوپک هستند. پلاژیوکلازها، گاه تا حدود 60 درصد حجمی به سریسیت و کربنات و ارتوکلازها بین 40 تا 55 درصد حجمی به کانیهای رسی، بیوتیت‌ها بین 40 تا 60 درصد حجمی و هورنبلند بین 50 تا 60 درصد حجمی به کلریت، اسفن و لوکوکسن تبدیل شده‌اند. دگرسانی غالب، پروپلیتیک است.

گرانیت پورفیری: دارای بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. درشت بلورها 40 تا 45 درصد حجمی سنگ را تشکیل داده‌اند که شامل: 30 تا 35 درصد حجمی پلاژیوکلاز (آندزین)، کوارتزهای ناخودشکل گاه دارای حاشیه خلیجی با فراوانی 5 تا 10 درصد حجمی و آلکالی فلدسپار (سانیدین و ارتوکلاز) به میزان 2 تا 4 درصد حجمی است (شکل 3-E). زمینه حاوی ریزبلورهای کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز است. کانیهای فرعی را تورمالین، کانی اوپک (اغلب پیریت) و زیرکن با فراوانی کمتر از 5 درصد حجمی تشکیل داده‌اند. تورمالین به‌صورت مجموعه‌های اسفرولیتی دیده می‌شود. پلاژیوکلازها تا حدود 10 تا 30 درصد حجمی به سریسیت و کانیهای رسی و به‌میزان کمتر اپیدوت، دگرسان شده‌اند. دگرسانی غالب، سریسیتی-آرژیلیک است.

دایک‌های موجود در منطقه: به دو دسته دایک‌های اسیدی و بازیک تقسیم‌بندی می‌شوند. این دایک‌ها در بخشهای مختلف محدوده در سه امتداد اصلی NW-SE (اسیدی و مافیک)، NE-SW و S-E (بازیک) برون‌زد دارند. طول و عرض دایک‌ها بسیار متفاوت است و از چند متر تا بیش از چندین کیلومتر درازا دارند. مهمترین نوع دایک‌های مافیک، دایک‌های دلریتی هستند که بافت پورفیری و اینترسرتال دارند، درشت بلورها با فراوانی 50 درصد شامل: پلاژیوکلاز بین 30 تا 40 درصد حجمی، کلینوپیروکسن احتمالاً اوژیت (بر اساس شواهد پتروگرافی و زاویه خاموشی) با فراوانی 10 درصد حجمی و هورنبلند با میزان 5 درصد حجمی مشاهده می‌شوند، هر دو کانی مافیک تا حد زیادی دگرسان و توسط کلریت، کربنات و اپیدوت جانشین شده‌اند و گاه شناخت آنها تنها از روی ویژگیهای به‌جا مانده، امکان‌پذیر است. پلاژیوکلازها بیش از 60 درصد حجمی به سریسیت، اپیدوت و کانیهای رسی و پیروکسن‌ها در اثر دگرسانی تا 90 درصد حجمی به اورالیت، کربنات، کلریت و کانیهای تیره تبدیل شده‌اند. الیوین گاهی

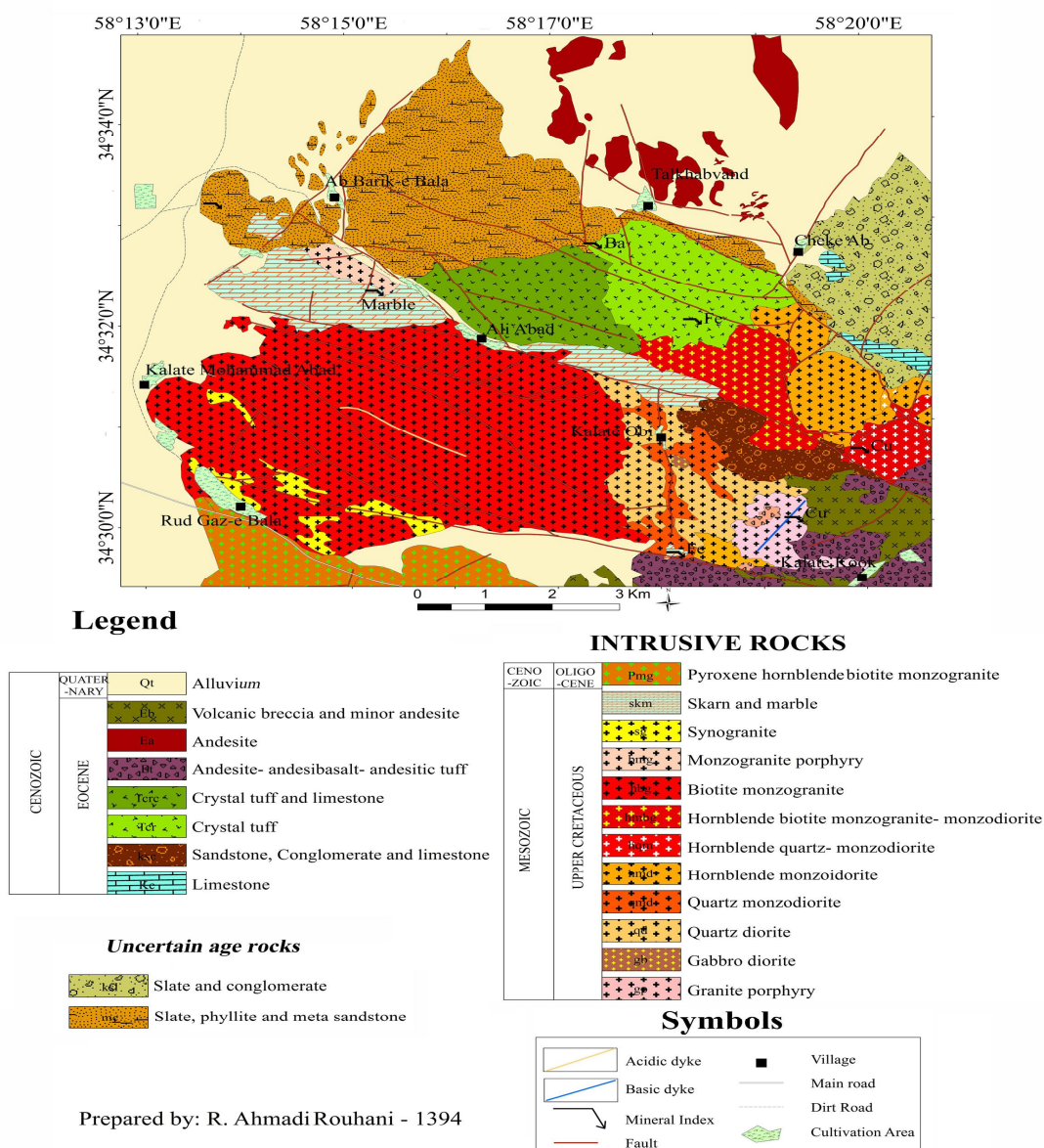
هورنبلند با فراوانی به‌طور معمول کمتر از 5 درصد حجمی که تا 80 درصد حجمی به کلریت، اپیدوت و کانی کدر تجزیه شده است، در بخشهای مختلف توده به‌خصوص در حاشیه حضور دارد. همچنین قالبهایی از کانی مافیک (احتمالاً پیروکسن) در حاشیه توده دیده می‌شوند. کانیهای آپاتیت، زیرکن، تورمالین و گاه آثاری از اسفن - لوکوکسن در این سنگها حضور دارند. فلدسپارها تا 40 درصد حجمی به کانیهای رسی و کانیهای کربناته، پلاژیوکلازها تا 20 درصد حجمی به کانیهای رسی و سریسیت و بیوتیت‌ها تا 30 درصد حجمی به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

پیروکسن بیوتیت مونزو گرانیت: این دسته از مونزوگرانیت‌ها در ترکیب خود، گاه 3 تا 15 درصد دارای پیروکسن (کلینوپیروکسن بر اساس زاویه خاموشی و ماکل احتمالاً از نوع اوژیت) هستند (شکل 3-C). در بسیاری از نمونه‌ها، پیروکسن‌ها تا حد 90 درصد به اپیدوت، کلریت و گاه کاملاً اورالیتی شده و تنها قالب آنها باقی مانده است. بافت موجود هیپیدومورفیک گرانولار است که در حاشیه توده به بافت میکروگرانولار تبدیل می‌شود، بافت گرانوفیری نیز در این سنگها به وفور دیده می‌شود. پلاژیوکلاز بین 30 تا 35 درصد حجمی، ارتوکلاز پرتیتی بین 25 تا 30 درصد، کوارتز ناخودشکل حدود 20 درصد حجمی مشاهده می‌شود. کانیهای مافیک علاوه بر پیروکسن، شامل بیوتیت قهوه‌ای با کناره‌های دندانه‌دار به میزان 4 تا 10 درصد حجمی، هورنبلند به میزان 4 تا 6 درصد حجمی یافت می‌شوند. بیوتیت‌ها بین 30 تا 40 درصد به کلریت تبدیل شده‌اند. آلکالی فلدسپار به میزان 30 تا 40 درصد به کانیهای رسی و پلاژیوکلاز تا 30 درصد به سریسیت تبدیل شده‌اند. تورمالین به‌صورت شعاعی، منشوری و اجتماعات ریز بلور، همچنین کانیهای زیرکن، آپاتیت و کانیهای تیره، کانیهای فرعی هستند.

هورنبلند بیوتیت مونزو گرانیت: بافت هیپیدومورفیک گرانولار، که در حاشیه توده به گرانولار متوسط بلور و میکروگرانولار تبدیل می‌شود. پلاژیوکلازها درشت‌بلور، دارای زونینگ و ماکل، بین 30 تا 40 درصد حجمی، ارتوکلاز 20 تا 30 درصد حجمی، کوارتز ناخودشکل 20 تا 25 درصد حجمی در سنگ دیده می‌شوند. کانیهای اصلی مافیک بیوتیت و هورنبلند هستند (شکل 3-D). بیوتیت 8 تا 12 درصد حجمی و میزان هورنبلند نیز بین 5 تا 10 درصد حجمی در تغییر

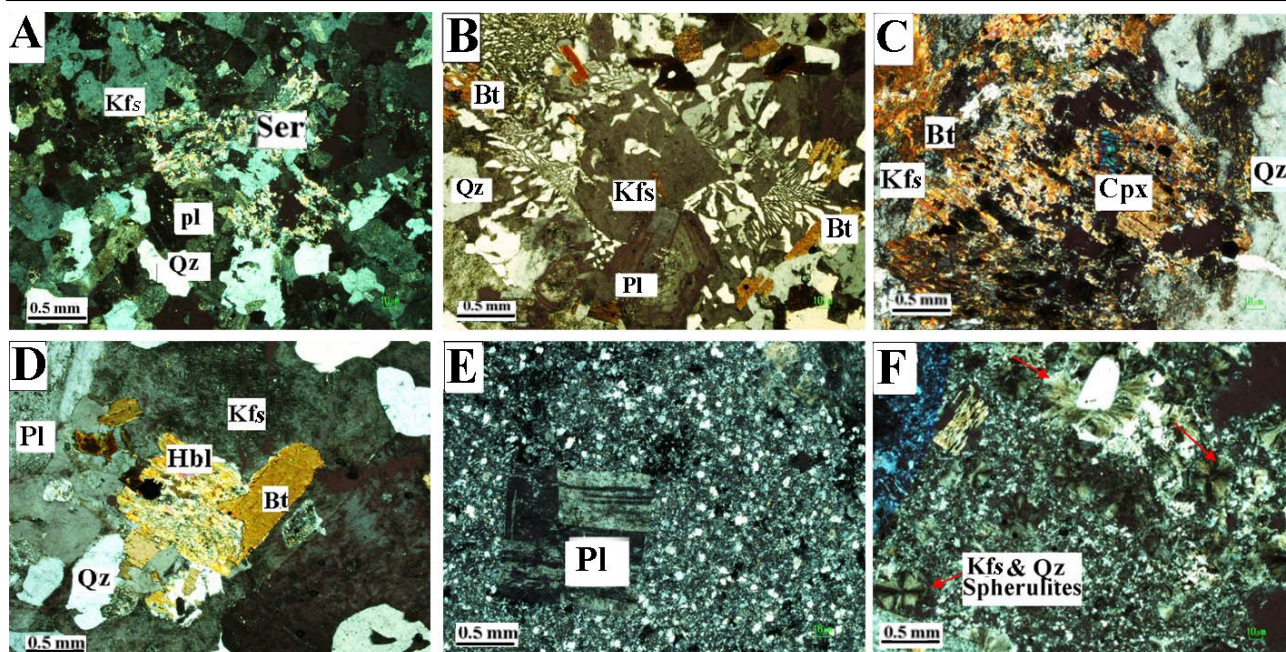
تشکیل می‌دهند که شامل کوارتز بین 25 تا 30 درصد حجمی، ارتوکلاز به میزان 10 تا 15 درصد حجمی، پلاژیوکلاز بین 5 تا 10 درصد حجمی و بیوتیت سبز و قهوه‌ای رنگ بین 1 تا 3 درصد حجمی به صورت کلریتی شده در سنگ مشاهده می‌شوند. زمینه ریزبلور است و بیشتر از کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و شیشه تشکیل شده است. کانیه‌های فرعی را زیرکن و کانیه‌های تیره تشکیل می‌دهند. آلکالی فلدسپار بین 30 تا 40 درصد حجمی به کانیه‌های رسی و پلاژیوکلاز تا 40 درصد حجمی به کانیه‌های رسی و کربنات (دگرسانی آرژلیک و کربناتی) تبدیل شده است.

به صورت قالب‌های کاملاً کلریتی و کربناتی (دگرسانی پروپلیتیک) شده مشاهده می‌شود. زمینه دانه ریز و بیشتر از پلاژیوکلاز و کانیه‌های تیره تشکیل شده است. دایک‌های اسیدی منطقه ترکیب آپلیتی (ریوداسیتی) و بیشتر در غرب محدوده برون‌زد دارند. بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای دارد و بافتهای غیر تعادلی مثل بافت خوردگی و حاشیه خلیجی در بلورهای کوارتز، همچنین شکلهای اسفرولیتی حاصل هم‌رشدی آلکالی فلدسپار ارتوکلاز با کوارتز به دور یک هسته کوارتزی یا فلدسپاتی، در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل F-3). درشت‌بلورها 50 درصد سنگ را



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی محدوده شرق بجنستان

Fig. 2. Geological map of eastern of Bajestan



شکل 3. تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی بجستان در نور قطبی متقاطع (XPL): A: سینوگرانیت، B: بافت‌های گرانولار و گرانوفیری، پلاژیوکلاز زونه به‌همراه بیوتیت‌های منشوری در بیوتیت مونزوگرانیت، C: پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت، D: هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت، E: گرانیت پورفیری و F: اسفرولیت‌های حاصل از هم‌رشدی کوآرتز و آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز) در دایک‌های آپلیتی منطقه (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 3. Photomicrographs of granitoid samples in the Bajestan area in crossed polarized light (XPL). A: Syenogranite, B: Granular and Granophyry textures, plagioclase with zoning and prismatic biotites in Biotite-monzogranite, C: Pyroxene hornblende biotite monzogranite, D: Hornblende biotite monzogranite, E: Granite porphyry, and F: Quartz and alkali-feldspar spherulites in aplititic dyke (Qz = quartz, Kfs = K feldspar, Pl = plagioclase, Cpx = clinopyroxene, Hbl = hornblende, Ser=sericite and Bt= biotite (Whitney. and Evans, 2010)).

شده است. با توجه به میزان 13 تا 15 درصد وزنی Al_2O_3 در توده‌ها و نمودار حاصل (شکل 4-B)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده پراآلومینوس قرار دارند.

شاخص اشباع از آلومینیم بیشتر نمونه‌های مربوط به توده‌های منطقه بین یک تا 1/4 تغییر می‌کند. شاخص اشباع آلومینیم برای گرانیت‌های نوع S بیشتر از 1/1 و برای گرانیت‌های نوع I کمتر از 1/1 است (Chappell and White, 1992; Chappell and White, 2001). بنابراین، با توجه به این معیار، اغلب توده‌های نفوذی منطقه متعلق به نوع S هستند. همچنین نمونه‌های موجود در منطقه به غیر از نمونه‌های گرانیت پورفیری، دارای میزان Na_2O کمتر از 2/5 درصد وزنی و میزان K_2O بیش از 4 درصد وزنی هستند؛ لذا با توجه به این نکته که گرانیت‌های نوع S دارای Na_2O پایین (کمتر از 3/2 درصد وزنی) و K_2O بالا (حدود 5 درصد وزنی) هستند (Chappell and White, 1992; Chappell and White,)

ژئوشیمی توده‌های نفوذی

نتایج آنالیز اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی، عناصر کمیاب عناصر نادر خاکی توده‌های گرانیتوئیدی و دایک‌های اصلی منطقه در جدول 1 ارائه شده‌اند.

میزان SiO_2 در توده‌های نفوذی مورد بررسی بین 67 درصد وزنی، در توده پیروکسن بیوتیت مونزوگرانیت تا بیش از 74 درصد وزنی در نمونه‌های سینوگرانیتی تغییر می‌کند. برای نام‌گذاری سنگها بر اساس اکسیدهای اصلی، از نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 استفاده شده است (Middlemost, 1985)، طبق این طبقه‌بندی، توده‌های نفوذی منطقه در گستره گرانیت (بیوتیت مونزوگرانیت، سینوگرانیت، هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت) و گرانودیوریت (پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت) قرار می‌گیرند (جدول 1 و شکل 4-A). برای تعیین شاخص آلومینیم از نسبت A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1947) استفاده

پایین بودن نسبت $(La/Yb)_N$ در همه نمونه‌ها (2/93 تا 20/029)، تشکیل ماگما در عمق کمتر از گستره پایداری گارنت در ناحیه منشأ را اثبات می‌کند. همچنین الگوی نمایشی مربوط به سینوگرانیت تفریقی و با شیب زیاد است که بیانگر تفریق کریستالی کانی فلدسپار در آن است (Esmaily et al., 2005). نشانه دیگر تفریق در سینوگرانیت، میزان $(La/Yb)_N$ است (Esmaily et al., 2005) که در دامنه‌ای بین 8 تا 14 تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار برای سایر نمونه‌ها تدریجی است. به‌طور مثال مقدار $(La/Yb)_N$ برای نمونه‌های پیروکسن بیوتیت موزوگرانیت کم و بین 12 تا 15 تغییر می‌کند. بر اساس پژوهش‌های تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985)، مقدار Eu/Eu^* کمتر از یک به منزله بی‌هنجاری منفی و بیشتر از یک، بی‌هنجاری مثبت است. در توده‌های بجزستان این مقدار بین 0/3 تا 0/7 تغییر کرده و کمتر از یک است. همچنین در تمامی نمونه‌های مورد بررسی، تمایل به کاهش Eu دیده می‌شود، کم بودن این عنصر می‌تواند به دلیل حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشأ و یا تبلور تفریقی این کانی باشد. علاوه بر آن نشان‌دهنده محیط احيایی تشکیل مذاب نیز هست. همچنین آنومالی منفی Eu همراه با غنی شدن از LREE در نمونه‌های منطقه، می‌تواند به دلیل طبیعت ناسازگار این عناصر نسبت به HREE باشد و در عوض افزایش HREE و Th می‌تواند به دلیل افزایش و غنی شدن مذاب از مونازیت ایجاد شود (Watt and Harley, 1993).

عناصر لیتوفیل دارای شعاع یونی بزرگ (LILE) ناسازگار و متحرکند؛ در عوض عناصر واسطه با شدت میدان بالا در شرایط دگرگونی و دگرسانی، عناصری سازگار و تقریباً نامتحرکند. غلظت عناصر بالا (LILE) به‌عنوان تابعی از فاز شاری است؛ در حالی که غلظت عناصر واسطه با شدت میدان بالا تابعی از شیمی سنگ منشأ و فرآیندهای ذوب-تبلور است (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی برخی عناصر، به‌هنگار شده برای نمونه‌های منطقه نسبت به کندریت (Thompson, 1982) به‌طور جدا در شکل A-7، B، C، D و E نشان داده شده است. در این نمودارها Rb و K بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند و ناهنجاری منفی در Sr، Nb، Ba و Ti و تا حدی در P دیده می‌شود.

این میزان از اکسیدهای بالا نیز می‌تواند نشانه دیگری بر نوع S بودن توده‌های اسیدی منطقه باشد. قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Na_2O در مقابل K_2O همراه با مرز جداکننده گرانیتوئیدهای I و S (Chappell and White, 2001)، ماهیت S بودن توده‌های سینوگرانیت، بیوتیت موزوگرانیت، هورنبلند موزوگرانیت و پیروکسن هورنبلند بیوتیت موزوگرانیت و ماهیت I را برای تعدادی از نمونه‌های گرانیت پورفیری نشان می‌دهد (شکل C-4). در نمودار CaO/Na_2O در برابر Al_2O_3/TiO_2 (Sylvester, 1998) بیشتر نمونه‌های مربوط به توده‌های گرانیتوئیدی اسیدی منطقه در محدوده نوع S قرار می‌گیرند (شکل D-4).

به دلیل این که عناصر نادر خاکی و کمیاب غالباً ساکنند و فرآیندهای دگرسانی و گرمایی، کمترین تأثیر را بر روی آنها دارند، استفاده از این عناصر برای شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگما از اهمیت بالایی برخوردار است (Rollinson, 1993). به‌منظور تفکیک توده‌های گرانیتوئیدی و مشخص کردن احتمالی تعلق توده‌های نفوذی منطقه به نوع A، از نمودار $10000 * Ga/Al$ در مقابل Na_2O+K_2O (Whalen et al., 1987) استفاده شد (شکل A-5). در این نمودار، توده‌های نفوذی منطقه خارج از محدوده نوع A و در محدوده گرانیتوئیدهای نوع S و I قرار می‌گیرند. برای تعیین موقعیت تکتونوماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه، از نمودارهای عناصر کمیاب متمایزکننده محیط تکتونوماگمایی گرانیتوئیدها (Pearce, 1983; Pearce et al., 1984) استفاده شده است. بیشتر نمونه‌ها در نزدیکی و در داخل محدوده متعلق به گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد¹ قرار می‌گیرند (شکل B-5 و C).

میزان عناصر کمیاب نمونه‌ها، مورد بررسی قرار گرفت. میانگین بیشترین فراوانی در عناصر LREE توده گرانیت پورفیری و کمترین غنی‌شدگی در توده کوارتزسینوگرانیتی دیده می‌شود (شکل 6). نمودار عناصر نادر خاکی توده‌ها که نسبت به کندریت به‌هنگار شده (Boynton, 1984)، تقریباً موازی یکدیگر است و غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نشان می‌دهد. علاوه بر این، با توجه به موازی بودن روندهای وابسته به نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه، می‌توان به هم خاستگاه بودن آنها نیز پی‌برد (شکل A-6، B، C، D و E). الگوی عناصر REE و

جدول 1. نمایش نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی توده‌های گرانیتوئیدی بجهستان (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی آنالیز شده به وسیله ICP-MS بر حسب گرم در تن)

Table 1. Representative major and trace elements results for the granitoids rock samples from Bajestan. Major elements are in wt% and trace elements (analyzed by ICP-MS) in ppm)

Sample	BJ-1	BJ-2	BJ-3	BJ-4	BJ-7	BJ-96
Rock type	Px-Hbl-Bt monzogranite	Px-Hbl- Bt monzogranite	Px-Hbl- Bt monzogranite	Px-Hbl- Bt monzogranite	Syenogranite	Syenogranite
Sample location	X 58° 13' 55.8"	58° 13' 55"	58° 13' 48.8"	58° 13' 41.5"	58° 13' 41.8"	58° 15' 18.8"
	Y 34° 29' 59.3"	34° 29' 57.3"	34° 29' 29"	34° 29' 26"	34° 30' 28.9"	34° 30' 50.8"
(wt%)						
SiO ₂	67.12	68.87	68.99	67.40	74.15	72.12
TiO ₂	0.48	0.48	0.47	0.53	0.20	0.24
Al ₂ O ₃	15.16	14.14	14.85	14.43	14.03	14.29
FeOt	4.17	3.85	3.66	4.54	1.13	2.33
MnO	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
MgO	1.46	1.26	0.95	1.35	0.21	0.65
CaO	2.13	2.92	1.26	2.71	0.93	1.51
Na ₂ O	2.29	1.97	1.96	2.17	2.69	2.51
K ₂ O	4.95	4.52	4.91	4.54	4.90	4.67
P ₂ O ₅	0.30	0.26	0.26	0.37	0.30	0.19
LOI	1.70	1.40	2.52	1.80	1.30	1.33
Total	99.87	99.79	99.93	99.94	99.95	99.93
ppm						
Ba	475.0	461.0	521.0	384.0	367.0	542.0
Rb	270.7	251.2	286.3	290.5	290.8	232.3
Sr	189.3	213.6	134.8	177.9	158.1	208.5
Zr	183.8	185.0	166.0	159.7	84.9	124.8
Nb	17.0	16.2	15.1	16.2	12.9	13.4
Ga	17.6	17.2	16.6	17.2	14.7	16.1
La	37.6	37.1	40.7	33.1	19.2	25.1
Ce	70.9	69.1	83.2	62.7	35.7	47
Pr	8.4	8.1	9.1	7.4	4.37	5.7
Nd	28.9	29.3	32.3	28.3	15.4	20.7
Sm	5.3	5.7	5.5	5.5	3.3	4.5
Eu	1.0	1.0	0.8	1.0	0.6	0.9
Gd	4.5	4.7	4.7	4.8	3.0	4.3
Tb	0.7	0.7	0.6	0.7	0.5	0.7
Dy	3.9	4.2	3.2	4.1	2.3	3.8
Ho	0.7	0.8	0.6	0.8	0.4	0.7
Er	2.1	2.4	1.6	2.2	1.1	2.0
Tm	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3
Yb	1.7	1.9	1.4	1.8	0.9	2.0
Lu	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3
Y	19.8	20.9	17.2	19.5	12.1	20.5
Ratios						
K ₂ O/Na ₂ O	2.16	2.29	2.50	2.09	1.82	1.86
Eu/Eu*	0.60	0.61	0.51	0.57	0.62	0.63
(La/Yb) _N	15.09	13.16	20.03	12.19	13.77	8.59
Rb/Sr	1.43	1.18	2.12	1.63	1.83	1.11

ادامه جدول 1. نمایش نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی توده‌های گرانیتوئیدی بجهستان (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی آنالیز شده به وسیله ICP-MS بر حسب گرم در تن)

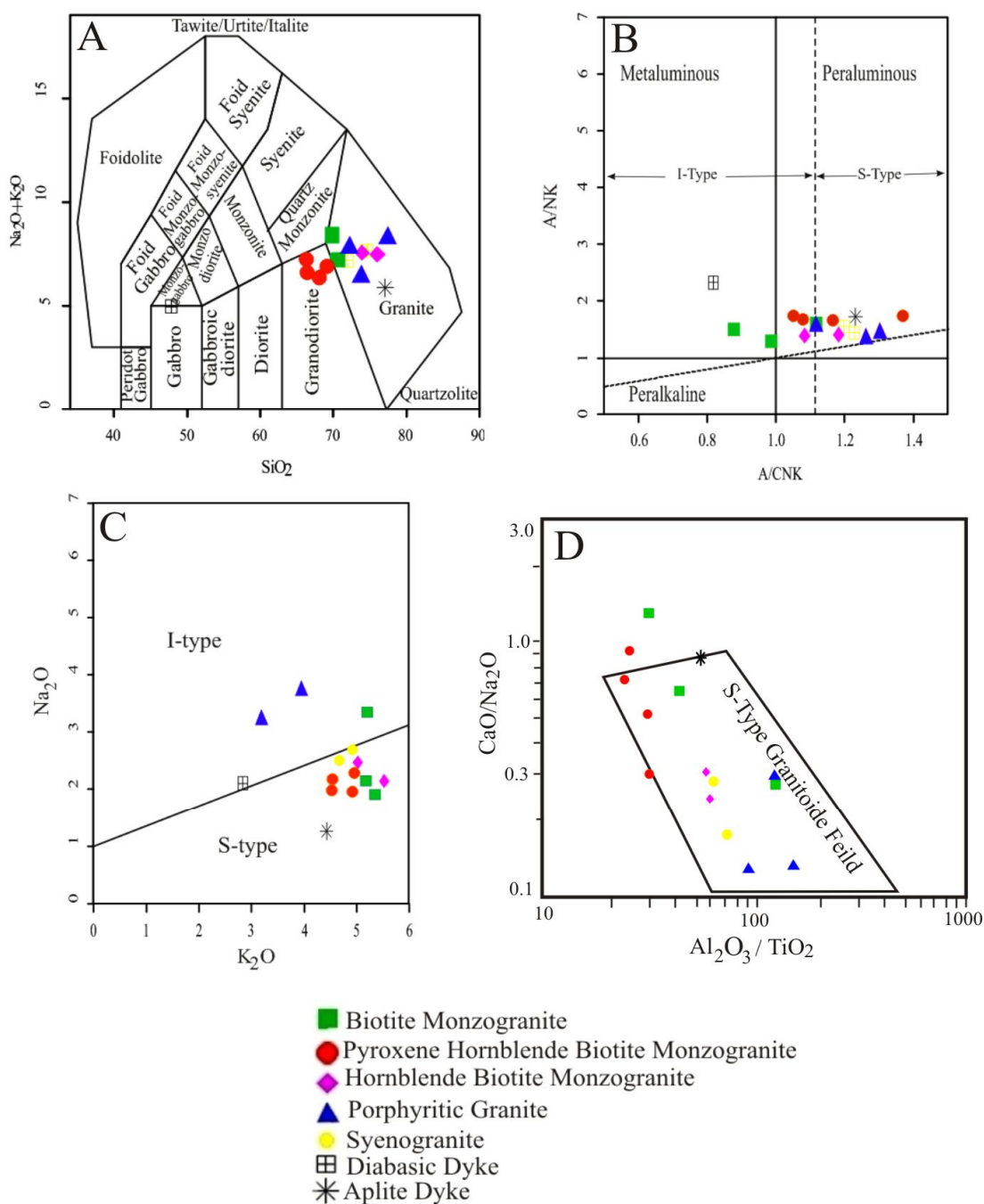
Table 1 (Continued). Representative major and trace elements results for the granitoids rock samples from Bajestan. Major elements are in wt% and trace elements (analyzed by ICP-MS) in ppm

Sample	BJ-47	BJ-T12	BJ-106	BJ-T6	BJ-54	BJ-198
Rock type	Hbl- Bt monzogranite	Hbl- Bt monzogranite	Bt monzogranite	Bt monzogranite	Bt monzogranite	porphyritic Granite
Sample location	X 58° 17' 20.5"	58° 18' 1.9"	58° 14' 37.2"	58° 15' 16.2"	58° 17' 1.12"	58° 18' 58.8"
	Y 34° 31' 20.2"	34° 30' 59.9"	34° 31' 44.8"	34° 32' 20"	34° 30' 59.2"	34° 29' 38.2"
(wt%)						
SiO ₂	74.85	74.01	70.47	69.86	70.00	72.46
TiO ₂	0.24	0.23	0.34	0.13	0.33	0.18
Al ₂ O ₃	13.47	13.63	14.48	14.47	13.54	15.13
FeOt	0.42	1.78	2.63	2.84	2.18	1.96
MnO	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
MgO	0.26	0.48	0.78	0.37	0.85	0.19
CaO	1.60	1.11	2.17	1.96	3.39	0.67
Na ₂ O	2.46	2.14	2.10	3.34	1.90	3.74
K ₂ O	5.01	5.52	5.13	5.16	5.32	3.94
P ₂ O ₅	0.17	0.12	0.18	0.13	0.19	0.14
LOI	1.37	0.85	1.53	1.22	1.70	1.38
Total	99.95	99.96	99.92	99.59	99.50	99.89
ppm						
Ba	414.0	270.0	474.0	844.0	2251.0	1068.0
Rb	214.6	294.2	271.0	223.5	260.1	147.0
Sr	211.2	113.4	218.5	325.0	273.4	118.3
Zr	142.3	134.0	166.6	171.6	166.4	165.1
Nb	19.5	12.0	12.9	18.8	17.0	18.0
Ga	14.6	13.7	14.9	19.4	14.4	18.0
La	11.0	40.2	30.4	49.4	45.0	48.2
Ce	30.3	72.1	56.8	89.5	77.9	90.1
Pr	5.0	8.2	6.5	10.3	8.5	10.8
Nd	23.5	28.1	23.2	38.6	29.9	39.4
Sm	6.0	4.6	4.1	7.6	4.9	7.8
Eu	0.6	0.7	0.8	1.1	0.8	1.0
Gd	5.5	3.7	3.8	7.7	4.3	6.6
Tb	0.8	0.5	0.6	1.1	0.7	1.0
Dy	4.9	2.9	3.0	5.9	3.7	5.7
Ho	0.9	0.5	0.5	1.2	0.7	1.1
Er	2.8	1.6	1.7	3.1	2.0	2.7
Tm	0.4	0.2	0.2	0.5	0.3	0.4
Yb	2.5	1.5	1.5	2.8	1.7	2.3
Lu	0.3	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3
Y	27.3	15.8	17.2	33.7	20.3	28.4
Ratios						
K ₂ O/Na ₂ O	2.03	2.58	2.44	1.55	2.80	1.05
Eu/Eu*	0.32	0.49	0.62	0.45	0.56	0.42
(La/Yb) _N	2.93	17.83	13.85	11.81	18.06	14.13
Rb/Sr	1.02	2.59	1.24	0.69	0.95	1.24

ادامه جدول 1. نمایش نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی توده‌های گرانیتوئیدی بجهستان (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی آنالیز شده به‌وسیله ICP-MS بر حسب گرم در تن)

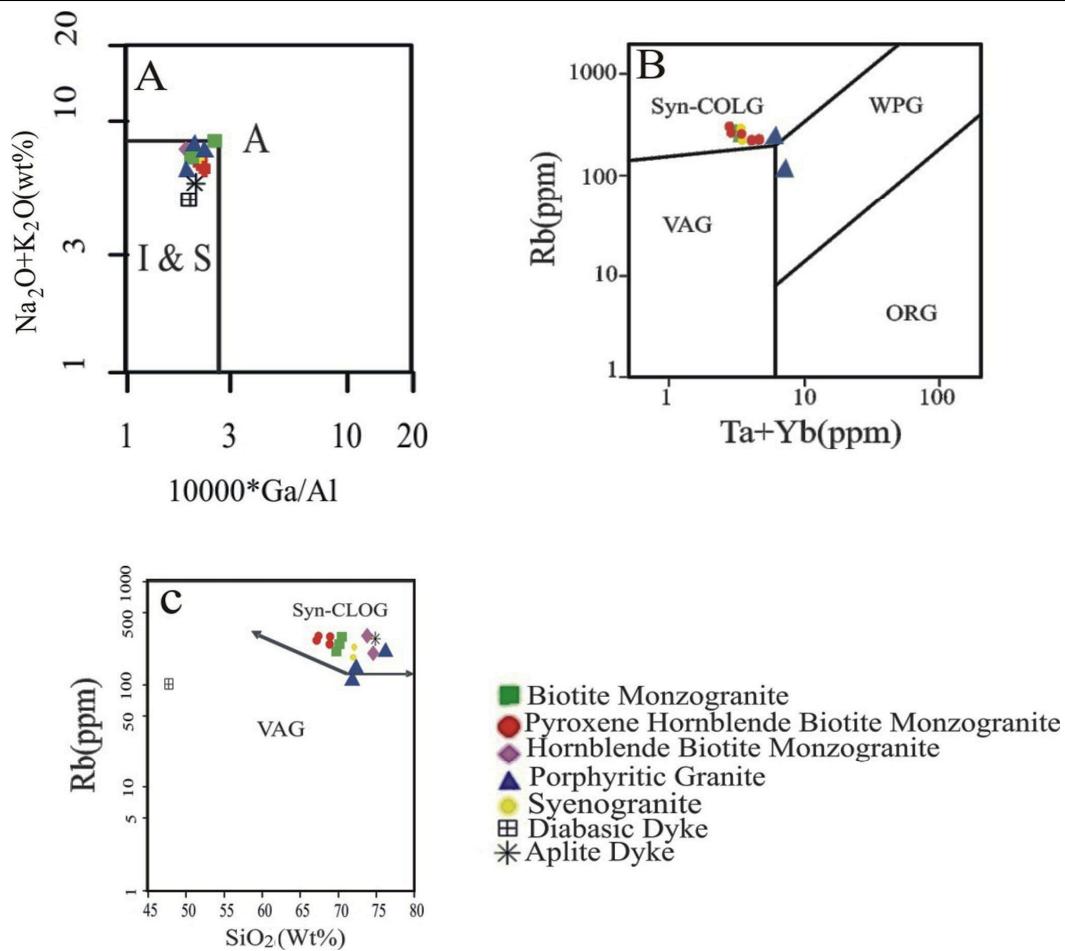
Table 1 (Continued). Representative major and trace elements results for the granitoids rock samples from Bajestan. Major elements are in wt% and trace elements (analyzed by ICP-MS) in ppm

Sample	BJ-203	BJ-204	BJ-101	BJ-139
Rock type	porphyritic Granite	porphyritic Granite	Aplite	Diabase
Sample location	X 58° 18' 57.1"	58° 18' 56.9"	58° 15' 27"	58° 18' 40.1
	Y 34° 29' 51.5"	34° 29' 53.3"	34° 30' 57.6"	34° 32' 3.93"
(wt%)				
SiO ₂	72.57	76.19	74.87	47.71
TiO ₂	0.13	<.1	0.22	1.08
Al ₂ O ₃	13.89	13.20	11.83	15.22
FeOt	1.91	0.69	1.50	10.58
MnO	<.1	<.1	<.1	0.24
MgO	0.20	<.1	0.39	5.68
CaO	2.01	0.38	1.51	6.64
Na ₂ O	3.22	1.97	1.26	2.11
K ₂ O	3.19	6.18	4.43	2.84
P ₂ O ₅	0.13	<.1	0.09	0.39
LOI	2.60	1.18	3.45	7.37
Total	99.94	100.20	99.65	99.85
ppm				
Ba	484.0	706.0	339.0	742.0
Rb	113.2	210.6	279.4	101.7
Sr	78.8	123	118.7	181.9
Zr	140.2	78.7	178.4	136.1
Nb	16.4	15.2	12	18.3
Ga	14.1	14.3	12.8	15.5
La	45.3	29.2	35.7	35.5
Ce	84.6	57.8	63.9	61.6
Pr	9.9	7.1	7.0	7.2
Nd	35.5	26.6	23.6	28.1
Sm	6.8	6.5	4.2	5.0
Eu	1.0	0.3	0.4	1.4
Gd	6.2	5.6	3.8	4.5
Tb	1.0	1.0	0.5	0.6
Dy	5.3	6.3	3.0	3.6
Ho	1.0	1.4	0.6	0.8
Er	2.3	4.0	1.8	2.1
Tm	0.3	0.6	0.3	0.3
Yb	1.9	4.03	2.1	1.7
Lu	0.3	0.6	0.3	0.3
Y	25.5	36.0	18.7	19.7
Ratios				
K ₂ O/Na ₂ O	0.99	3.14	3.51	1.35
Eu/Eu*	0.46	0.18	0.28	
(La/Yb) _N	15.74	4.88	11.68	20.64
Rb/Sr	1.44	1.71	2.35	0.56



شکل 4. A: طبقه‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه بجستان بر اساس $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985); B: نمودار تعیین اندیس آلومینیم (Shand, 1947)، خط چین در بخش $A/\text{CNK} = 1.1$ جداکننده گرانیت‌های نوع I ($A/\text{CNK} < 1.1$) از نوع S ($A/\text{CNK} > 1.1$) است. محدوده‌ها از چپل و وایت (Chappell and White, 2001)، C: تفکیک گرانیتوئیدهای I و S با استفاده از نمودار Na_2O در مقابل K_2O (Chappell and White, 2001) و D: نمونه‌های گرانیتوئیدی بجستان پلات شده در نمودار $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ به‌منظور شناسایی گرانیتوئیدهای نوع S (Sylvester, 1998)

Fig. 4. A: Classification of Granitoid rocks in the Bajestan area, according to $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 . Fields after Middlemost (1985). B: Diagram for determination of aluminum saturation index (Shand, 1947), the dashed line ($A/\text{CNK} = 1.1$) divides the I-type field ($A/\text{CNK} < 1.1$) from the S-type ($A/\text{CNK} > 1.1$) field of Chappell and White (2001), C: Discrimination diagram for I and S-type granitoids by % Na_2O vs % K_2O (Chappell and White, 2001), and D: Bajestan granitoid samples plotted on the $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ diagram for Discrimination S-type granitoids (Sylvester, 1998)



شکل 5. A: نمودار تفکیک گرانیتوئیدهای نوع A از نوعهای I و S (Whalen et al., 1987)، B و C: نمودارهای تعیین موقعیت تکتونوماگمایی برای نمونه‌های توده‌های نفوذی بجهستان (Pearce et al., 1984). VAG=گرانیت کمان ولکانیکی، syn-COLG=گرانیت زون برخوردی، WPG=گرانیت درون صفحه، ORG=گرانیت کوهزایی

Fig. 5. A: Discrimination diagrams for A and other type (I and S) granitoids (Whalen et al., 1987), B and C: Plot of the Bajestan granitoid rocks on tectono-magmatic diagram (Pearce et al., 1984) VAG = volcanic arc granite, syn-COLG = syn-collision granite, WPG = within plate granite, ORG = orogenic granite

نظیر Rb و Th و تا حدی U دارای آنومالی مثبت هستند که می‌تواند بیانگر منشأ یا آلودگی پوسته‌ای توده‌ها باشد.

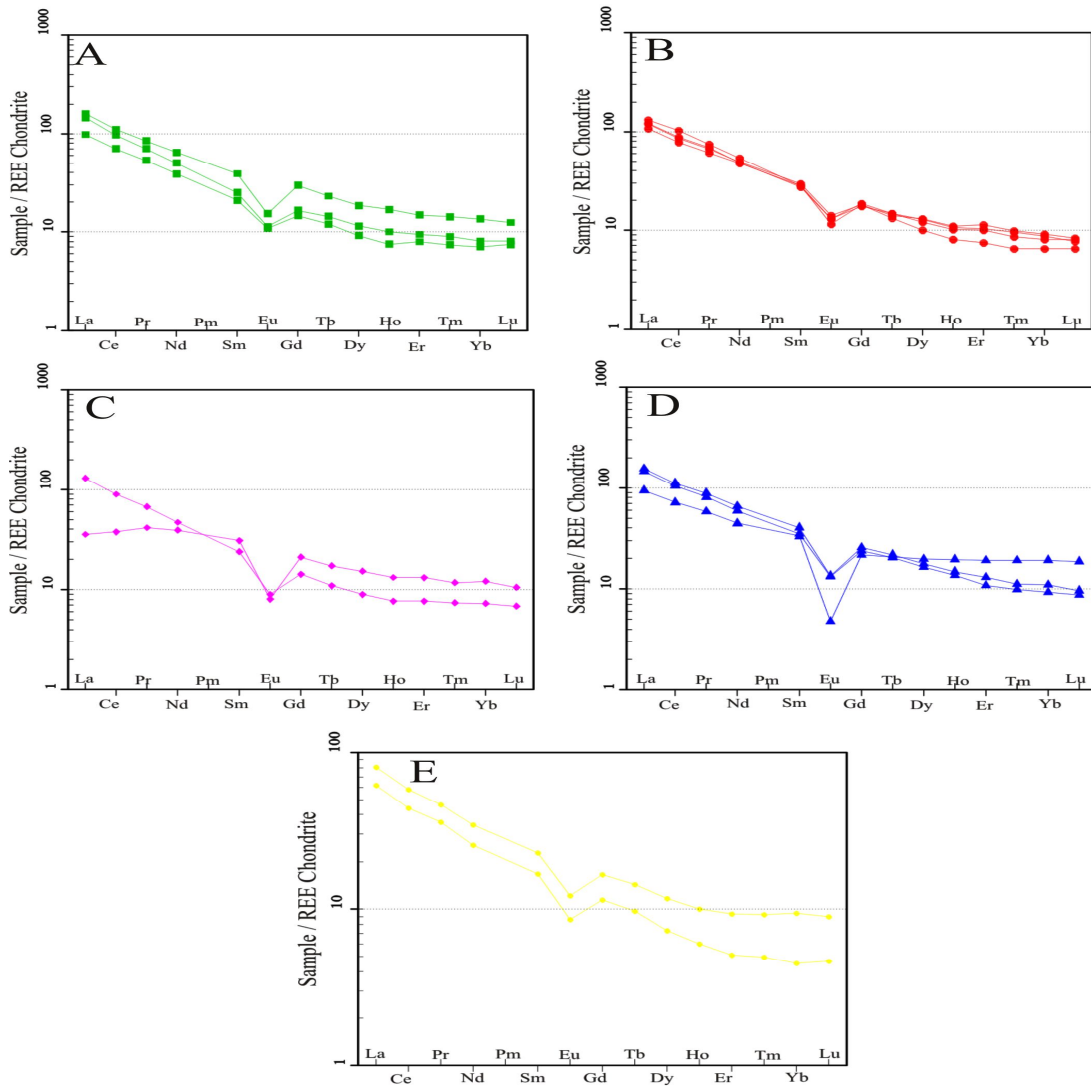
پذیرفتاری مغناطیسی

سنگهای گرانیتی توسط ایشیهارا (Ishihara, 1977; Ishihara, 1981) به دو دسته مگنتیت و ایلمنیت تقسیم شده‌اند. پذیرفتاری مغناطیسی برای بیش از 280 نمونه از توده‌های مختلف گرانیتوئیدی محدوده با استفاده از دستگاه GMS-2 دانشگاه فردوسی مشهد اندازه‌گیری شد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی در سنگهای گرانیتوئیدی محدوده پایین است، سینوگرانیت کمترین (1×10^{-5}) و توده پیروکسن بیوتیت مونزوگرانیت، بیشترین (125×10^{-5}) میزان پذیرفتاری

تفریق و یا حضور تعدادی از کانیها به‌عنوان باقی‌مانده در منشأ، می‌تواند عامل این ناهنجاریهای منفی باشد، به‌طور مثال کانیهای فلدسپار برای باریم، پلاژیوکلاز برای استرانسیم، کانیهای تیتان دار مثل اسفن برای تیتان و کانی آپاتیت برای فسفر از این جمله هستند (Karimpour et al., 2011). آنومالی منفی Ta, Nb و Ba می‌تواند نشانگر تسلط پوسته‌ای¹ باشد (Harris, 1983). مقادیر پایین Ta, Nb, Ti می‌تواند نتیجه وجود اکسیدهای Fe-Ti یا کانیهای Ti-Nb دار در باقی‌مانده ماگمای مادر در محل مخزن باشد (Reagan and Gill, 1989; Pearce and Parkinson, 1993). نمونه‌های بالا، عناصر واسطه با شدت میدان کم (LFSE)

نمونه‌های منطقه متعلق به دسته ایلمینیت یا احیایی هستند (شکل 8).

مغناطیسی را دارا هستند (جدول 2). نمایش نسبت Rb/Sr در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی (Karimpour et al., 2011) برای توده‌های نفوذی منطقه بجستان نشان‌دهنده این است که



شکل 6. الگوی به‌هنجارشده عناصر کمیاب خاکی برای توده‌های نفوذی منطقه بجستان نسبت به کندریت، مقادیر به‌هنجارسازی از بوینتون (Boynton, 1984)، A: بیوتیت مونزوگرانیت، B: پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت، C: هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت، D: گرانیت پورفیری و E: سینوگرانیت

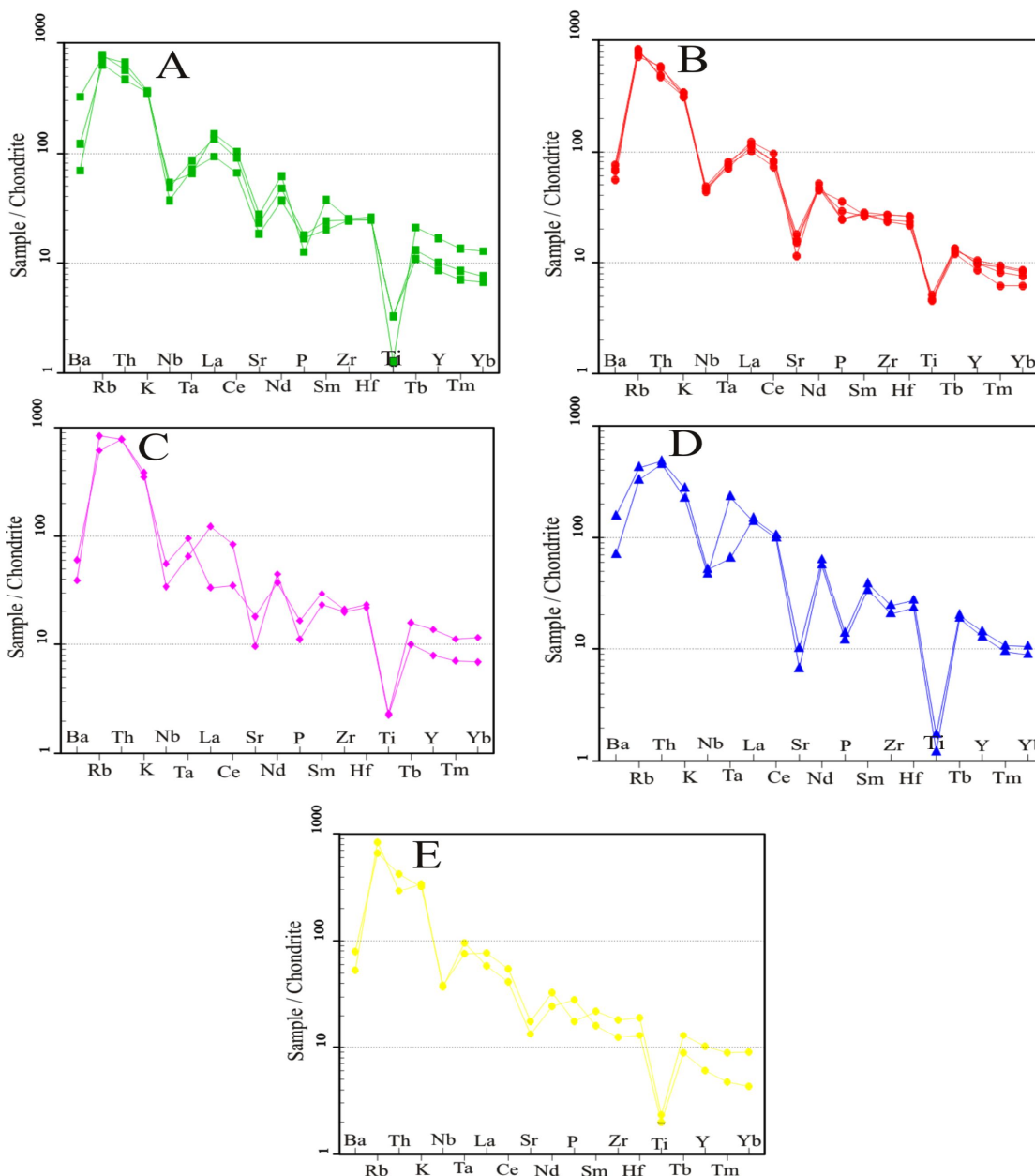
Fig. 6. Chondrite-normalized REE patterns for the intrusive rocks in the Bajestan (normalization values are from Boynton, 1984), A: Biotite monzogranite, B: Pyroxene hornblende biotite monzogranite, C: Hornblende biotite monzogranite, D: porphyritic Granite, and E: Syenogranite

(Bj-7)، پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت (Bj-2)، بیوتیت مونزوگرانیت (Bj-54) و نمونه گرانیت پورفیری (Bj-198) برای تعیین سن U-Pb بر روی کانی زیرکن انتخاب شد

تعیین سن به‌روش U-Pb بر روی کانی زیرکن پس از انجام بررسی‌های دقیق پتروگرافی، چهار نمونه از واحدهای گرانیتوئیدی منطقه شامل نمونه سینوگرانیت

نیود شکستگی، اینکلوزن، هسته وراثتی و متامپکت انتخاب شد. تعیین منشأ دانه‌های زیرکن از لحاظ آذرین، دگرگونی یا گرمایی و مشخص کردن ساختارها و منطقه‌بندی¹ در دانه‌های زیرکن که با تصویرهای کاتدولومینسانس فراهم می‌شود، به تفسیر بهتر داده‌های حاصل از سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌ها، کمک می‌کند (Katongo et al., 2004).

و به روش LA-ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج آنالیز سن‌سنجی U-Th-Pb بر روی کانی زیرکن در جدول 3 آمده است. همچنین تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌ها و نمودار میانگین سن تعیین شده هر نمونه، در شکل‌های 9 تا 12 نشان داده شده است. برای انجام آنالیز سن‌سنجی، از هر نمونه بین 30 تا 100 زیرکن با ویژگی‌های مثل شکل‌دار بودن،



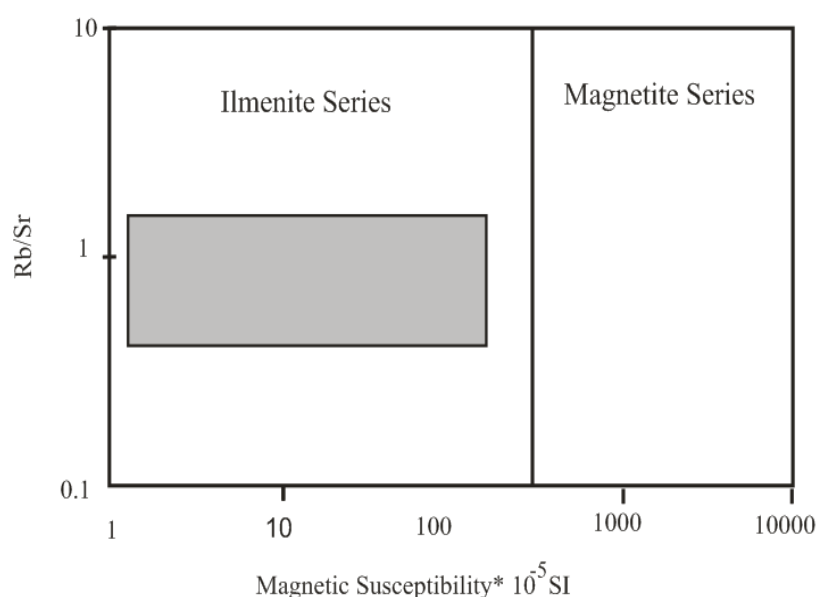
شکل 7. نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده به کندریت (Thompson, 1982) برای سنگ‌های مورد بررسی، A: بیوتیت مونزوگرانیت، B: پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت، C: هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت، D: گرانیت پورفیری و E: سینوگرانیت

Fig. 7. Chondrite-normalized patterns of some-rare and trace elements (Thompson, 1982) for the intrusive rocks from Bajestan A: Biotite monzogranite, B: Pyroxene hornblende biotite monzogranite, C: Hornblende biotite monzogranite, D: porphyritic Granite, and E: Syenogranite

جدول 2. میانگین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی برای سنگهای گرانیتوئیدی و دایک‌ها در شرق بجزستان

Table 2. The average value of the magnetic susceptibility for dykes and granitoids rocks in eastern of Bajestan

Row	Rock type	Average values of the magnetic susceptibility (SI)
1	Biotite monzogranite (center)	12×10^{-5}
2	Biotite monzogranite (margin)	108×10^{-5}
3	Pyroxene hornblende biotite monzogranite	125×10^{-5}
4	Hornblende biotite monzogranite	46×10^{-5}
5	porphyritic Granite	1×10^{-5}
6	Syenogranite	1×10^{-5}
7	Aplite (dyke)	1×10^{-5}
8	Dolerite (dyke)	15×10^{-5}



شکل 8. نمودار نسبت Rb/Sr در برابر پذیرفتاری مغناطیسی برای سنگهای گرانیتوئیدی منطقه بجزستان (Karimpour et al., 2011)

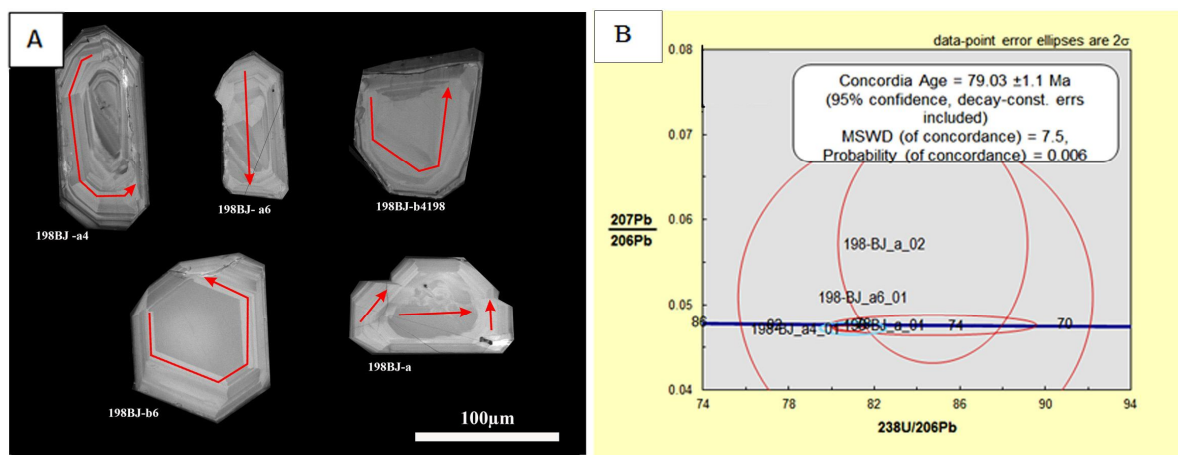
Fig. 8. Rb/Sr ratio vs. magnetic susceptibility diagram for the granitoids rocks in the Bajestan area (Karimpour et al., 2011)

نتایج آنالیز (بر روی 5 زیرکن و 7 نقطه/خط) مربوط به نمونه گرانیت پورفیری (Bj-198)، نشان‌دهنده سن $79/03 \pm 1/1$ میلیون سال (شکل A-9 و B)، نمونه بیوتیت مونزوگرانیت (Bj-54) با آنالیز روی 5 نمونه زیرکن در 5 خط، سن 76 میلیون سال (شکل A-10 و B) و سینوگرانیت (Bj-7) با آنالیز بر روی 16 عدد زیرکن و 18 نقطه/خط، سن 37 ± 0 میلیون سال، بیانگر تعلق همه آنها به کرتاسه بالایی و آشکوب کامپانین¹ است (شکل A-11 و B). آنالیز سن سنجی بر روی 10 زیرکن و 12 نقطه/خط بر روی نمونه پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت (Bj-2) نشانگر سن $30/7 \pm 1/5$ میلیون سال برابر با سن الیگوسن، آشکوب راپلین² است (شکل A-12 و B).

نتایج آنالیز (بر روی 5 زیرکن و 7 نقطه/خط) مربوط به نمونه گرانیت پورفیری (Bj-198)، نشان‌دهنده سن $79/03 \pm 1/1$ میلیون سال (شکل A-9 و B)، نمونه بیوتیت مونزوگرانیت (Bj-54) با آنالیز روی 5 نمونه زیرکن در 5 خط، سن 76 میلیون سال (شکل A-10 و B) و سینوگرانیت (Bj-7) با آنالیز بر روی 16 عدد زیرکن و 18 نقطه/خط، سن 37 ± 0 میلیون سال، بیانگر تعلق همه آنها به کرتاسه بالایی و آشکوب کامپانین¹ است (شکل A-11 و B). آنالیز سن سنجی بر روی 10 زیرکن و 12 نقطه/خط بر روی نمونه پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت (Bj-2) نشانگر سن $30/7 \pm 1/5$ میلیون سال برابر با سن الیگوسن، آشکوب راپلین² است (شکل A-12 و B).

1. Campanian

2. Rupelian



شکل 9. A: تصویرهای کاتدولومینسانس از ویژگیهای زیرکن‌های نمونه Bj-198، خطها و دایره‌های قرمز رنگ، محل تقریبی آنالیز هستند و B: نمودار کنکوردا برای نمونه Bj-198 (گرانیت پورفیری)، محدوده شرق بجهستان، استان خراسان رضوی

Fig. 9. A: Cathodoluminescence images of zircon populations characteristic for Bj-198, the red line and circle show approximate location of laser ablation trenches, and B: Concordia plot of Bj-198 sample, porphyritic granite, east of Bajestan, Khorasan Razavi Province, (Data point error ellipses are 2σ)

جدول 3. نتایج آنالیز سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های گرانیتوئیدهای منطقه بجهستان

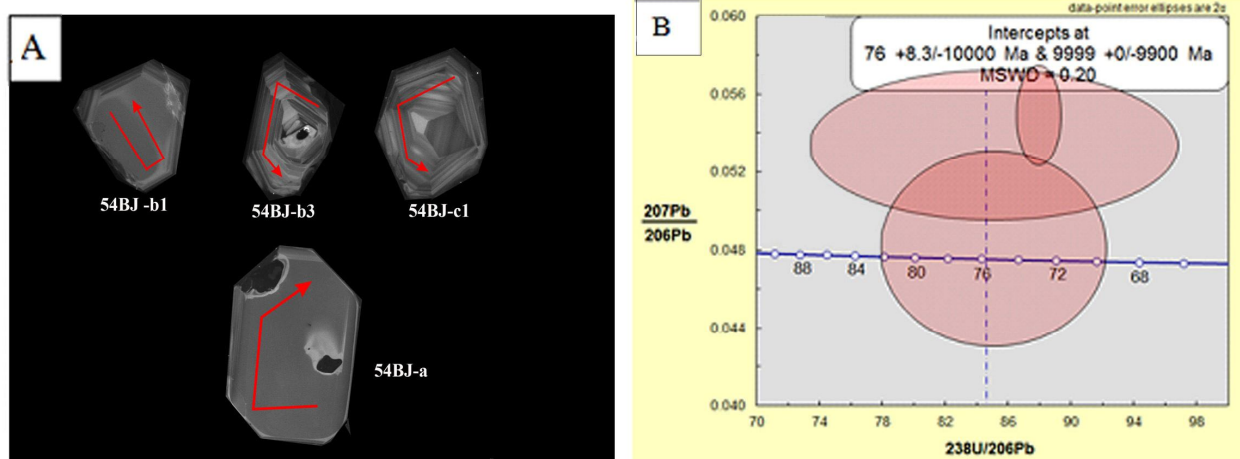
Table 3. U- Pb dating results of zircons from Bajestan granitoids (n.d: not detected)

Sample Name	U ppm	Th ppm	U/Th	207Pb/206Pb	±%	207Pb/235U	±%	206Pb/238U	±%	Age (Ma)
Bj-2 Pyroxene- Hornblend- Biotite Monzogranite										
Bj-2_b2_01	1.1	6.3	0.592	0.0480	0.56	0.0403	1.18	0.0061	1.00	39±1
Bj-2_a_02	7.4	3.4	0.463	0.0476	8.48	0.0340	82.92	0.0052	73.4	33±1
									5	
Bj-2_b3_01	3.6	1.4	0.400	0.0502	3.35	0.0367	3.70	0.0051	1.25	32±1
Bj-2_c_01	3.3	8.3	0.247	0.0493	6.12	0.0332	16.94	0.0051	8.02	32±1
Bj-2_a3_01	2.5	1.7	0.687	0.0477	0.68	0.0331	1.70	0.0050	1.09	32±1
Bj-2_b1_02	2.1	7.3	0.349	0.0482	0.63	0.0332	2.13	0.0050	1.94	32±1
Bj-2_a1_01	1.7	7.3	0.425	0.0477	1.19	0.0324	4.47	0.0049	3.54	31±1
Bj-2_b1_01	2.3	1.0	0.453	0.0453	4.86	0.0315	6.48	0.0048	2.02	31±1
Bj-2_b_01	5.7	1.9	0.324	0.0512	1.28	0.0343	1.93	0.0048	0.84	31±1
Bj-2_b5_01	1.9	8.4	0.436	0.0475	1.38	0.0318	1.91	0.0048	0.71	30±1
Bj-2_c5_01	4.5	9.8	0.220	0.0493	0.62	0.0323	2.75	0.0048	2.40	30±1
Bj-2_a_01	6.3	2.1	0.329	0.0469	7.05	0.0293	40.82	0.0045	32.2	29±1
									1	
Bj-54 Biotite Monzogranite										
BJ-54_a_01	1.6	1.1	0.663	0.0549	3.84	0.0889	7.01	0.0114	1.33	72.9±1
BJ-54_b1_01	4.9	2.7	0.561	0.0481	8.48	0.0789	21.31	0.0118	6.90	75.3±1
BJ-54_b3_01	5.1	3.1	0.617	0.0521	15.4	0.0924	14.26	0.0129	4.19	82.9±1
BJ-54_c1_01	1.3	6.7	0.523	0.0534	5.88	0.0774	5.68	0.0105	11.2	67.4±1
									4	
Bj-198 porphyritic Granite										
BJ-198_a_03	4.0	2.6	0.643	0.1858	15.0	0.4493	17.87	0.0169	5.53	108±1
BJ-198_b6_01	6.9	3.5	0.497	0.0528	1.33	0.0927	1.68	0.0128	0.61	81.8±1
BJ-198_a4_01	7.8	3.8	0.483	0.0472	0.60	0.0802	1.14	0.0124	0.73	79.3±1
BJ-198_b4_01	7.2	3.6	0.497	0.0518	4.16	0.0710	125.1	0.0121	9.41	77.4±1
BJ-198_a6_01	1.6	8.7	0.556	0.0509	31.2	0.0842	44.60	0.0119	8.07	76.3±1
BJ-198_a_02	5.8	3.8	0.651	0.0572	20.0	0.0863	33.82	0.0118	4.27	75.6±1
BJ-198_a_01	4.5	2.5	0.558	0.0476	2.06	0.0767	6.93	0.0118	4.67	81.8±1

ادامه جدول 3. نتایج آنالیز سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های گرانیتوئیدهای منطقه بجستان

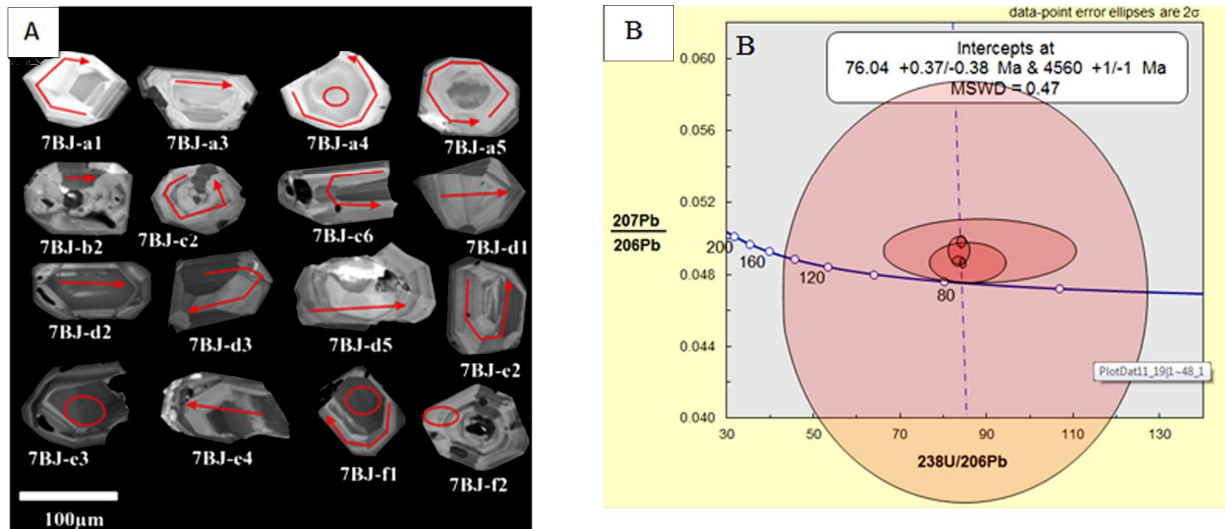
Table 3 (Continued). U- Pb dating results of zircons from Bajestan granitoids (n.d: not detected)

Sample name	U ppm	Th ppm	U/Th	207Pb/206Pb	±(%)	207Pb/235U	±(%)	206Pb/238U	±(%)	Age (Ma)
Bj-7 Syenogranite										
BJ-7_a3_01	3.8	8.90	0.235	0.528	3.97	0.1010	3.70	0.0142	3.81	90.8±1
BJ-7_a4_01	3.9	2.7	0.70	0.0532	3.62	0.1028	4.05	0.0140	1.04	89.8±1
BJ-7_e3_01	3.8	2.2	0.59	0.0482	0.56	0.0869	2.65	0.0131	2.43	83.9±1
BJ-7_c6_01	1.4	7.1	0.49	0.0487	0.57	0.0876	3.03	0.0131	2.87	83.8±1
BJ-7_f1_01	1.9	1.2	0.64	0.0500	3.23	0.0879	7.44	0.0128	8.75	81.9±1
BJ-7_e2_01	7.8	3.3	0.48	0.0505	0.59	0.0899	0.93	0.0128	0.75	81.7±1
BJ-7_d2_01	5.5	3.0	0.54	0.0545	8.79	0.2114	22.73	0.0127	3.36	81.1±1
BJ-7_b2_01	5.2	3.1	0.59	0.0494	1.46	0.0863	1.75	0.0126	0.56	80.9±1
BJ-7_a4_02	6.3	3.0	0.47	0.0516	1.02	0.0895	1.25	0.0126	0.74	80.5±1
BJ-7_a1_01	1.2	5.8	0.48	0.0475	0.35	0.0814	1.30	0.0124	1.22	79.7±1
BJ-7_c2_01	2.2	1.2	0.53	0.0488	0.72	0.0837	1.02	0.0124	0.87	79.7±1
BJ-7_a5_01	8.4	4.5	0.53	0.0503	0.78	0.0869	1.16	0.0124	0.49	79.6±1
BJ-7_d5_01	8.0	3.6	0.44	0.0488	1.18	0.0829	3.59	0.0123	3.16	78.8±1
BJ-7_e4_01	1.7	7.5	0.44	0.0487	0.46	0.0809	1.39	0.0120	1.40	76.9±1
BJ-7_d3_01	1.6	7.8	0.48	0.0493	1.31	0.0817	2.68	0.0120	2.40	76.7±1
BJ-7_e2_01	1.0	4.9	0.42	0.0498	0.54	0.0816	0.97	0.0119	0.93	76.2±1
BJ-7_f1_02	5.5	2.9	0.53	0.0486	0.46	0.0808	0.92	0.0119	0.68	76.0±1
BJ-7_f3_02	2.6	1.4	0.53	0.0469	20.63	0.0755	n.d	0.0118	40.47	75.5±1
BJ-7_d2_01	1.6	8.0	0.51	0.0486	1.88	0.0773	12.32	0.0117	8.47	75.0±1
BJ-7_d1_01	2.6	9.5	0.37	0.0493	2.94	0.0767	n.d	0.0113	20.62	72.6±1



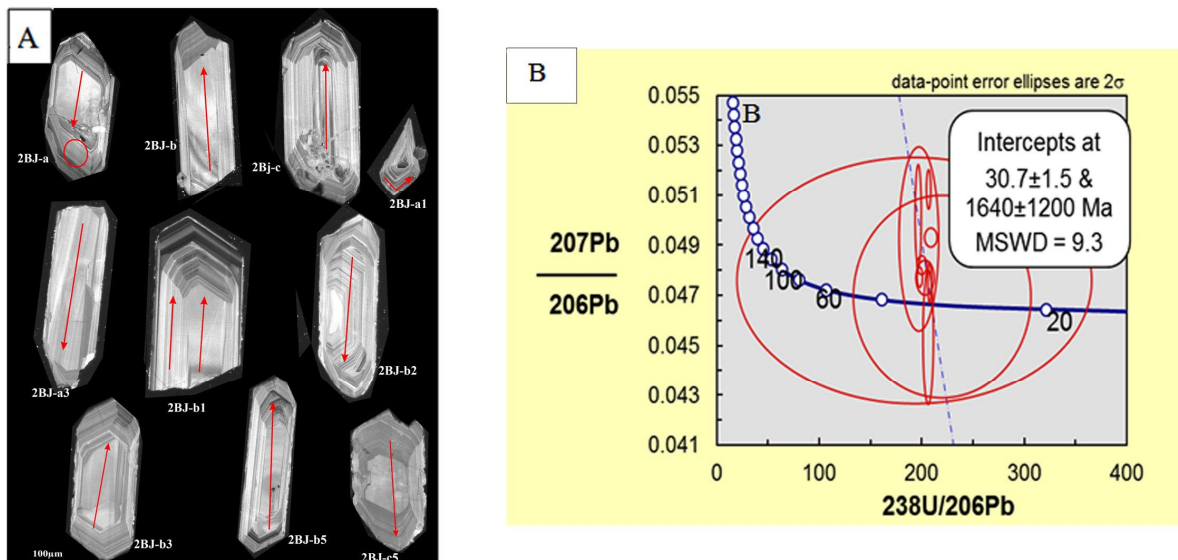
شکل 10. A: تصاویر کاتدولومینسانس ویژگی‌های زیرکن‌های نمونه Bz-54، خطها و دایره‌های قرمز، محل تقریبی آنالیز را نشان می‌دهند و B: نمودار کنکورديا برای نمونه Bz-54 (بیوتیت مونزوگرانیت)، محدوده شرق بجستان، استان خراسان رضوی

Fig. 10. A: Cathodoluminescence images of zircon populations characteristic for Bz-54, the red line and circle show approximate location of laser ablation trenches, and B: Concordia plot of Bz-54, biotite monzogranite, east of Bajestan, Khorasan Razavi Province (Data point error ellipses are 2σ)



شکل 11. A: تصاویر کاتدولومینسانس ویژگی‌های زیرکن‌های نمونه Bj-7، خط‌ها و دایره‌های قرمز رنگ، محل تقریبی آنالیز را نشان می‌دهند و B: نمودار کنکورديا برای نمونه Bj-7 (سینوگرانیت)، محدوده شرق بجهستان، استان خراسان رضوی

Fig. 11. A: Cathodoluminescence images of zircon populations characteristic for Bj-7, the red line and circle show approximate location of laser ablation trenches, and B: Concordia plot of Bj-7, syngranite, east of Bajestan, Khorasan Razavi Province (Data point error ellipses are 2σ)



شکل 12. A: تصاویر کاتدولومینسانس از ویژگی‌های زیرکن‌های نمونه Bj-2، خط‌ها و دایره‌های قرمز رنگ، محل آنالیز هستند و B: نمودار کنکورديا سن تعیین شده برای نمونه Bj-2 (پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت)، محدوده شرق بجهستان، استان خراسان رضوی

Fig. 12. A: Cathodoluminescence images of zircon populations characteristic for Bj-2, the red line and circle show approximate location of laser ablation trenches, and B: Concordia plot of Bj-2, pyroxene hornblende biotite monzogranite, east of Bajestan, Khorasan Razavi Province (Data point error ellipses are 2σ)

جدول 4 و Sm-Nd در جدول 5 ارائه شده‌اند. نسبت Sr $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ اولیه در برابر ϵNd و $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ بر طبق داده‌های این جدولها، برای توده‌های نفوذی اسیدی منطقه در شکل 13

ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd

تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd برای تمام نمونه‌های سن‌سنجی انجام شد. اطلاعات ایزوتوپی Rb-Sr در

مورد بررسی قرار گرفته است. در نمودار بالا، نمونه‌های مربوط به توده‌های گرانیتوئیدی بجستان در محدوده پوسته قاره‌ای و نزدیک به بخش بالایی پوسته قاره‌ای قرار دارند.

جدول 4. داده‌های ایزوتوپ Rb-Sr توده‌های نفوذی بجستان

Table 4. Rb-Sr isotope data for Bajestan Intrusion mass

Sample Number	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ m (2σ)	R0 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	Age
Bj-2	251	214	3.1546	0.714736	0.713292	30.7
Bj-7	191	158	3.2514	0.721680	0.717908	76
Bj-54	260	273	2.5615	0.713870	0.710898	76
Bj-198	147	118	3.3506	0.714938	0.710897	79

Explanations: m: Measured ratios, i: Initial ratios, (age based on U-P dating).

جدول 5. داده‌های ایزوتوپ Sm-Nd توده‌های نفوذی بجستان

Table 5. Sm-Nd isotope data for Bajestan Intrusion mass

Sample Number	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ m (2σ)	R0(Nd)	eNd I
Bj-2	29.3	5.71	0.118	0.512210	0.512186	-8.06
Bj-7	15.4	3.26	0.128	0.512058	0.511995	-10.65
Bj-54	29.9	4.88	0.099	0.512211	0.512162	-7.38
Bj-198	39.4	7.85	0.121	0.512111	0.512049	-9.51

Explanations: m: Measured ratios, i: Initial ratios, (age based on zircon). eNdI= initial eNd value.

بحث و نتیجه‌گیری

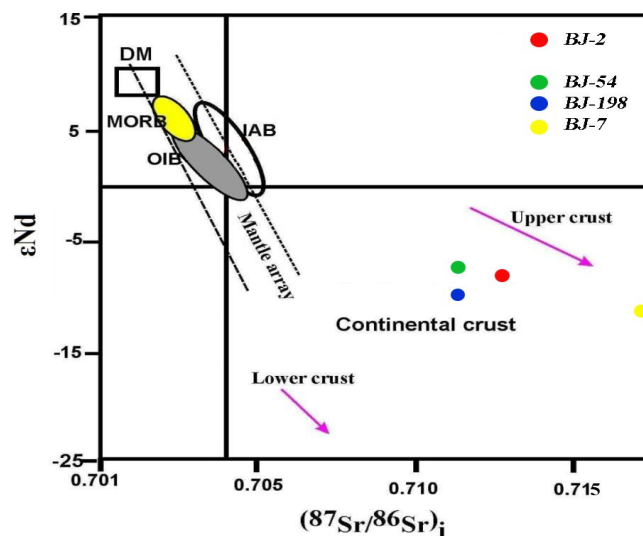
1- تعیین منشأ ماگما

با توجه به بررسی‌های انجام شده به خصوص بررسی‌های ایزوتوپی (U-Pb)، دوفاز ماگمایی در منطقه شناسایی شد. توده‌های با ترکیب بیوتیت مونزوگرنایت، سینوگرنایت و گرنایت‌پورفیری متعلق به کرتاسه پسین (کامپانین) هستند؛ در حالی که توده پیروکسن هورنبلندبیوتیت‌مونزوگرنایت سن الیگوسن (راپلین) را نشان می‌دهد. توده‌های مربوط به کرتاسه بالایی بیشتر پرآلومینوس است، پذیرفتاری مغناطیسی پایین دارد و بر اساس تقسیم‌بندی ایشیهارا، جزو دسته احیایی یا گرانیتوئیدهای ایلمینتی قرار می‌گیرند. همچنین نمودارهای الگوی تغییرات عناصر اصلی، کمیاب و فرعی و نمودارهای تعیین‌کننده نوع گرنایت، ضمن بیان احیایی بودن آنها، نشانگر نوع S این توده‌هاست. در نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی، بیشتر این توده‌ها در محدوده زون برخوردی¹ جای می‌گیرند. مقدار εNd برای توده‌های کرتاسه بالایی، بین 7/38- تا 10/6- است و نسبت $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ اولیه آنها بین

بر اساس اطلاعات ایزوتوپی به دست آمده، مقادیر εNd و Sr اولیه به ترتیب برای نمونه‌های کرتاسه بالایی شامل نمونه Bj-54 (بیوتیت مونزوگرنایت)، 7/38- و 0/710897 و نمونه Bj-198 (گرنایت‌پورفیری) 9/51-، 0/710897 و سرانجام Bj-7 (توده سینوگرنایتی) 10/65- و 0/717908 است. مقادیر εNd و $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ اولیه برای نمونه با سن الیگوسن، Bj-2 (پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرنایت) 8/06- و 0/713292 است (جدول 5 و شکل 13). با توجه به مقادیر $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ و $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ اولیه توده سینوگرنایتی، مشخص می‌شود که این توده از پوسته قاره‌ای با مقدار نسبت $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ اولیه بیشتری نسبت به سایر توده‌ها منشأ گرفته است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در گرنایت‌های نوع I بین 0/704 تا 0/706 است؛ در حالی که در گرنایت‌های نوع S این میزان بیشتر از 0/708 است (Chappell and White, 1974). وجود مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه بالاتر از 0/708 برای توده‌های گرانیتوئیدی بجستان می‌تواند دلیل دیگری بر ادعای منشأ پوسته‌ای گرانیتوئیدها در این منطقه و نوع S بودن آنها باشد.

نمودار Rb/Sr – Rb/Ba (Sylvester, 1998) برای مشخص شدن سنگ منشأ توده‌های گرانیتوئیدی اسیدی منطقه مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به شکل 14 منشأ توده‌های گرانیتوئیدی منطقه (اعم از توده‌های کرتاسه بالایی و الیگوسن)، در نزدیکی محدوده مذاب مشتق شده از پسامیت‌ها قرار می‌گیرد. بر پایه بررسی‌های انجام شده (Sylvester, 1998)، مذاب مشتق شده از پلیت‌ها دارای نسبت CaO/Na_2O کمتری از 0.3 هستند. این میزان برای مذاب مشتق شده از پسامیت‌ها >0.3 است؛ لذا با توجه به بالاتر بودن نسبت CaO/Na_2O به بیش از 0/3، دارا بودن نسبت $Rb/Sr > 1$ (جدول 1)، سنگ منشأ پسامیتی برای توده‌های گرانیتوئیدی اسیدی منطقه در نظر گرفته می‌شود.

0/711 تا 0/718 تغییر می‌کند. این نتایج بیانگر منشأ پوسته قاره‌ای (بالایی) آنهاست (شکل 13 و جدولهای 4 و 5). توده پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرنیت با سن الیگوسن ویژگی‌هایی مشابه با توده‌های کرتاسه بالایی دارد؛ به طوری که تمامی نمونه‌های آن ویژگی‌هایی چون پرآلومینوس و تعلق به دسته احیایی دارد و جزو گرانیت‌های نوع S محسوب می‌شوند. علاوه بر این با دارا بودن مقادیر $\epsilon Nd - 8/06$ و نسبت $^{86}Sr/^{87}Sr$ اولیه 0/713292 منشأ پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند. قرارگیری آنها در محدوده زون برخوردی می‌تواند نشان‌دهنده تداوم محیط زون برخوردی از کرتاسه بالایی تا زمان الیگوسن در این بخش از بلوک لوت باشد.



شکل 13. موقعیت قرارگیری نمونه‌های گرانیتوئیدی الیگوسن (BJ-2) و کرتاسه بالایی (BJ-54, BJ-198, BJ-7) منطقه بجزستان در نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در مقابل ϵNd . منابع برای پوسته بالایی (Taylor and McLennan, 1985)، پوسته پایینی (Rollinson, 1993; Rudnick, 1995) و برای MORB (Rollinson, 1993; Sun and McDonough, 1989)، DM (McCulloch and Bennett, 1994)، OIB (Vervoort et al., 1999)، IAB (Arjmandzadeh and Santos, 2014) و برای آرایش گوشته‌ای (Wilson, 1989; Gill, 1981; McCulloch et al., 1994) (Arjmandzadeh and Santos, 2014) (et al., 1999) (1994).

Fig. 13. ϵNd vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram for Bajestan Oligocene (Bj-2) and upper Cretaceous (Bj-54, Bj-198 & Bj-7) Granitoids. Reference data sources: upper continental crust (Taylor and McLennan, 1985); lower continental crust (Rollinson, 1993; Rudnick, 1995) with those of MORB (Rollinson, 1993; Sun and McDonough, 1989), DM (McCulloch and Bennett, 1994), OIB (Vervoort et al., 1999), IAB (Arjmandzadeh and Santos, 2014), and mantle array (Wilson, 1989; Gill, 1981; McCulloch et al., 1994).

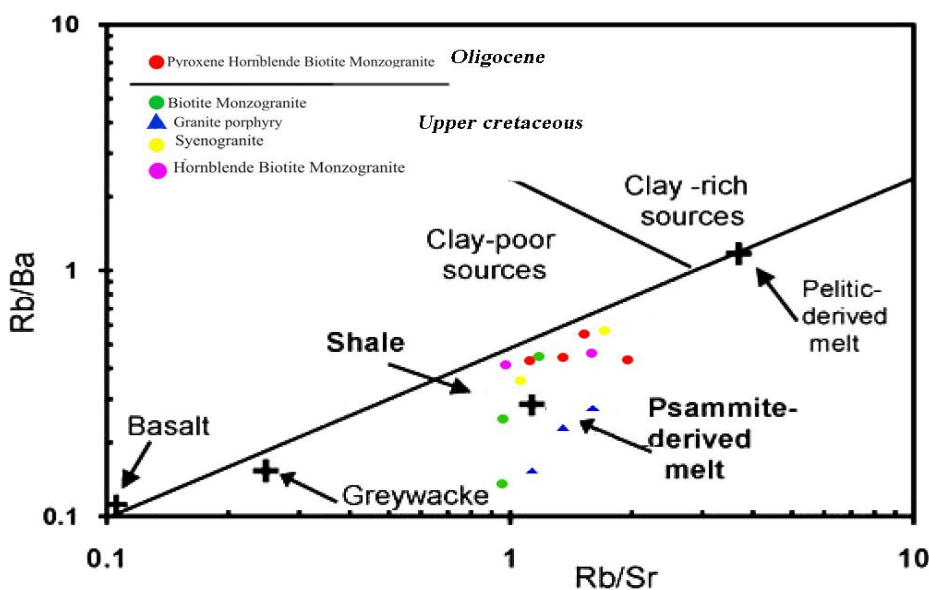
بزمان، گزو و کجه گزارش شده است (Tarkian et al., 1983; Karimpour et al., 2011; Najafiet al., 2014; Mahdavi et al., 2016) در شکل 15 جایگاه و سن این توده‌ها و در جدولهای 6 و 7 ویژگی‌های ایزوتوپی و

2- مقایسه توده‌های شرق بجزستان با توده‌های نفوذی بلوک لوت

با توجه پژوهش‌های انجام شده در بلوک لوت، توده‌های نفوذی با سن کرتاسه بالایی، تاکنون علاوه بر بجزستان، در سه منطقه

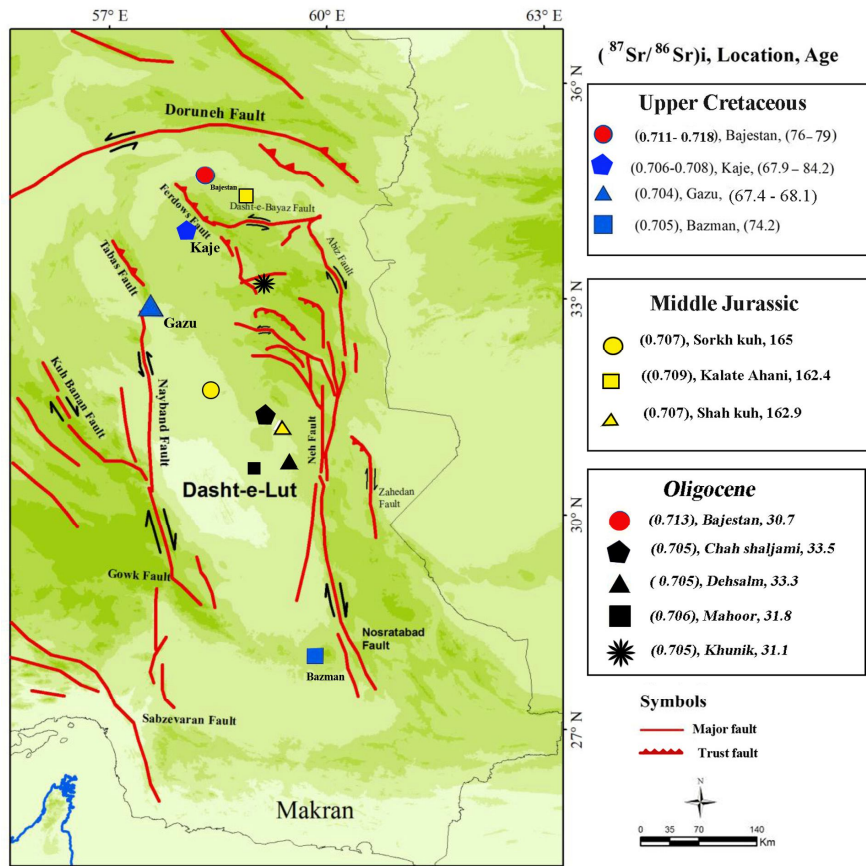
گرانیتوئیدی این منطقه را نوع I و کالک‌آلکان دانسته است و با توجه به بررسیهای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و سایر داده‌های حاصل، منشأ توده‌ها را گوشته بالایی و مکان تشکیل را کمان آتشفشانی¹ (می‌داند). توده‌های نفوذی منطقه کجه فردوس ترکیبی بازیگ تا اسیدی دارند. توده‌های مونزونیتی ویژگیهای گرانیتوئیدهای نوع I (اکسیدان) و گرانیت‌پورفیری ویژگیهای نوع احيایی را نشان می‌دهند. از نظر موقعیت زمین‌ساختی، توده‌های کجه متعلق به گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی و هم‌زمان با برخورد، و منشأ آن قسمت‌های بالایی گوشته بالایی تعیین شده است (Najafi et al., 2014). توده‌های نفوذی اسیدی منطقه بجزستان، دارای ترکیب گرانیتی تا سینوگرانیتی هستند. با توجه به میزان پذیرفتاری مغناطیسی، این توده‌ها جزو دسته ایلمنیت یا احيایی و با توجه به نمودارهای متمایزکننده تکتونوماگمایی بیشتر این توده‌ها متعلق به زون تصادم قاره‌ای هستند. شواهد پتروگرافی (یافته‌های گرانوفیری و گرافیکی) و بررسی میزان عناصر کمیاب در این توده‌ها نشانگر عمق کم جایگزینی ماگما و بررسیهای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه منشأ پوسته (بالایی) را برای این توده‌ها تأیید می‌کند. با توجه به کلیه اطلاعات بالا، برخلاف سایر توده‌های گرانیتوئیدی سه منطقه دیگر با سن کرتاسه بالایی، توده‌های گرانیتی بجزستان نوع S و منشأ پوسته‌ای دارند.

تکتونوماگمایی این توده‌ها مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته است. توده کالک‌آلکان با ترکیب دیوریت تا گرانیت منطقه بزمان در جنوب لوت، دارای سن 74/2 میلیون سال است (Berberian, 1981). توده‌های مونزونیت تا مونزودیوریتی منطقه گزو در بخش غربی بلوک لوت سن 67 تا 68 میلیون سال را داراست (Mahdavi et al., 2016). در شمال بلوک لوت دو توده کجه (فردوس) و بجزستان قرار دارند، توده‌های دیوریتی تا مونزونیتی کجه سن 67/9 تا 84/2 میلیون سال (Najafi et al., 2014) داشته و در نهایت در بجزستان، توده‌های کرتاسه بالایی آن سنی بین 76 تا 79 میلیون سال را نشان می‌دهند. مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه این توده‌ها نشان می‌دهد که این نسبت برای محدوده بزمان و گزو کمتر از 0/706 (Karimpour et al., 2011)، برای کجه فردوس بین 0/707 تا 0/709 (Najafi et al., 2014) و در محدوده بجزستان بالاتر از همه مقادیر بالا و دارای نسبت‌های بین 0/711 تا 0/718 است. بربریان (Berberian, 1981) معتقد است، با توجه به ژئوشیمی و میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه، توده‌های گرانیتوئیدی بزمان، حاصل مراحل آغازین فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر حاشیه جنوب شرقی ایران است. بررسیهای انجام شده در منطقه اکتشافی مس گزو (Tarkian et al., 1983; Mahdavi et al., 2016)، توده‌های



شکل 14. نمودار نسبت Rb/Ba در برابر Rb/Sr جهت تعیین منشأ سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع S محدوده شرق بجزستان (Sylvester, 1998)

Fig. 14. Rb/Ba ratio vs. Rb/Sr diagram to determination of the source rock for S- type granitoid rocks in east of Bajestan (Sylvester, 1998)



شکل 15. موقعیت مکانی توده‌های گرانیتوئیدی گزارش شده با سن کرتاسه بالایی، ژوراسیک میانی و الیگوسن در بلوک لوت

Fig. 15. Locations of reported granitoids with Upper Cretaceous, middle Jurassic and Oligocene ages in Lut Block

جدول 6. داده‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی Rb-Sr توده‌های گرانیتوئیدی گزارش شده با سن کرتاسه بلوک لوت، بزمان (Tarkian et al., 1983; Karimpour et al., 2011) گزو (Mahdavi et al., 2016)، کجه (Najafi et al., 2014)

Table 6. Rb-Sr isotopic and age data for granitoids in Lut block related to Upper Cretaceous, Bazman (Tarkian et al., 1983; Karimpour et al., 2011), Gazu (Mahdavi et al., 2016), Kaje (Najafi et al., 2014).

Area	Sample Name	Age:Rb/Sr (Ma)	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
Bazman	Granodiorite	74.2	91	514	0.516	0.70619	0.70565
Gazu	Granodiorite	75.2	48	634	0.5622	0.7047	0.7045
Kajeh	Granite porphyry	84.2	31	1047	0.0797	0.708182	0.708080
	Biotite-hornblend monzogranite	70.8	150	489	0.8259	0.707017	0.706125
	Hornblend-quartz diorite	67.9	162	265	1.6458	0.709195	0.707491
Bajestan	Granite porphyry	79	147	118	3.3506	0.714938	0.710897
	Biotite- monzogranite	76	260	273	2.5615	0.713870	0.710898
	Syenogranite	76.3	191	158	3.2514	0.721680	0.717908

پوسته‌ای، دارای مقادیر بالاتر $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ به میزان بین 0/711 تا 0/718 است.

توده‌های گرانیتوئیدی بجستان در مقایسه با دیگر توده‌های کرتاسه پسین گزارش شده در بلوک لوت، مثل بزمان، گزو،

در بلوک لوت گرانیتوئیدهای شاه‌کوه، کلاته آهنی و سرخ‌کوه با سن ژوراسیک میانی، با دارا بودن میزان $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ بین 0/706 تا 0/708 نیز، از ماگمای پوسته‌ای منشأ گرفته‌اند (Karimpour et al., 2011)؛ اما منطقه بجستان با منشأ

(Arjmandzadeh, 2011)، خونیک (Samiee et al., 2016) و ماهور (Miri Beydokhti et al., 2015) گزارش شده‌اند. گرانیتهای پورفیری با سن الیگوسن چاه شلغمی (Arjmandzadeh, 2011) دارای کانی‌سازی و مرتبط با سیستم پورفیری مس - سرب - روی است و توده‌های مرتبط با کانی‌سازی مس - مولیبدن ده‌سلم نیز سن 33/3 میلیون سال پیش را مشخص کرده‌اند (Arjmandzadeh and Santos, 2014). گرانیتهای پورفیری ماهور با سن 31/88 میلیون سال، به‌صورت دایک و استوک در منطقه نفوذ کرده است و با کانی‌سازی مس - روی همراه است (Miri Beydokhti et al., 2015). توده بیوتیت گرانودیوریت پورفیری در خونیک با سن 31/1 میلیون سال جوانترین فاز ماگمایی در این منطقه و بعد از کانی‌سازی در منطقه نفوذ کرده است (Samiee et al., 2016).

کجه فردوس و همچنین توده‌های نفوذی سرچشمه گرفته از پوسته بلوک لوت، چون شاه‌کوه، کلاته آهنی و سرخ‌کوه با سن ژوراسیک میانی دارای میزان بسیار بالاتر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه است. همچنین توده‌های گرانیتهای این منطقه تنها توده‌های احیایی نوع S با سن کرتاسه بالایی در بلوک لوت است. این بدین معنی است که منطقه بجهستان می‌تواند منشأ پوسته‌ای متفاوت نسبت به سایر توده‌های منشأ گرفته از پوسته بلوک لوت داشته باشد و این احتمال را تقویت بخشد که منطقه بجهستان در کرتاسه بالایی پس از برخورد، به بلوک لوت پیوسته باشد.

طبق بررسیهای ایزوتوپی این پژوهش، برای اولین بار حضور توده گرانیتهای با سن سنوزوئیک (الیگوسن) در شمال بلوک لوت گزارش می‌شود. توده‌های نفوذی با سن الیگوسن، تاکنون علاوه بر بجهستان، در مناطق ده‌سلم (Arjmandzadeh and Santos, 2014) چاه شلغمی

جدول 7. مقایسه مشخصات توده‌های نفوذی به سن کرتاسه بالایی در بلوک لوت، بزمان (Tarkian et al., 1983, Karimpour et al., 2011)، گزو (Mahdavi et al., 2016)، کجه (Najafi et al., 2014)

Table 7. Specifications comparison for Upper Cretaceous granitoids in Lut block, Bazman (Tarkian et al., 1983; Karimpour et al, 2011), Gazu (Mahdavi et al., 2016), Kajeh (Najafi et al., 2014)

Area	Sample name	Age U-Pb(Ma)	Granitoid Type	Tectonomagmatic Setting	Magnetic Susceptibility	Magma Source
Bazman	Granodiorite	-	I	VAG ¹	-	-
Gazu	hornblende monzonite porphyry	68.1 ± 1.7	I-type	VAG	High(oxidation)	Mantle
	hornblende monzodiorite porphyry	67.74 ± 0.72	I-type	VAG	High(oxidation)	Mantle
	pyroxene monzonite	67.41 ± 0.94	I-type	VAG	High(oxidation)	Mantle
Kajeh	Biotite-hornblendmonzogranite	70.8	I-type	VAG	High(oxidation)	Upper mantle
	Hornblend- quartz diorite	67.9	I-type	VAG	High(oxidation)	Upper mantle
	Granite porphyry	84.2	I-type	SYNCLOG ²	Low(reduction)	Upper mantle
Bajestan	Granite porphyry	79	S-type	SYNCLOG	Low(reduction)	Crust
	Biotite- monzogranite	76	S-type	SYNCLOG	Low(reduction)	Crust
	Syenogranite	76.3	S-type	SYNCLOG	Low(reduction)	Crust

1. Volcanic Arc Granitoid

2. Syncollosion

زون برخورد است (جدول 8). مشابهت ویژگی‌های توده‌های کرتاسه بالایی و الیگوسن بجهستان با یکدیگر می‌تواند بیانگر ادامه شرایط برخوردی از زمان کرتاسه بالایی تا الیگوسن در این منطقه باشد.

توده پیروکسن‌هورنبلندبیتوتیت مونزوگرانیت بجهستان با سن 30/7 میلیون سال بدون کانی‌سازی بوده و برخلاف توده‌های دیگر (با ویژگی‌های متا آلومینوس، اکسیدان، نوع I و متعلق به سیستم فرورانش) پرآلومینوس، احیایی و متعلق به گرانیتوئیدهای نوع S بوده و از لحاظ تکتونوماگمایی متعلق به

جدول 8. مقایسه مشخصات توده‌های گرانیتوئیدی گزارش شده به سن الیگوسن در بلوک لوت، چاه شلجی (Arjmandzadeh, 2011)، دهسالم (Arjmandzadeh and Santos, 2014)، ماهور (Miri Beydokhti et al., 2015) و خونیک (Samiee et al., 2016)

Table 8. Specifications comparison for Oligocene granitoids in Lut block, Chah shaljami (Arjmandzadeh, 2011), Dehsalm (Arjmandzadeh and Santos, 2014), Mahoor (Miri Beydokhti et al., 2015), Khunik (Samiee et al., 2016)

Area	Sample name	Age (Ma)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Granitoid Type	Tectonomagmatic Setting	Magnetic Susceptibility	Magma Source
Chah shaljami	Pyroxene Hornblende Biotite-monzonite	33.5	0.7047	I	VAG	High (oxidation)	mantle
Dehsalm	Quartz monzonite	33.3	0.705	I	VAG	High (oxidation)	mantle
Mahoor	Diorite	31.8	0.706	I	VAG	High (oxidation)	mantle
Khunik	Biotite-Granodiorite	31.1	0.7046	I	VAG	High (oxidation)	mantle
Bajestan	Pyroxene Hornblende Biotite-monzogranite	30.7	0.7132	S	SYNCLOG	Low (reduction)	crust

آقای دکتر جعفر طاهری مدیر کل سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال شرق کشور که در انجام مراحل مختلف این پژوهش همکاری داشته‌اند، نهایت قدردانی را دارند.

قدردانی

این پژوهش در ارتباط با طرح پژوهشی به شماره 18300/3 مورخ 1390/4/12 دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است. نویسندگان مقاله از پیشنهادهای ارزنده داوران محترم، همچنین از همکاران سازمان زمین‌شناسی کشور به‌خصوص

References

Aghanabati, S.A., 2013. Geology of Iran and Neighbouring countries. Geological Survey of Iran, Rahi press, Tehran 710 pp.
Ahmadirouhani, R., Karimpour, M.H., Rahimi, B. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2015. Enhance of alteration zones and lineation in the east of Bajestan using SPOT, ASTER, ETM+ and Geophysics data. Scientific Quaternary Journal Geosciences, 24(94): 253-262.

Arjmandzadeh, R., 2011. Mineralization, geochemistry, geochronology, and determination of tectonomagmatic setting of intrusive rocks in Dehsalm and Chahshaljami prospectareas, Lut block, east of Iran. PhD. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 215 pp. (in Persian)
Arjmandzadeh, R. and Santos, J.F., 2014. Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut block, eastern

- Iran. *International Journal of Earth Science*, 103(1): 123-140.
- Ashoori, A.R., Karimpour, M.H. and Saadat, S., 2005. Geological map of Bajestan. scale:1:100000. Geological Survey of Iran.
- Berberian, F., 1981. Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazman complex. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Cambridge, Cambridge, England, 300 pp.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types, *Pac. Geology*, 8:173-174.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*, 83(1-2): 1-26.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite type: 25 years later. *Australian Journal of Earth Science*, 48(4): 489-499.
- Eftekharneshad, J., Valeh, N., Ruttner, A., Nabavi, M.H., Hajian, J., Alavi, M. and Haghypour, A., 1977. Geological map of Ferdows. scale: 1:250.000. Geological Survey of Iran.
- Esmaily, D., Ne'de'lecb, A., Valizadeha, M.V., Moorec, F. and Cotten J. 2005. Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(6) : 961-980.
- Ghurchi, M., Ashoori, A.R. and Saadat, S., 2009. Petrology, Alteration and mineralization of Taherabad and Bajestan intrusive bodies. *Journal of Economic geology*, 1(1): 83-101. (in Persian)
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics (Minerals, Rocks and Mountains)*. Springer, Germany, 392 pp.
- Harris, C., 1983, The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island. *Journal of Petrology*, 24(4): 424-470.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 293-305.
- Ishihara, S., 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75: 458 - 484.
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, Chr., Baumann, A. and Horn, P., 1983. Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, east of Iran, Ministry of mines and metals. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 519 pp.
- Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2009a. Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic compositions, U-Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leucogranite, Mashhad, Iran. *Quarterly Journal of Earth Sciences*, 20(3): 171-182.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Mazaheri, A. and Heydarian shahri, M.R., 2007. Magmatism and Cu, Au, Sn and W mineralization types in the Lut block. The 15th Symposium of the Society of Crystallography & Mineralogy of Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C.R. and Hidarian, M.R., 2008. Using ETM+ and airborne geophysics data to locating porphyry copper and epithermal gold deposits in Eastern Iran. *Journal of Applied Science*, 8: 4004-4016.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroodi, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut block, eastern Iran. *Geopersia*, 1(1): 19-36.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Malekzadeh Shafaroudi, A., Heidarian, M.R. and Mazaheri, A., 2009b. Petrochemistry of the reduced, ilmenite-series granitoid intrusion related to the Hired Au-Sn prospect, Eastern Iran. *Journal of Applied Sciences*, 9(2): 226-236.
- Katongo, C., Koller, F., Klötzli, U., Koeberl, Ch., Tembo, F. and Waele, B., 2004. Petrography, geochemistry, and geochronology of granitoid rocks in the Neoproterozoic- Paleozoic Lufilian-Zambezi belt, Zambia: Implications for tectonic setting and regional correlation. *Journal of African Earth Sciences*, 40(5): 219-244.
- Klötzli, U., Klötzli, E., Günes, Z. and Kosler, J., 2009. Accuracy of laser ablation U-Pb zircon dating: results from a test using five different reference zircons. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 33(1): 5-15.

- Ludwig, K.R., 2008. User's manual for Isoplot/Ex version 3.70. A geochronological tool kit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special, Publication, No. 4.
- Mahdavi, A., Karimpour, M.H., Mao, J., Haidarian Shahri, M.R. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2016. Hongying Li, Zircon U-Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of intrusive rocks in the Gazu copper deposit, Iran. *Petrogenesis and geological implications*, *Ore Geology Reviews*, 72(1): 818–837.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., 2009. Geology, mineralization, alteration, geochemistry, microthermometry, isotope studies and determining the mineralization source of Khoopic and Maherabad exploration areas. Ph.D. thesis. Ferdowsi university of Mashhad, Mashhad, Iran, 606 pp.
- McCulloch, M.T. and Bennett, V.C., 1994. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(21): 4717–4738.
- McCulloch, M.T., Kyser, T.K., Woodhead, J.D. and Kinsley, L., 1994. Pb–Sr–Nd–O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo volcanic zone of New Zealand: evidence for assimilation followed by fractionation of basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(3): 303–312.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and magmatic rocks*. Longman, London & New York, 266 pp.
- Miri Beydokhti, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, A., Santos, J. and Klötzli, U., 2015. U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 192–205.
- Moradi, M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2011. Isotope geochemistry of Rb–Sr & Sm–Nd, U–Pb geochronology and petrogenesis of Najmabad granodiorite batholith, Gonabad. *Journal of Economic Geology*, 3(2): 127–143. (in Persian)
- Najafi, A., Karimpour, M.H., Ghaderi, M., Stern, C.R. and Farmer, G.L., 2014. U–Pb dating of zircon, Isotope geochemistry of Rb–Sr & Sm–Nd and petrogenesis of granitoid intrusives in Kaje prospect, north west of Ferdows, evidence on Late Cretaceous magmatism in the Lut block. *Journal of Economic Geology*, 6(1):107–135. in Persian
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In : C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*- Nantwich, UK, Shiva, pp. 230–249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris and C.R. Neary (Editors), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*. Geological Society, London, pp. 373–403.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Pourlatifi, A., 2002. Geological map of Ferdows. scale: 1:100000, Geological survey of Iran.
- Reagan, M.K. and Gill, J.B., 1989. Coexisting calcalkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 4619 – 4633.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation*. Longman Science and Technical, Routledge, 352 pp.
- Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. *Nature*, 378(6557): 571–578.
- Samiee, S., Karimpour, M.H., Ghaderi, M., Heidarian Shahri, M.H., Klötzli, U. and Santos, J., 2016. Petrogenesis of Subvolcanic rocks from the Khunik Prospecting Area, South of Birjand, Iran: Geochemical, Sr–Nd Isotopic and U–Pb Zircon Constraints. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115(15): 170–182.

- Shand, S.J., 1947. Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to
- Slama, J., Kosler, J., Schaltegger, U., Tubrett, M. and Gutjahr, M., 2006. New natural zircon standard for laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology. Winter Conference on Plasma Spectrochemistry, Tucson, Arizona, US.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geology Society Special Publication*, 42(1): 313–345.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1-4): 29-44.
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of Mines and Metals. Geological Survey of Iran, geodynamic project (geotraverse) in Iran, 51: 357–383.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Carlton, 312 pp.
- Thompson, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-ore-deposits. Hafner Publishing Company, New York, 488 pp.
- undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282(10): 1567–1595.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Blichert Toft, J., Albarede, F., 1999. Relationship between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1-2):79-99.
- Watt, G.R. and Harley, S.L., 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during waterundersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(4): 550–566.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Dordrecht Springer, Netherland, 466 pp.



Petrology, geochronology, geochemistry and petrogenesis of Bajestan granitoids, North of Ferdows, Khorasan Razvi Province

Reyhaneh Ahmadirouhani¹, Mohammad Hassan Karimpour^{2*}, Behnam Rahimi¹, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi², Urs Klötzli³ and Jose Francisco Santos⁴

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2) Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3) Department of Lithospheric Research, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, University of Vienna, Vienna, Austria

4) Department of Geosciences, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

Submitted: June 29, 2016

Accepted: Dec. 11, 2016

Keywords: *U-Pb dating, Rb-Sr and Sm-Nd isotopes, Bajestan, the Lut Block, Iran*

Introduction

The investigated area is situated in the south west of the Khorasan Razavi Province along the North West of the Lut Block. Different types of metal ore bodies along with non-metal deposits have already been documented in the Lut Block (Karimpour et al., 2008). Most of the study area is covered with granitoid rocks. Metamorphic rocks with unknown age are present in the north of the area. Skarns are observed in contact with fault zones and intrusive bodies. Eocene volcanic rocks with andesite and andesibasalt composition are located in the east and north east of the area (Ahmadirouhani et al., 2015). The study area that is a part of the Lut Block has a high potentials for Cu, Fe, Au, and Barite mineralization along the observed alteration zones. In the present study, the petrography, petrogenesis, Sr–Nd isotopes, and U–Pb zircon age of acidic granitoids in the east of Bajestan were investigated.

Materials and methods

In the current study, 400 rock samples were collected from the field and 170 thin sections were prepared for petrography studies. Thirty samples of volcanic rocks, intrusions, and dykes were analyzed using XRF at the Geological Survey of Iran. Twenty-five samples were selected for the elemental analysis using ICP-MS by the Acme Lab Company (Canada), 16 samples of them were related to acidic intrusive bodies and dykes. In addition, zircon crystals from four samples of the

granitoids bodies were collected for U–Pb dating. Approximately 50 zircon grains (i.e. euhedral, clear, uncracked crystals with no visible heritage cores and no inclusions) were hand-picked from each sample. Through cathodoluminescence imaging, the internal structure and the origin of zircon grains were examined at the Geological Survey of Vienna, Austria. Moreover, zircons were dated using the (LA)-ICP-MS method at the Laboratory of Geochronology, the University of Vienna, Austria using the methodology outlined in Klötzli et al., (2009). Sr and Nd isotopic compositions were also determined for the same samples (i.e. U-Pb samples) using the whole-rock method. The samples were analyzed in the Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro, Portugal.

Results

Granitoids in the study area have mostly monzogranite (biotite monzogranite, hornblende biotite monzogranite and pyroxene hornblende biotite monzogranite), granite, and syenogranite composition. Granular, micro-granular, and porphyritic textures are common textures in these rocks. Common mafic minerals in these rocks include biotite, hornblende and pyroxene. Based on mineralogy, low values of magnetic susceptibility, high aluminum saturation index, and high initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (> 0.710) of the study of granitoid rocks belong to the ilmenite-series of the reduced S-type granitoids. These

magmas originated from the upper continental crust at a syncollosion zone. Furthermore, the rocks normalizing spider diagrams showed characteristics of a crustal environment. The age of the granitoids based on zircon U–Pb age dating was determined, including granite porphyry (79 ± 1 Ma), syenogranite (76 ± 1 Ma), biotite monzogranite (76 ± 1 Ma), all of which belong to the Upper Cretaceous (Campanian), except pyroxene hornblende biotite monzogranite with 30.7 ± 1 Ma, Oligocene age (Rupelian) has a different age. The ranges of their initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios for Upper Cretaceous granitoids are 0.710897–0.717908 and 0.511995–0.512186, respectively while they are 0.713292 and 0.512186 for Oligocene intrusion. The initial ϵNd isotope values for the syenogranite, biotite monzogranite, and granite porphyry are -10.65, -7.38 and -9.51, respectively. The initial ϵNd isotope value for pyroxene hornblende biotite monzogranite is -8.06. The values of the igneous rocks could be considered as representative of continental crust derived from magma, and melt derived from psammite rocks is considered to have been the source of the granitoids.

Discussion

Based on the U–Pb dating results, there are two magmatism phases (Upper Cretaceous and Oligocene) in the area which have not reported in the north of Lut Block yet. During the Upper Cretaceous, three localities of granitoids are reported, excluding Bajestan: Bazman (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7056$) is located in the southern part of the Lut Block, Gazu (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$) is located near the Nayband fault in the Tabas Block and Kaje is located in Ferdows (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7061$ –0.7080). All of these granitoids were formed due to the subduction zone and their magma (I type) originated from mantle. However, granitoids in Bajestan with the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

$= 0.711$ –0.718 were formed during the continental collision while their magma was originated from the continental crust. In addition, the Middle Jurassic granitoids in the Lut Block (Shah Kuh, Klatah Ahani and Surkh Kuh) with the origin of continental crustal magma have an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7068$ –0.7081. That is, the continental crust from which Bajestan granitoid magma is originated, is different from the other parts of the Lut Block due to very high ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). This indicates that Bajestan perhaps joined the Lut Block after the Upper Cretaceous collision.

In addition to Bajestan, the Oligocene granitoids in the Lut block are reported in the Chah-Shaljami, Dehsalm, Mahoor and Khunik areas. Except Bajestan, all of these granitoids were formed in the subduction zone and their magma is I type. Mineralization in Chah-shaljami, Dehsalm, and Mahoor is related to the porphyric system, whereas no mineralization in Khunik and Bajestan Granitoids has been reported yet.

References

- Ahmadirouhani, R., Karimpour, M.H., Rahimi, B. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2015. Enhance of alteration zones and lineation in the east of Bajestan using SPOT, ASTER, ETM⁺ and Geophysics data. *Scientific Quaternary Journal Geosciences*, 24: 253–262.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh-Shafaroudi, A., Stern, C.R. and Hidarian, M.R., 2008. Using ETM⁺ and airborne geophysics data to locating porphyry copper and epithermal gold deposits in Eastern Iran. *Journal of Applied Science*, 8: 4004–4016.
- Klötzli, U., Klötzli, E., Günes, Z. and Kosler, J., 2009. Accuracy of laser ablation U–Pb zircon dating: results from test using five different reference zircons. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 33: 5–15.