فصلنامه علمی- تخصصی زمین‌شناسی و محیط‌زیست
سال اول، شماره ۲، تابستان ۱۳۸٦

بررسی چگونگی و خاستگاه توده گرانیتوئیدی حاجی آباد (جنوب بوئین زهرا)

الهام صفرزاده [۱] منصور وثوقی عابدینی[۲]
۱- کارشناس ارشد پترولوژی، دانشگاه شهید بهشتی
۲- عضو هیات علمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

توده گرانیتوئیدی حاجی آباد با وسعت تقریبی ۹۰ کیلومتر مربع در۱۳۵ کیلومتری جنوب غرب تهران و ۷ کیلومتری جنوب شهرستان بوئین زهرا واقع شده است. این توده با سن تقریبی۳/۲± ۳۹/۲ میلیون سال در سنگهای بخش مرکزی زون ارومیه – دختر جایگزین شده است و دارای طیف ترکیبی سینوگرانیت، مونزوگرانیت ، گرانودیوریت و گرانوفیر می‌باشد. توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از لحاظ سری ماگمائی از نوع کالکوآلکالن با پتاسیم متوسط تا بالا و از لحاظ شاخص اشباع از آلومین، متآلومین می‌باشد. بررسی های صحرائی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این توده از نوع گرانیتوئیدهای تیپ I دما بالا یا نوع I کوردیلر و معادل سری مگنتیتی می‌باشند.

کلمات کلیدی: بوئین‌زهرا، گرانیتوئید، پتروگرافی

مقدمه

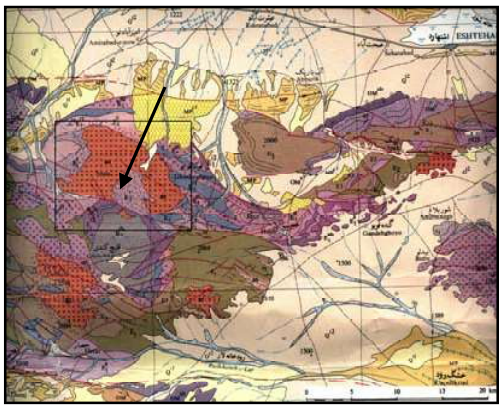
نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در محدوده استان قزوین در چهارگوش ساوه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ قرار دارد (شکل ۱ و ۲). این توده گستره‌ای با وسعت تقریبی ۹۰ کیلومتر مربع در محدوده طول شرقی ″۲٤ ,′٥٦ ,°٤۹ تا ″٤۸ ,′۰۲ ,°٥۰ و عرض شمالی ″۱۲ ,′۳٤ ,°۳٥ تا ″۱۲ ,′۳۹ ,° ۳٥ را در بر می‌گیرد. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی ساختارهای اصلی که توسط نوگل سادات تهیه شده جزئی از زون ماگمائی ایران مرکزی (ارومیه – دختر) محسوب می‌شود. این کمان ماگمایی موازی با راندگی زاگرس و حدود ۲۰۰ کیلومتر از آن فاصله دارد. فعالیت ماگمائی این کمان از ائوسن شروع شده و تا کواترنر ادامه یافته است [۱٤]. به طور کلی در نواحی مختلف ایران مرکزی پلوتونیسم ائوسن- میوسن به صورت گرانیت تا گابرو مشاهده می‌شود. توده فوق، که جزء مجموعه گرانیت تا دیوریت اشتهارد- ساوه (الیگوسن آغازی) می‌باشد، نیز از آن جمله است. در این مقاله با کمک مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی در مورد طبیعت و خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده توده نفوذی حاجی‌آباد بحث می‌شود.

توده نفوذی حاجی آباد به صورت مجموعه تپه‌های کم ارتفاع از شمال به آبرفتهای کواترنر و توده‌های آتشفشانی و از شرق، غرب و جنوب توسط سنگهای آتشفشانی متنوع محصور شده است. این توده دارای مورفولوژی پست و کم ارتفاع می‌باشد و سنگهای

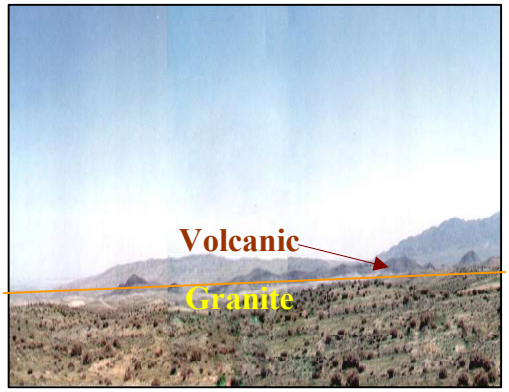
آتشفشانی اطراف دارای ارتفاع بیشتری بوده و آبراهه‌های فراوانی بر روی توده به وجود آمده است که عمدتاً دارای روند شمال‌شرقی و جنوب‌غربی می‌باشند، شکل(۳) نمائی از این توده را نشان می‌دهد. سن این توده بر اساس تعیین سن مطلق که به روش پتاسیم- آرگون توسط کایا و همکاران در سال ۱۹۷۸ بر روی توده‌های گرانیتی شمال غرب ساوه صورت گرفته است، ائوسن فوقانی – الیگوسن تا الیگوسن زیرین و معادل ۳/۲± ۳۹/۲ میلیون سال می‌باشد[٤] .در این منطقه سازندهای قدیمی تر از ائوسن رخنمون ندارد.

شکل ۱- موقعیت جغرافیایی توده نفوذی حاجی آباد و راه های دسترسی به آن ، مقیاس تقریبی ۱:۱۲۰۰۰۰۰

بر پایه مطالعات پتروگرافی سنگهای تشکیل‌دهنده توده نفوذی مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت و گرانوفیر می باشند و در بخش کوچکی از توده سنگهایی با ترکیب گابرو تا تونالیت رخنمون دارند. انکلاوهای موجود در توده نفوذی مورد مطالعه از نوع میکروگرانولار فلسیک و مافیک با ترکیب سنگ‌شناسی میکروگرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت می‌باشد.



شکل۲- موقعیت توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه در نقشه چهارگوش ساوه، [۲]



شکل ۳- نمائی از منطقه مورد مطالعه (دید به سمت جنوب شرق)

ماهیت ماگمای تشکیل دهنده سنگهای ناحیه

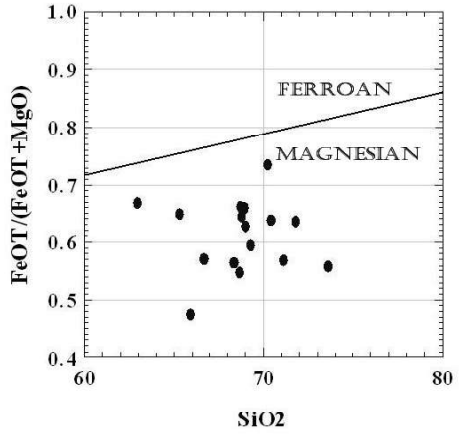
فورست و همکاران [۹] با بازنگری طبقه‌بندی‌های سنگهای گرانیتی، یک طبقه‌بندی سه مرحله‌ای برای این سنگها ارائه نموده اند که شامل مراحل زیر می‌باشد:

الف- عدد Fe (Fe Number) : ایشان با بهره‌گیری از مفهوم روند فنر (Fenner) در طی تفریق بلوری و پارامترهای FeO /(FeO+MgO) و SiO2 نمودار جدیدی برای تفکیک سری‌های تولائیتی و کالکوآلکالن پیشنهاد کرده‌اند که در آن سریهای یاد شده را به ترتیب تحت نامهای Ferroan و Magnesian نامگذاری نموده‌اند. همانطور که در شکل(٤) مشخص است تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های منیزین یا کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.

ب- ضریب اصلاح شده آلکالن- آهکی (شاخص MALI)، نمودار دوم فورست و همکاران [۹] بر پایه نمودار پیکاک به صورت طبقه‌بندی آلکالن- آهکی (Alkali –Lime) به نام شاخص MALI معرفی می شود. در این نمودار (شکل۵) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن تا آلکالی کلسیک می‌باشند.

ج- ضریب اشباع آلومین(ASI)، در مرحله سوم فورست و همکاران [۹] شاخص آلومین را در سنگهای گرانیتی بررسی می‌نمایند. این تقسیم‌بندی منجر به تشکیل ۱۶ گروه ممکن سنگهای گرانیتی می‌شود. که در این تقسیم‌بندی:

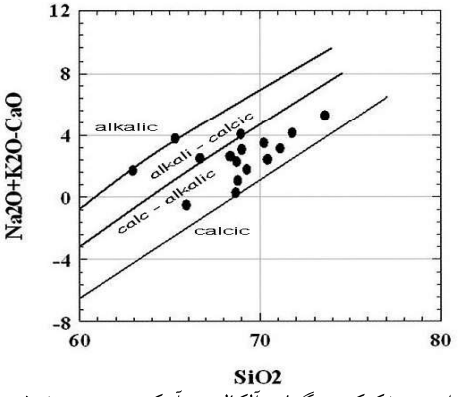
- گرانیتوئیدهای کردیلرایی از نوع منیزین،کالکوآلکالن یا کلسیک و متاآلومین یا پرآلومین می‌باشند.
- گرانیتوئیدهای نوع A: فروئن، آلکالی کلسیک و متاآلومین تا پرآلومین هستند.
- گرانیتهای پس از کوهزایی کالدونین: منیزین، آلکالی کلسیک و غالباً متاآلومین بوده و انواع غنی از سیلیس عموماً پرآلومین هستند.
- لوکوگرانیت‌های پرآلومین: ممکن است منیزین یا فروئن و از لحاظ تغییرات MALI کلسیک تا آلکالی هستند. همانطورکه می دانیم مقدار آلومین در گرانیتها و مقدار آن نسبت به مجموع عناصر آلکالن نشانگر ترکیب شیمیایی سنگهای منشا آنها می‌باشد. نمودار مانیار و پیکولی[۱۲] به صورت تصویری اختصاصات شاخص اشباع از آلومنیوم را نمایش می‌دهد که در شکل (٦) آورده شده است. همان‌گونه که در این نمودار ملاحظه می‌گردد، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرند و تمامی آنها A/CNK<1 دارند.



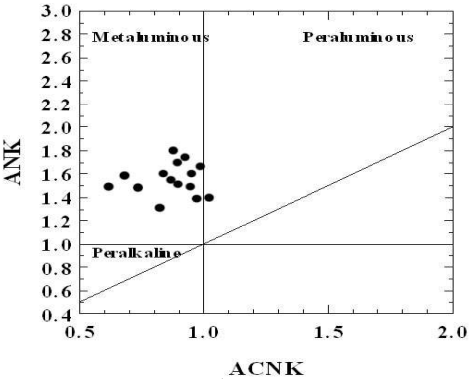
شکل٤- تعیین سری ماگمایی سنگهای توده نفوذی حاجی آباد، [۹].

بحث

سنگهای گرانیتوئیدی این توده ویژگیهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی زیر را دارند که با بهره‌گیری از آنها می‌توان درباره خاستگاه ماگمایی آنها بحث نمود.



شکل ۵- تفکیک سنگهای آلکالن - آهکی در توده نفوذی حاجی‌آباد[۹].



شکل ٦- بررسی شاخص اشباع از آلومین در سنگهای مورد مطالعه با استفاده از نمودار مانیار و پیکولی[۱۲].

- توده نفوذی حاجی‌آباد به صورت تپه‌های کم و بیش فرسایش یافته و پست و کم ارتفاع در منطقه رخنمون دارند.

- ترکیب سنگ‌شناسی توده شامل سینوگرانیت، مونزوگرانیت تا گرانودیوریت و گرانوفیر می‌باشد. در بخش کوچکی از توده سنگهایی با ترکیب کوارتز گابرو تا تونالیت رخنمون دارند.

- انکلاوهای آن از نوع میکروگرانولار فلسیک و مافیک با ترکیب سنگ‌شناسی میکرو گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریت می‌باشد. هیبارد [۱۰] اظهار می‌دارد که وجود انکلاوهای تیره در توده‌های گرانیتی دلیل قاطعی مبنی بر اختلاط ماگمایی است. این انکلاوها از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I هستند[۸].

- کانی مافیک اصلی سنگها هورنبلند سبز می‌باشد. بیوتیت در برخی از نمونه‌ها با فراوانی کمتر از هورنبلند حضور دارد، بیوتیت‌های موجود خصوصیات بیوتیت‌های تشکیل شده در محیط اکسیدان را نشان می‌دهند و رنگ شکلاتی داشته و با بیوتیت‌های گرانیت‌های نوع I تطابق دارند [۷].

- حضور کلینوپیروکسن به همراه هورنبلند در برخی نمونه‌ها.

- فقدان کانیهای آلومینوسیلیکاته مانند مسکوویت، آندالوزیت، کردیریت، گارنت و... در سنگهای ناحیه .

- وجود دیوپسید و هیپرستن نورماتیو و فقدان کروندوم نورماتیو (به جز دو نمونه که در آنها مقدار آن جزئی می‌باشد).

- غالب کانی‌های تیره از نوع مگنتیت و مقدار کمی از آنها از نوع ایلمنیت می‌باشد، حضور مگنتیت و ایلمنیت همراه با هم، از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای تیپ I است.

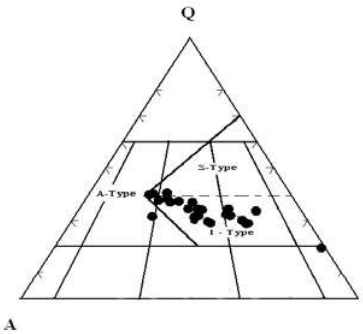
- مقدار SiO_2 آنها از ۷۱/۲۵ تا ٦۳/۰٤ متغییر می‌باشد.

-نسبت مولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO نمونه ها کمتر از ۱/۱ و اشباع از آلومین و متاآلومین هستند.

- میانگین Na_2O گرانیت‌های مزبور ۳/۸۰ تا ۲/۹٤ تا ۵/۲۲ متغییر می‌باشد.

- نسبت Fe_2O_3/FeO در سنگها بیش از ۰/٤ می‌باشد.

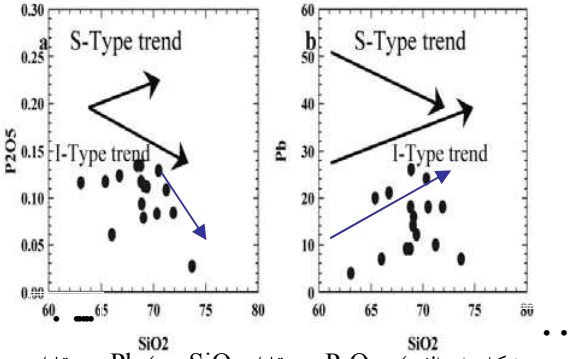
تمامی شواهد فوق حاکی از آن است که گرانیتوئیدهای توده نفوذی حاجی آباد در ردیف گرانیتهای نوع I (Infracrustal) قرار دارند. برای درک بهتر این موضوع نمونه‌های گرانیتوئیدی را بر روی نمودارهای انتخابی نشان داده‌ایم که به شرح آنها می‌پردازیم. نمودار مثلثی QAP بودن و همکاران[۳] به منظور تفکیک انواع گرانیتوئیدها به وسیله نتایج آنالیز مُدال مورد استفاده قرار گرفت، بر این اساس بیشتر نمونه‌ها در محدوده تیپ I قرار می گیرند(شکل۷).



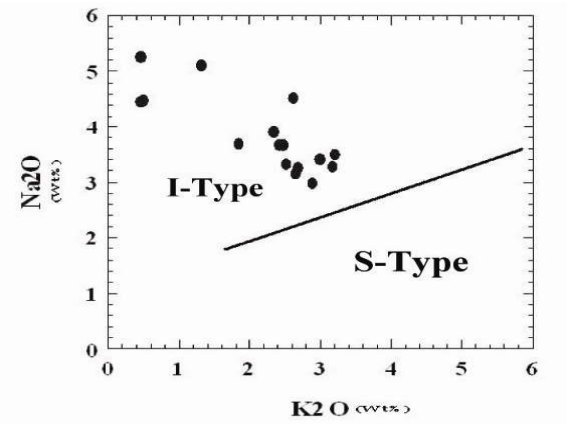
شکل ۷- نمودار QAP(براساس نتایج آنالیز مُدال) برای تفکیک انواع گرانیت های A,S,I [۳] ، اکثر نمونه‌ها در محدوده I-Type قرار گرفته اند.

در نمودار P_2O_5 و Pb نسبت به SiO_2 [٦] ، روند تغییرات این عناصر در مقابل SiO_2 برای دو تیپ I و S نشان داده شده است. با توجه به این روندها تمامی نمونه‌های مورد مطالعه از تغییرات تیپ I تبعیت می کند

(شکل۸، الف و ب). بر اساس نمودارNa_2O در مقابل K_2O چاپل و وایت [۷] تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند (شکل ۹).



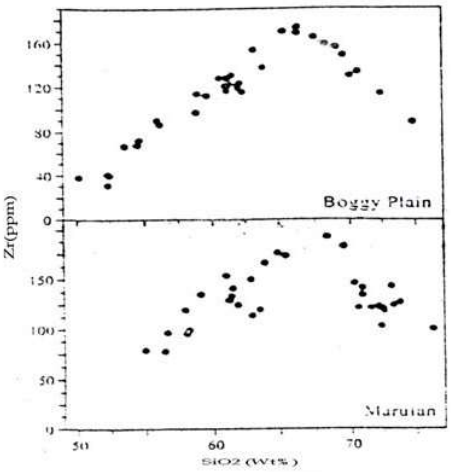
شکل ۸- الف)، P_2O_5 در مقابل SiO_2، ب) Pb در مقابل SiO_2 [٦] این نمودارها نشان می‌دهند که نمونه‌های مورد مطالعه از روند تغییرات گرانیت های نوع I تبعیت می کند



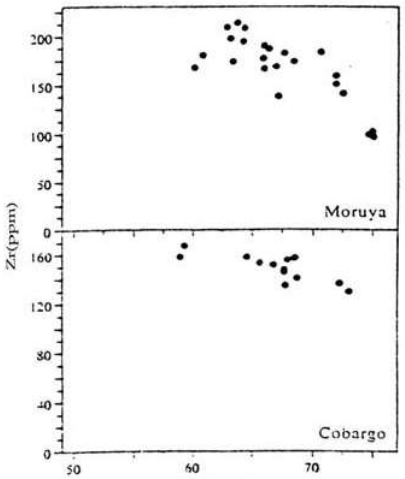
شکل ۹- تعیین تیپ گرانیتوئیدهای نفوذی حاجی آباد بر اساس نمودار Na_2O در مقابل K_2O [۷].

چاپل و همکاران [۵] برپایه وجود یا فقدان مواد باقیمانده جامد (Restite) به ویژه بلورهای باقیمانده زیرکن در مخزن ماگمایی و رفتار برخی عناصر در برابر تغییرات SiO_2 گرانیت‌های نوع I را به دو زیر گروه گرانیت‌های نوع I دما بالا و دما پایین تقسیم نموده اند. در گرانیت‌های نوع I دما بالا در ماگمای اولیه به دلیل درجه حرارت بالا و حلالیت بالای Zr، زیرکن محلول است و ماگما از زیرکن اشباع نیست و همزمان با آغاز تفریق و جدایش بلورهای کومولایی مقدار Zr در مذاب و سنگهای حاصل از آن بالا می رود تا زمانی که مذاب از زیرکن اشباع و تفریق از مذاب آغاز و همزمان با آن مقدار Zr مذاب افت می‌کند. اما در گرانیت‌های نوع I دما پایین (Low temperature I type granite) ماگما از زیرکن اشباع بوده و همزمان با شروع تفریق ماگما جدایش بلورهای آن آغاز می‌گردد و مقدار Zr در برابر افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد. مطالعه عناصر دیگر مانند Y,Ce,Ba در گرانیت‌های نوع I دما بالا و پایین نتایج مشابهی را دربر دارد. مقایسه روند تغییرات عناصر ذکر شده در مقابل SiO_2 در این توده گرانیتوئیدی با روند تغییرات این عناصر در توده های گرانیتی نوع I دما بالا مربوط به توده های باگی پلین (Boggy Plain) و مارولان (Marulan) از کمربند چین خورده لاکلان استرالیا و توده‌های گرانیتی نوع I دما پایین مربوط به توده‌های موروبا (Moruya) و کوبارگو (Cobargo) از کمربند چین خورده لاکلان استرالیا ، نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع گرانیتهای نوع I دما بالا است [۵] ، (شکل‌های ۱۰تا ۱۳). این گرانیت‌ها محصول ذوب بخشی پوسته مافیک اولیه یا گوشته تحول یافته هستند و آنها را باید نماینده موادی که به تازگی به پوسته اضافه شده اند در نظر گرفت. ترکیب مشخص گرانیت های این خانواده در کمربند چین خورده کوردیلر، پیچر [۱۳] را وادار به نامگذاری آنها تحت عنوان نوع I کوردیلر نموده است [۷] . گرانیت‌های نوع I دما پایین از ذوب بخشی سنگهای کوارتز – فلدسپاتی قدیمی در پوسته بوجود می‌آیند و ماگمای آنها متشکل از نسبت‌های متفاوت مذاب فلسیک دما پایین و بلورهای رستایت است. از آنجا که

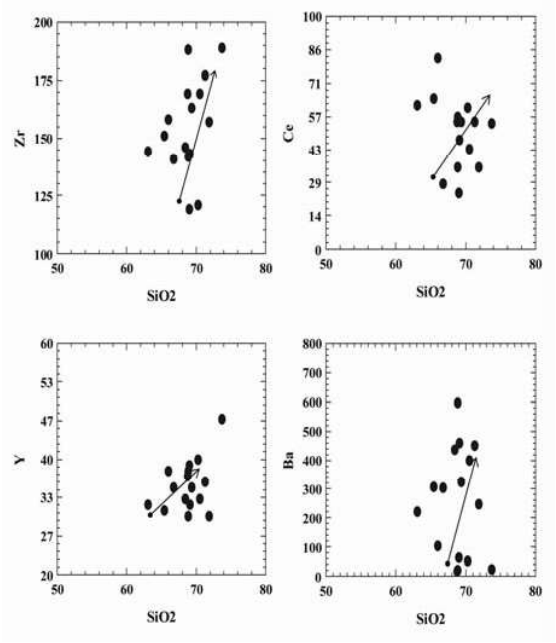
منشأ کوارتز – فلدسپاتی آنها خود حاصل تفریق مواد گوشته‌ای بوده از نظر ترکیبی پتاسیک تر از نوع I دما بالا هستند.با توجه به منشأ پوسته‌ای مانند تیپ S بی نظمی‌های شیمیایی در آنها دیده می‌شود و هم ارز با گرانیت‌های نوع I کالدونین پیچر،[۱۳] هستند، هر چند که در کمربند چین خورده کوردیلر نیز دیده می‌شوند[۵]، [۷].



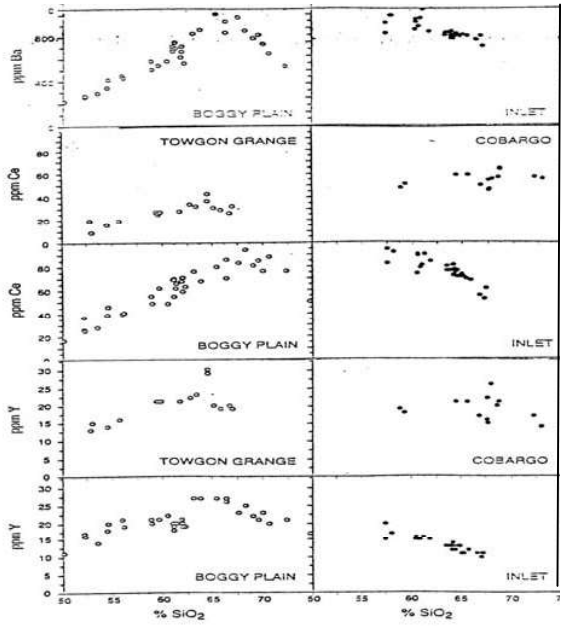
شکل ۱۰- نمودار تغییرات Zr در برابر SiO_2 در گرانیتهای نوع I دما بالا مربوط به توده های باگی پلین (Boggy Plain) و ماروﻻن(Marulan) از کمربند چین خورده لاکلان استرالیا [۵]



شکل ۱۱- نمودار تغییرات Zr در برابر SiO_2 در گرانیتهای نوع I دما پایین مربوط به توده های موروﻳا (Moruya) و کوبارگو (Cobargo) از کمربند خورده لاکلان استرالیا[۵]



شکل ۱۲- نمودارهای تغییرات Zr,Ce,Y,Ba مربوط به توده گرانیتوئیدی حاجی آباد، هر چهار عنصر با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابند



شکل ۱۳- مقایسه رفتار عناصر مختلف در برابر SiO_2 در گرانیت های نوع I دمای پایین و بالا [5,6] ، الف) در گرانیت‌های نوع I دما بالا با افزایش SiO_2 ابتدا مقدار عناصر Y,Ce,Ba در مذاب افزایش و سپس کاهش می‌یابد که به دلیل اشباع نبودن ماگمای اولیه از عناصر یاد شده می‌باشد. ب) در گرانیت های نوع I دمای پایین، به دلیل اشباع بودن ماگمای اولیه از این عناصر با شروع تبلور تفریقی مقدار عناصر Y,Ce,Ba در برابر افزایش SiO_2 کاهش می یابد

نتیجه گیری

توده نفوذی حاجی آباد در قلمرو ساب آلکالن- کالکوآلکالن قرار دارد. از نظر شاخص اشباع از آلومنیوم متاآلومین بوده و دارای ضریب A/CNK<1 است، با توجه به تقسیم‌بندی فورست و همکاران[۹] توده گرانیتوئیدی حاجی آباد از نوع کردیلرایی- منیزین-کالک آلکالن تا آلکالی کلسیک می‌باشد. با بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی حاجی‌آباد و با استفاده از نمودارهای انتخابی می‌توان نتیجه گرفت که گرانیتوئید حاجی آباد از نوع I و متعلق به سری مگنتیتی ایشی‌هارا هستند [۱۱]. از لحاظ تقسیم‌بندی گرانیت‌های نوع I دما بالا و دما پایین [۵] از نوع گرانیت‌های تیپ I دما بالا یا نوع I کوردیلر می‌باشند.

منابع

۱- قلمقاش، جلیل.،(۱۳۸۱): پترولوژی سنگهای نفوذی منطقه ارومیه - اشنویه و ساز و کار جایگیری آنها. رساله دکترا،دانشگاه شهید بهشتی،۲۷۸ ص.

۲- نوگل سادات، آ، هوشمندزاده،آ.،(۱۳۶۳): نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ساوه ، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

3- Bowden, P. Batchelore, r.A., Chappell, B.W., Didier,J. Lameyre, J., (1984): Petrological and source criteria for the classification of granitic rocks. Phys. Earth. Planet. Inter., V 35.

4- Calliat. C, Delavi, P., Martel-Jantin, B., (1978): Geologei la region de Saveh (Iran). conttributi on a letude du volcanisme et du plutonism tertiaies de la zone de iran central: These emecycle. univ. Grenoble, France, 325 P

5- Chappell, B.W. Bryant, C.J., Wyborn, D. and White, A. J. R., (1998): High and Low Temperature I-Type granites. Re source Geology Vol 48, PP 225-235.

6- Chappel,B.W.,A.J.R.,(1992): I-Type and S-Type granites in the Lachlan Fold Belt. Transe. R.Soc. Edinb. Earth Sci. 8391-26.

7- Chappell. B.W. and White. A.J.R., (2001): Two contrasting granite types: 25 years later.Australian Journal of Earth Scince V48,489-499 pp. of London,Special Publications V19,PP 67-81.

8- Didier, J., Duthon, J.L. and Lameyre, J., (1982): Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and nature of their enclaves. J.Volca.Geoth.Res.V 14.

9- Frost, B.R., Banes, C.G., Collins, W.J., Arculus, J.R., Ellis, D.J. and Frost,C.D.,(2001): A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology V 42, PP 2033-2048.

10- Hibbard, M.J., (1981):The magma mixing origin of mantled feldspars. Contrib. Min.Pet., P 76.

11- Ishihara, S., (1977): The magnetite – series and ilmenite- series granitic rocks. Min.Geol, Vol.27.

12- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., (1989): Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletan V 101, PP 635-643.

13- Pitcher, W.S., (1982): Granite types and tectonic environment.Ch.1-3, 19-40 in Hsu. K.J. (ed), Mountain Building Processes, Academic Press, London.

14- Shahabpour, J., (2004): Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between kerman and neyriz. Journal of Asian Earth Sciences.