

ژئوشیمی و سن سنجی اورانیم - سرب سنگ های گرانیتویدی شمال سامان

بهناز حسینی^۱ و احمد رضا احمدی^۱

^۱استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۳/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۲۲

چکیده

سنگ های گرانیتویدی دگرشکل شده در شمال سامان معرف بخشی از فعالیت های ماگمایی پهنه سنندج - سیرجان در مزوزویک هستند. این گرانیتویدها به صورت توده های مجزا به درون سنگ های دگرگونی با سن پروتولیت پالئوزویک و مزوزویک نفوذ کرده و خود نیز در اثر رویدادهای زمین ساختی بعدی دچار دگرشکلی شده اند. سن سنجی به روش اورانیم - سرب روی بلورهای زیرکن استخراج شده از این سنگ ها بیانگر سن 4 ± 182 میلیون سال و تشکیل آنها در اشکوب توآرسین از ژوراسیک زبرین است. ویژگی های ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب بیانگر وابستگی این توده های گرانیتویدی به فعالیت ماگمایی مناطق فرورانش در حواشی فعال قاره ای است. ظهور توده های گرانیتویدی بسیار در پهنه سنندج - سیرجان با سن ژوراسیک بیانگر اهمیت این زمان در فعالیت های ماگمایی پهنه سنندج - سیرجان است.

کلیدواژه ها: پهنه سنندج - سیرجان، سامان، گرانیتوید، سن سنجی اورانیم - سرب، ژئوشیمی، ژوراسیک.

*نویسنده مسئول: بهناز حسینی

E-mail: B.e.hosseini@pnu.ac.ir

۱- پیش نوشتار

و ۱/۱۰۰۰۰۰۰ چادگان (فاسمی و همکاران، ۱۳۸۵) با عرض جغرافیایی $35^{\circ} 32'$ تا $32^{\circ} 47'$ شمالی و طول جغرافیایی $40^{\circ} 50'$ تا $51^{\circ} 00'$ خاوری در شمال سامان و جنوب خاور چادگان و خاور سد زاینده رود قرار گرفته است.

اصلی ترین سنگ های موجود در این تاقدهیس را متابلیت، آمفیولیت، مرمر و گرانیت گنایس تشکیل می دهند. قدیمی ترین واحدهای سنگی در این منطقه را مجموعه های از سنگ های گارنت میکاشیست و آمفیولیت تشکیل می دهند که با توجه به قرارگیری در زیر واحدهای مرمر با سن پرمین (زاهدی و همکاران، ۱۳۷۲)، سن پالئوزویک یا قدیمی تر دارند. این واحدهای مرمر پرمین در مواردی دارای میان لایه های متناوب از ماسه سنگ، متابلیت و آمفیولیت هستند. رخنمون این مرمرها را بیشتر در بال شمالی تاقدهیس و در نزدیکی روستای آبیونه می توان دید. با دور شدن از هسته تاقدهیس به سوی بخش های خارجی، به طور مشخص درجه دگرگونی کم می شود (شکل ۱). در این بخش ها، واحدهای سنگی را مجموعه های از سنگ های اسلیتی و فیلیتی تشکیل می دهند. این واحدهای سنگی ادامه واحدهای اسلیتی فیلیتی همدان با سن تریاس میانی تا ژوراسیک (افتخارنژاد و محجل، ۱۳۷۱) هستند.

توده های گرانیتویدی در هسته تاقدهیس، واحدهای سنگی دگرگونی را قطع کرده اند و نسبت به آنها جوان تر هستند. آثار دگرگونی مجاورتی حاصل از جایگیری این توده های نفوذی در سنگ های پیرامون آنها بسیار کم است. این سنگ های گرانیتویدی در اثر فرایندهای زمین ساختی دچار دگرشکلی شده اند که میزان دگرشکلی این سنگ ها در بخش های مختلف منطقه متفاوت است. در نمونه هایی که ساختار چشمی در آنها به خوبی گسترش یافته است روند شمال باختر جنوب خاور را برای کشیدگی بلورهای فلدسپار می توان تشخیص داد که همروند با ساختارهای عمومی پهنه سنندج - سیرجان است.

۳- روش مطالعه

پس از مطالعه میکروسکوپی سعی شد که بهترین نمونه ها برای مطالعات سن سنجی و ژئوشیمیایی انتخاب شود. برای مطالعه ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب ۷ نمونه از مناسب ترین سنگ های گرانیتویدی منطقه انتخاب شد. تجزیه عناصر اصلی و عناصر کمیاب به روش ICP-MS (مجموعه تجزیه ای LF200) در آزمایشگاه Acme در کشور کانادا و پردازش داده ها و تهیه نمودارها توسط نرم افزار Minpet انجام شده است.

پهنه زمین ساختی سنندج - سیرجان شامل مجموعه ای از واحدهای رسوبی ماگمایی با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه است که در طی رویدادهای دگرگونی و دگرشکلی بسیار متحول شده اند. (Berberian & King, 1981) پهنه سنندج - سیرجان را به عنوان بک کمربند باریک درون کراتونی در طی پالئوزویک و بک حاشیه فعال قاره ای در طی مزوزویک می دانند. در تریاس بالایی ژوراسیک، در پی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال ایران، صفحه اقیانوسی نوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی فرورانش پیدا می کند (Berberian & King, 1981; Hooper et al., 1994). این فرورانش که تا زمان بسته شدن آن و برخورد صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی در نئوژن (Berberian & Berberian, 1981; Agard et al., 2005) ادامه پیدا می کند، افزون بر اعمال فازهای دگرشکلی و دگرگونی بر واحدهای سنگی این زون، سبب ایجاد توده های نفوذی کالکت آلکانل در طی مزوزویک شده است که در مناطق مختلفی از پهنه سنندج - سیرجان دیده می شوند (Berberian & King, 1981; Berberian & Berberian, 1981; Ahmadi Khaleji et al., 2007; Omrani et al., 2008; Sheikholeslami et al., 2008).

سنگ های گرانیتویدی پهنه سنندج - سیرجان عموماً در محدوده زمانی تریاس بالایی (Arvin et al., 2007) تا ائوسن زبرین (Mazhari et al., 2009) تشکیل شده اند. با این حال، توده های نفوذی با سن نامشخص در نقاط مختلفی از پهنه سنندج - سیرجان حضور دارند. از آن جمله سنگ های گرانیتویدی در شمال سامان در بخش مرکزی این پهنه ماگمایی دگرگونی است. سنگ های گرانیتویدی در این منطقه شامل شماری توده نفوذی مجزا با ابعاد مختلف است که بیشتر با عرض کم و طول تا چند کیلومتری و با روند شمال باختر جنوب خاور کشیده شده اند (شکل ۱). هدف از این مطالعه تعیین سن این سنگ های گرانیتویدی بر پایه روش سن سنجی اورانیم - سرب و همچنین مطالعه ویژگی های ژئوشیمیایی و اظهار نظر در زمینه جایگاه زمین ساخت ماگمایی این توده های گرانیتویدی است.

۲- زمین شناسی

توده های گرانیتویدی شمال سامان در مرکز بک تاقدهیس جای گرفته اند. این تاقدهیس با قطر بزرگ در حدود ۲۰ کیلومتر و قطر کوچک در حدود ۷ کیلومتر دارای راستای شمال باختر جنوب خاور است که از روند عمومی پهنه سنندج - سیرجان پیروی می کند. این تاقدهیس در نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرکرد (زاهدی و همکاران، ۱۳۷۲)

سنگ‌ها در نمودار مجموع آلکالین در برابر SiO_2 ، به عنوان سنگ‌های وابسته به سری‌های ساب‌آلکالین (شکل ۴ ب) و در نمودار AFM به عنوان سری کالک آلکالین معرفی می‌شوند (شکل ۴ ج). در نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976) این سنگ‌ها در جایگاه سری‌های کالک آلکالین غنی از پتاسیم قرار می‌گیرند (شکل ۴ د).

برای بررسی درجه اشباع آلومینیم از نمودار (Manier & Piccoli, 1989) استفاده شده است. بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های مت‌آلومین جای می‌گیرند و تنها یک نمونه در جایگاه پراآلومین قرار می‌گیرد (شکل ۴ ه). نمودار Na_2O در برابر K_2O که گرانیتویدهای نوع I و S را از هم متمایز می‌کند، بیانگر آن است که سنگ‌های مورد مطالعه از نوع گرانیتویدهای نوع I هستند (شکل ۴ و).

در شکل ۵ الف الگوهای عناصر REE که با ترکیب کندریت به‌نچار شده‌اند نشان داده شده است. این الگوها غنی‌شدگی از همه عناصر خاکی کمیاب را نسبت به ترکیب کندریت نشان می‌دهند. عناصر LREE نسبت به عناصر MREE و HREE غنی‌شدگی مشخصی دارند. میانگین میزان $(\text{La}/\text{Sm})_N$ در حدود ۶ است. میزان $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ به عنوان معیاری برای نشان دادن میزان تفکیک میان عناصر HREE و MREE در حدود ۲ است. از ویژگی‌های مشخص این الگوها وجود تپه‌شدگی عنصر Eu نسبت به عناصر مجاور خود است که می‌تواند نتیجه‌ای از وجود فلدسپار در ناحیه منشأ ماگما و با نتیجه از تفریق گسترده بلورهای فلدسپار باشد.

در شکل ۵ ب الگوی عناصر ناسازگار که نسبت به گوشته اولیه به‌نچار شده‌اند نشان داده شده است. بر پایه این الگوها، سنگ‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی کاملاً مشخصی از عناصر LILE (Rb, Ba, K) و Th و تپه‌شدگی از عناصر HFSE (Ta, Nb) و Ti) را نسبت به عناصر REE مجاور خود نشان می‌دهد. همچنین یک تپه‌شدگی مشخص برای Sr و P دیده می‌شود که می‌تواند در نتیجه تفریق و جدایش بلورهای فلدسپار ایجاد شده باشد. نسبت Th/Yb ، La/Yb و Ta/Yb در این سنگ‌ها به ترتیب برابر $3/8$ تا $6/7$ ، $12/5$ تا $16/5$ و $0/25$ تا $0/43$ است.

۶- منشأ ماگما

سنگ‌های گرانیتویدی در شمال سامان با گوناگونی کم از دید ترکیب سنگ‌شناسی از نوع گرانیتویدهای کالک آلکالین غنی از پتاسیم و از نوع I هستند. روابط صحرایی از جمله نبود دگرگونی پیش‌رونده و شدید در سنگ‌های پیرامون و حاشیه برخوردی مشخص میان توده‌ها و سنگ‌های دربرگیرنده نیز بیانگر آن است که این سنگ‌ها از ذوب رسوبات پوسته‌ای تشکیل شده‌اند و در حقیقت از گرانیتویدهای نوع S نیستند. نبود کانی‌های غنی از آلومینیم مانند گارنت و کوردیریت و فراوانی بیوتیت و همچنین طبیعت مت‌آلومین تا پراآلومین ضعیف این سنگ‌ها نیز در تأیید با این موضوع است.

ویژگی شاخص در الگوهای عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی از عناصر متحرک و Th و تپه‌شدگی از عناصر نامتحرک در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب مجاورشان است. این ویژگی از ویژگی‌های شاخص ماگماهای مناطق فرورانش است. در مورد ماگماهای اسیدی در مناطق فرورانش دو مدل اصلی وجود دارد. یک مدل شامل تشکیل از ماگماهای بازیک و حدواسط در طی تبلور تفریقی همراه با فرایند آبلایش با پوسته فاره‌ای است (برای نمونه: Bacon & Druitt, 1988; Chappell & White, 1992). در این مدل، ماگماهای بازیک که به‌صورت چیره از ذوب بخشی گوشته غنی‌شده (در اثر سیال‌ها و مذاب‌های آزاد شده از صفحه فرورونده) تشکیل شده است به تدریج و در هنگام بالا آمدگی، دچار تفریق بلورین و آبلایش با پوسته فاره‌ای می‌شود و در پایان ماگماهای اسیدی حاصل می‌شود. در مدل دوم، ماگماهای اسیدی در اثر ذوب بخشی بخش‌های زیرین پوسته فاره‌ای تشکیل می‌شوند. در این مدل، نفوذ ماگماهای بازیک و داغ گوشته‌ای به

برای تعیین سن به روش اورانیم-سرب ۱۲ بلور زیرکن از ۲ نمونه سنگی استخراج شد (شکل ۱). روش تعیین سن در این مطالعه بر پایه روش Laser-ablation است که مجهز به طیف‌سنجی plasma-mass شده است (LA-ICP-MS). این روش، روشی جدید از میکروپروب است که برای تعیین سن رویدادهای ماگمایی به روش U-Pb به کار برده می‌شود. همه مراحل این تعیین سن در دانشگاه Pavia ایتالیا انجام شده است. آماده‌سازی نمونه‌ها برای جدایش بلورهای زیرکن در این مطالعه، شامل خردایش، الکت کردن، جدایش و حذف کانی‌های مغناطیسی توسط دستگاه جدایش‌گر مغناطیسی، جدایش کانی‌های سنگین از کانی‌های سبک به روش مایعات سنگین و در پایان جدایش کانی‌های زیرکن از دیگر کانی‌های سنگین در زیر میکروسکوپ دوچشمی (بیتوکولار) است. برای تهیه پلاک، بلورهای زیرکن انتخاب شده به همراه بلورهای زیرکن استاندارد در رزین اپوکسی فرار داده شد. سپس این پلاک‌ها صیقل داده و پس از شستشو به وسیله الکل، با کربن پوشش داده شده تا از شارژ الکتریکی در طول تجزیه جلوگیری شود. از بلورهای زیرکن برای بررسی بافت‌های درونی و ماهیت پهنه‌بندی ترکیبی آنها توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) عکس‌های BSE و همچنین CL (Cathodoluminescence) تهیه شد. داده‌های ایزوتوپی به دست آمده توسط نرم‌افزار ISOPLOT 3.0 پردازش و رسم شده‌اند.

۴- سنگ‌نگاری

سنگ‌های مورد مطالعه دارای بافت گرانوبلاستیک و لیدوگرانوبلاستیک هستند. با وجود تحمل فرایندهای دگرشکلی، آثار قابل توجهی از تشکیل کانی‌ها در طی دگرگونی ناحیه‌ای را در این سنگ‌های گرانیتویدی نمی‌توان دید. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل بلورهای کوارتز (۴۰-۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۰-۲۰ درصد)، فلدسپار پتاسیم (۳۰-۲۰ درصد) و میکا (۲۰-۱۰ درصد) است. در این سنگ‌ها کانی میکا از هر دو نوع بیوتیت و مسکوویت است، با این حال بیوتیت به‌صورت مشخص فراوانی بیشتری نسبت به مسکوویت دارد. از کانی‌های دیگر موجود در این سنگ‌ها می‌توان به اپیدوت، اسفن، کانی‌های کدر، تورمالین، آپاتیت و زیرکن اشاره کرد. از دید سنگ‌شناسی، این سنگ‌ها بیشتر از نوع گرانیت و به میزان کمتر گرانودیوریت هستند. بیشتر کانی‌های بیوتیت و مسکوویت جهت یافتگی نشان می‌دهند و به دور پورفیروکلاست‌های درشت سنگ چرخیده‌اند (شکل ۲ الف). پورفیروکلاست‌های این سنگ‌ها را بیشتر بلورهایی از پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم تشکیل می‌دهند. با این حال، گاهی بلورهای درشت کوارتز را می‌توان به‌صورت پورفیروکلاست دید. کانی‌های کوارتز در این سنگ‌ها کاملاً دگرشکل شده هستند و به‌صورت بلورهایی با مرزهای مضرسی و با خاموشی موجی شدید دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ ب و ج). در مواردی، تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی وارد بر این سنگ‌ها، جدایش باندهای غنی از فلدسپار و کوارتز و باندهای میکابی را می‌توان دید (شکل‌های ۲ ب و ج).

۵- ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

نتایج عناصر اصلی و عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. میزان SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده $67/1$ تا $72/3$ است. در شکل ۳ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب در برابر افزایش SiO_2 برای سنگ‌های گرانیتویدی شمال سامان نشان داده شده است. این نمودارها بیانگر ارتباط ژئیکیمی این سنگ‌های گرانیتویدی (که از توده‌های مجزا برداشت شده‌اند) است. روند کاهشی CaO ، Al_2O_3 ، FeO و TiO_2 و همچنین روند افزایشی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ متناسب با یک روند تفریقی عادی در سنگ‌های گرانیتویدی است.

سنگ‌های مورد مطالعه بر پایه نمودار (Middlemost, 1985) در جایگاه گرانودیوریت، گرانیت تا کوارتزموئزیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). برای تعیین سری ماگمایی از نمودارهای (Irvine & Baragar, 1971) استفاده شده است. این

به خوبی گسترش یافته است (شکل ۸) که بیانگر منشأ ماگمایی این زیرکن‌هاست (Hanchar & Miller, 1993). در این کانی‌ها، اثری از زونینگ و لایه برهم‌رشدی مربوط به تبلور دگرگونی دیده نمی‌شود. بر این اساس، تنها می‌توان سن تبلور توده گرانیتی را به دست آورد و نتیجه‌ای از سن دگرگونی به دست نمی‌آید.

۱۲ تجزیه روی ۱۲ بلور زیرکن انجام شده است. داده‌های ایزوتوپی به همراه معیار خطای آزمایشگاهی (analytical uncertainties) و سن‌های به دست آمده در جدول ۲ آورده شده است. بر پایه مقادیر ایزوتوپی Pb و U به دست آمده و در نمودار $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ در برابر $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ همه تجزیه‌های انجام شده سن هماهنگ (Concordia) را به دست می‌دهند (شکل ۹ الف). این تجزیه‌ها یک دامنه سنی $233 \pm 2 \text{ Ma}$ را نشان می‌دهند (شکل ۹ ب). در نمودار توزیع داده‌ها، از این ۱۲ تجزیه، ۶ تجزیه در حدود ۱۸۰ میلیون سال فرار می‌گیرند. با فرار دادن همه سن‌های به دست آمده در نمودار میانگین وزنی، دو تجزیه به صورت مشخص جدا از دیگر نتایج فرار می‌گیرند. این دو تجزیه مربوط به سن‌های ۲۱۵ و ۲۳۳ میلیون سال هستند که آنها را می‌توان بیگانه با زیرکن‌های این ماگمای گرانیتی و به اثر برده شده توسط آرایش پوسته‌ای دانست. در پایان بر پایه نمودار میانگین وزنی، سن برابر $182 \pm 4 \text{ Ma}$ برای این گروه از سنگ‌های گرانیتی به دست می‌آید (شکل ۹ ج) و بیانگر جابجری و انجماد ماگمای گرانیتی در اواخر ژوراسیک زیرین و در اشکوب توآرسین است.

در پهنه سندیج سیرجان، توده‌های نفوذی ژوراسیک بیشتر در زمان ژوراسیک میانی جایگیری کرده‌اند (آفاناتی، ۱۳۸۳). از جمله توده‌های گرانیتی ژوراسیک میانی می‌توان به توده گرانیتی چاه بازرگان در نزدیکی شهر بابک با سن 164 ± 4 میلیون سال (Sabzehei et al., 1970)، توده گرانودیوریتی چاه دزدان با سن 163 ± 5 و گابروی چاه فند با سن 159 ± 5 در پیرامون نیریز (Sheikhholeslami et al., 2003)، توده گرانیتی بروجرد با سن ۱۶۹ تا ۱۷۲ میلیون سال (Ahmadi Khaleji et al., 2007)، گرانیتیدهای الوند با سن ۱۵۳ تا ۱۶۳ میلیون سال (Shahbazi et al., 2010) و توده مونوزوگرانیتی بندبو در منطقه یوانات با سن 173 ± 9 میلیون سال (حسینی و همکاران، ۱۳۹۰) اشاره کرد. سن سنجی اورانیم سرب روی گرانیتیدهای شمال سامان نشان می‌دهد که در این منطقه تشکیل و جایگیری این گونه ماگمای اسیدی کمی زودتر و در پایان ژوراسیک زیرین انجام شده است.

۹- نتیجه گیری

سنگ‌های گرانیتی که به صورت توده‌های مجزا در شمال سامان رختمون دارند، از نوع گرانودیوریتی، گرانیت تا کوارتز مونوزونیت هستند که با یکدیگر ارتباط ژئیکتی دارند. بر پایه مطالعه ژئوشیمیایی، ماگمای این سنگ‌ها از سری کالک‌آلکانل غنی از پتاسیم و از نوع متاآلمین تا پرآلمین ضعیف هستند. شواهد صحرایی مانند نبود دگرگونی پیش‌رونده و شدید در منطقه و همچنین چگونگی جایگیری این توده‌ها، شواهد کانی‌شناسی مانند نبود کانی‌های غنی از آلومینیم مانند گارنت و کوردربرت و فراوانی بیوتیت در این سنگ‌ها به همراه شواهد ژئوشیمیایی بیانگر ارتباط این سنگ‌ها با ماگمای گرانیتی نوع I است. این ویژگی‌ها به همراه ویژگی‌های عناصر کمیاب بیانگر تعلق این سنگ‌های گرانیتی به فعالیت ماگمایی مناطق فرورانش در حواشی فعال قاره‌ای است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و همچنین روابط صحرایی نشان‌دهنده این است که این سنگ‌های گرانیتی در اثر ذوب بخشی بخش‌های زیرین پوسته قاره‌ای و در محدوده پایداری پلازموکلاز تشکیل شده‌اند.

بر پایه سن سنجی اورانیم سرب روی بلورهای زیرکن استخراج شده، این گرانیتیدها سن $182 \pm 4 \text{ Ma}$ دارند که بیانگر جابجری و انجماد این توده‌های ماگمایی در اواخر ژوراسیک زیرین است. این سنگ‌های گرانیتی در زمان‌های بعد و در طی فازهای کوهزایی دچار دگرشکلی شده و ساخت جهت‌دار به خود گرفته‌اند.

زیر پوسته سبب بالا رفتن دمای بخش‌های زیرین پوسته و ذوب بخشی می‌شود (برای نمونه: Tepper et al., 1993; Brown, 2010). به غیر از این دو مدل، ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورونده نیز می‌تواند سبب تشکیل نوعی از ماگمای اسیدی کالک‌آلکانل شود که با عنوان ماگمای آداکتی معرفی می‌شوند (Wilson, 1989; Drummond & Defant, 1990).

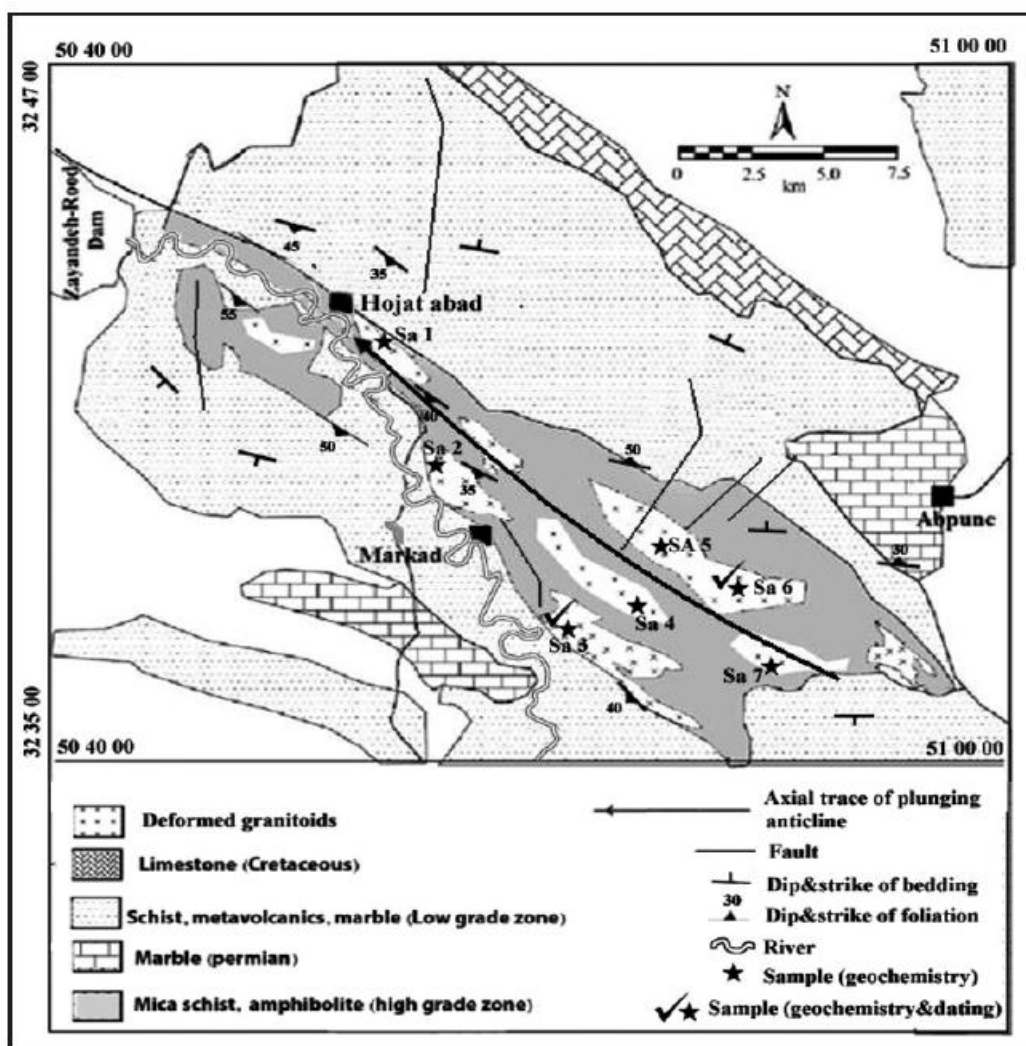
در مورد سنگ‌های گرانیتی شمال سامان، گسترش یافتن سنگ‌های بازیک و حدواسط و نبود تنوع در ترکیب سنگ‌شناسی در تناقض با منشأ گوشته‌ای است. از سوی دیگر، میزان $(\text{La/Yb})_N$ در سنگ‌های مورد مطالعه کمتر از ۱۰ است که نشان‌دهنده این است که این ماگماها از نوع ماگمای کالک‌آلکانل عادی هستند. ماگمای این سنگ‌ها با توجه به بی‌هنجاری منفی Sr و Eu (شکل‌های ۵ الف و ب) و نسبت Sr/Y کم (شکل ۶) با ماگمای آداکتی تفاوت دارد و از نوع کالک‌آلکانل عادی است. به طور کلی، مقادیر کم P، Ti، Sr، Eu و Ba در برابر مقادیر زیاد Rb، Th، K، عدم همراهی با سنگ‌های حدواسط و بازیک و همچنین گسترش کم این سنگ‌های نفوذی، با ویژگی‌های ماگمای حاصل از ذوب پوسته زیرین سازگارتر است (Chappell & White, 1992). در این سنگ‌ها Ba در مقایسه با Rb و Th تهی‌شدگی نشان می‌دهد که بیانگر تسلط پوسته‌ای است (Chappell & White, 1992). الگوی به نسبت مسطح در بخش عناصر خاکی کمیاب سنگین نشان می‌دهد که ماگما از ژرفای زیاد و در محدوده پایداری گارنت سرچشمه نگرفته است. در سنگ‌های مورد مطالعه، عناصر Sr و Eu در طی تحول ماگمایی و با افزایش SiO_2 روند افزایشی نشان می‌دهند (شکل ۳). این در حالی است که تفریق و جدایش گسترده بلورهای فلدسپار سبب روند کاهشی این عناصر در طی تحول ماگمایی می‌شود. بنابراین بی‌هنجاری منفی Eu و تهی‌شدگی و مقادیر کم Sr (تا بیشینه ۲۹۸ گرم در تن) را باید از ویژگی‌های اولیه این ماگما و مرتبط با ناحیه منشأ آن دانست. به طور کلی، بی‌هنجاری منفی Eu و مقادیر کم Sr که در همه نمونه‌ها دیده می‌شود، می‌تواند بیانگر حضور کانی پلازموکلاز در ناحیه منشأ ماگما باشد.

۷- جایگاه زمین‌ساخت - ماگمایی

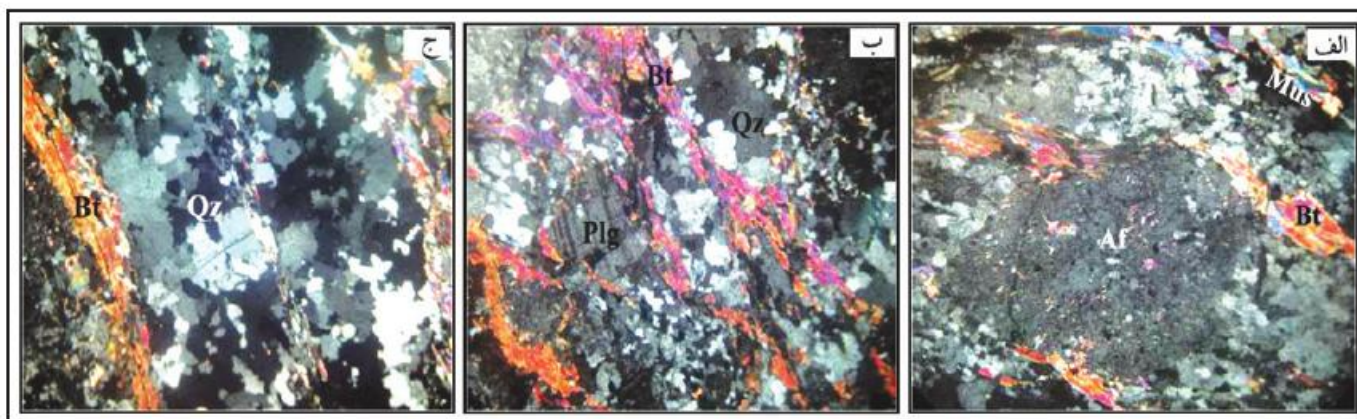
ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های مورد مطالعه از جمله ماهیت کالک‌آلکانل غنی از پتاسیم و متاآلمین آنها در کنار ویژگی‌های عناصر کمیاب که به صورت غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک و عناصر ناسازگار متحرک و همچنین تهی‌شدگی از عناصر ناسازگار نامتحرک است همانند گرانیتیدهای مناطق فرورانش در حواشی فعال قاره‌ای است. با استفاده از نمودارهای دومتغیره که توسط Pearce et al. (1984) ارائه شده است، می‌توان گروه‌های گرانیتی متعلق به مناطق زمین‌ساخت ماگمایی مختلف را از هم متمایز کرد (Rollinson, 1993). در این نمودارها نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتیدهای مناطق فرورانش جای می‌گیرند (شکل‌های ۷ الف و ب). همچنین بر پایه نمودار سه‌متغیره ارائه شده توسط Harris et al. (1986) نیز سنگ‌های مورد مطالعه از نوع گرانیتیدهای مناطق فرورانش هستند (شکل ۷ ج). با توجه به نسبت‌های بالا از Th/Yb ، La/Yb و Ta/Yb ، سنگ‌های مورد مطالعه مشابه با گرانیتیدهای کمان‌های قاره‌ای نوع آند هستند (شکل‌های ۷ د و ه).

۸- سن سنجی

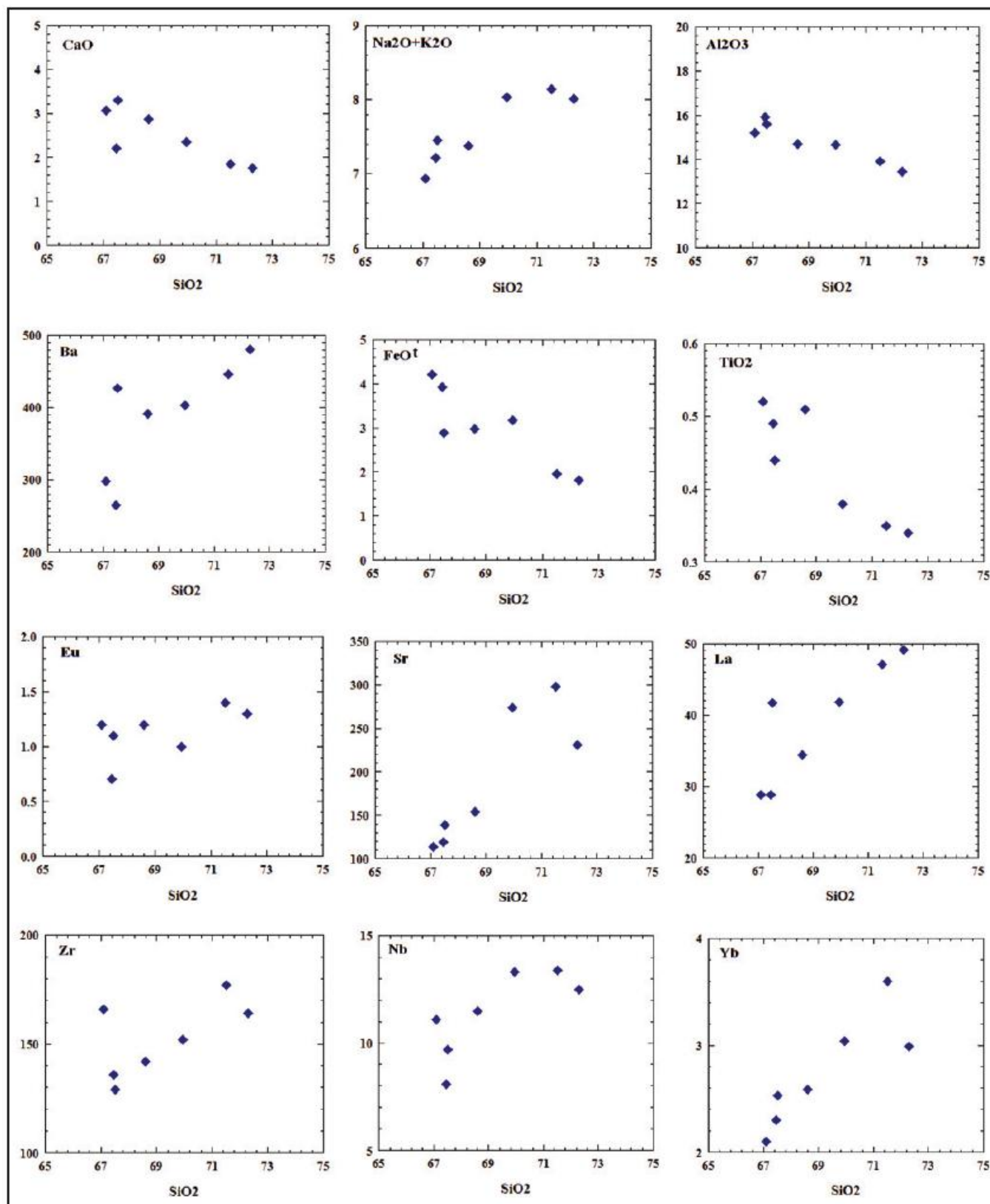
بلورهای زیرکن استخراج شده از این سنگ‌ها، بیشتر به صورت کشیده با نوک تیز هستند که در زیر میکروسکوپ دوچشمی با جلای شیشه‌ای و صورتی رنگ دیده می‌شوند و صفحات بلوری کاملاً شفاف با حاشیه‌های کاملاً مشخص نشان می‌دهند. در تصاویر به دست آمده توسط میکروسکوپ الکترونی، بیشتر کانی‌های زیرکن شکل بلورین کاملاً منظمی نشان می‌دهند. در این کانی‌ها، زونینگ بلورین



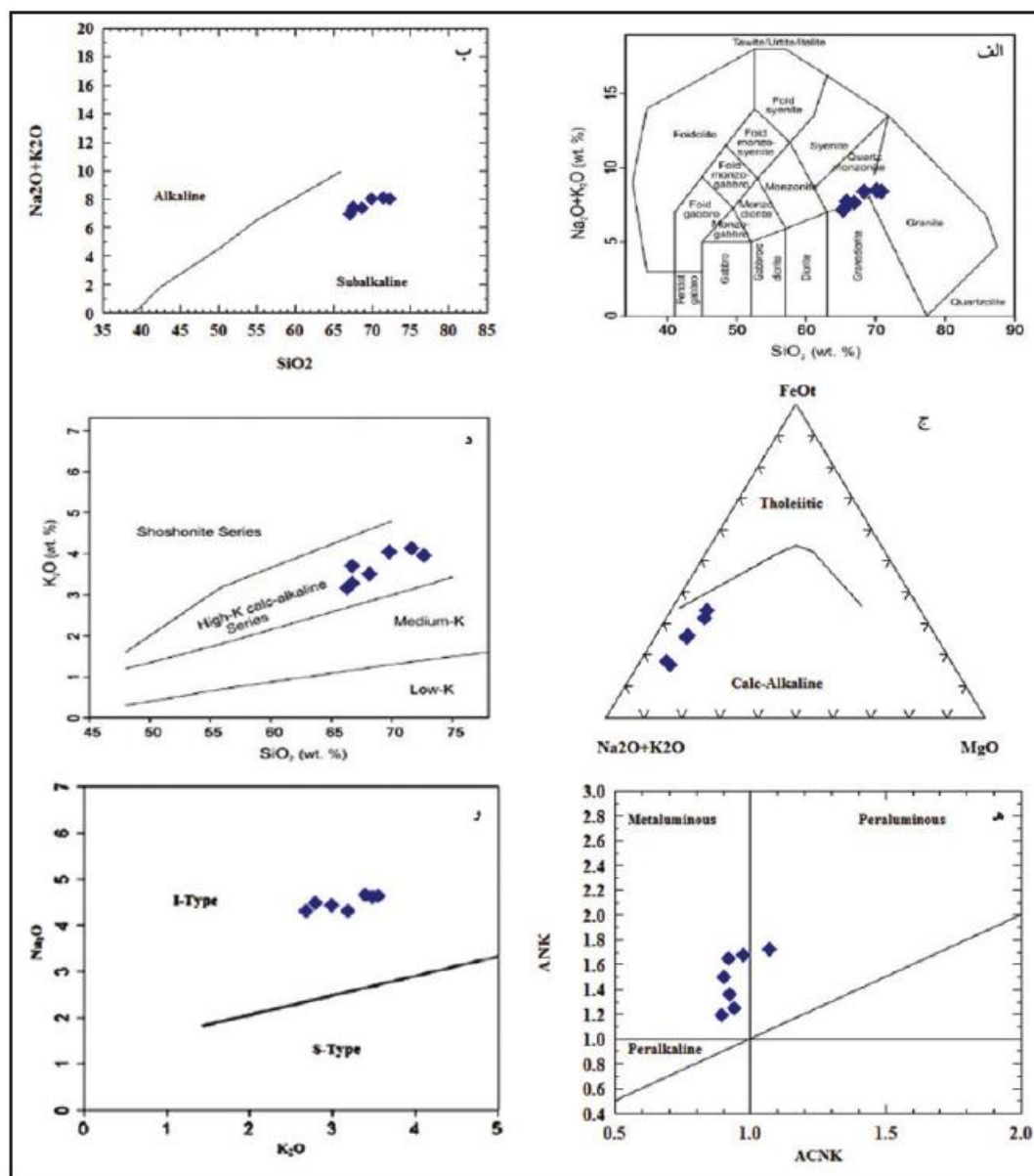
شکل ۱- نقشه واحدهای اصلی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از Davoudian et al. (2008) با تغییرات). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه نشان داده شده است.



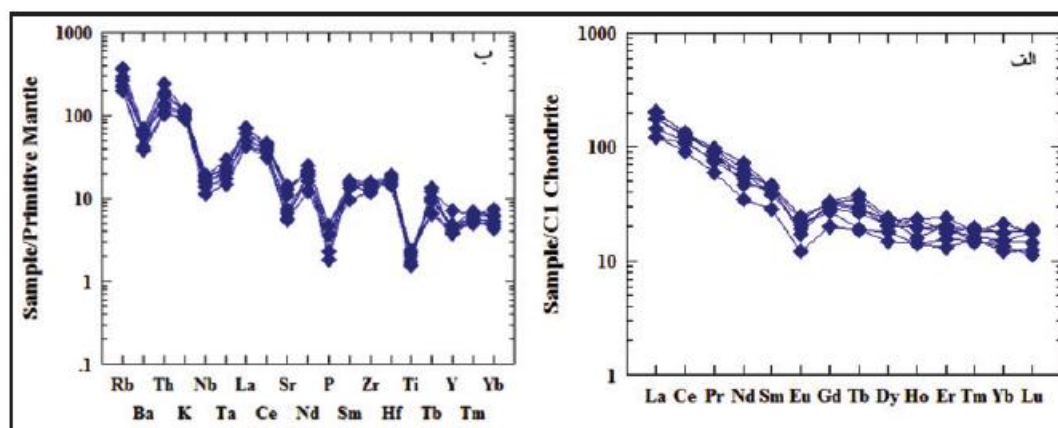
شکل ۲- الف) جهت‌یافتگی بیوتیت و چرخش به دور پورفایر کلاست فلدسپار قلبی؛ ب و ج) دگرشکلی شدید بلورهای کوارتز و جدایش باندهای غنی از فلدسپار از باندهای غنی از میکا.



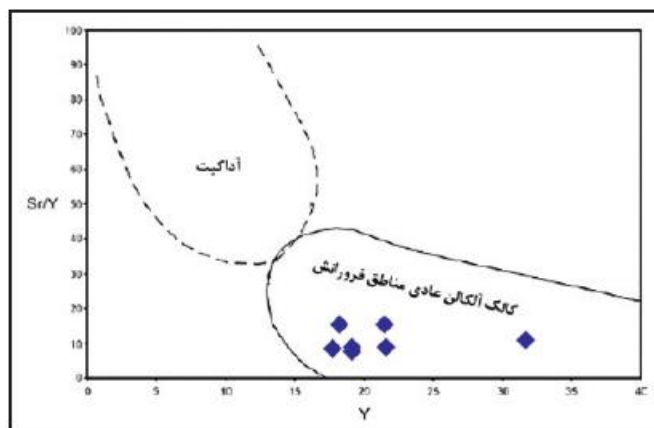
شکل ۳- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب در برابر SiO₂.



شکل ۴- الف) رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار (Middlemost (1985) ب و ج) تعیین سری ماگمایی در نمودارهای (Irvine & Baragar (1971) د) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Peccerillo & Taylor (1976) ه) تعیین درجه اشباع از آلومین بر پایه نمودار (Maniar & Piccoli (1989) و) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Na_2O-K_2O برگرفته از (Chappell & White (2001)

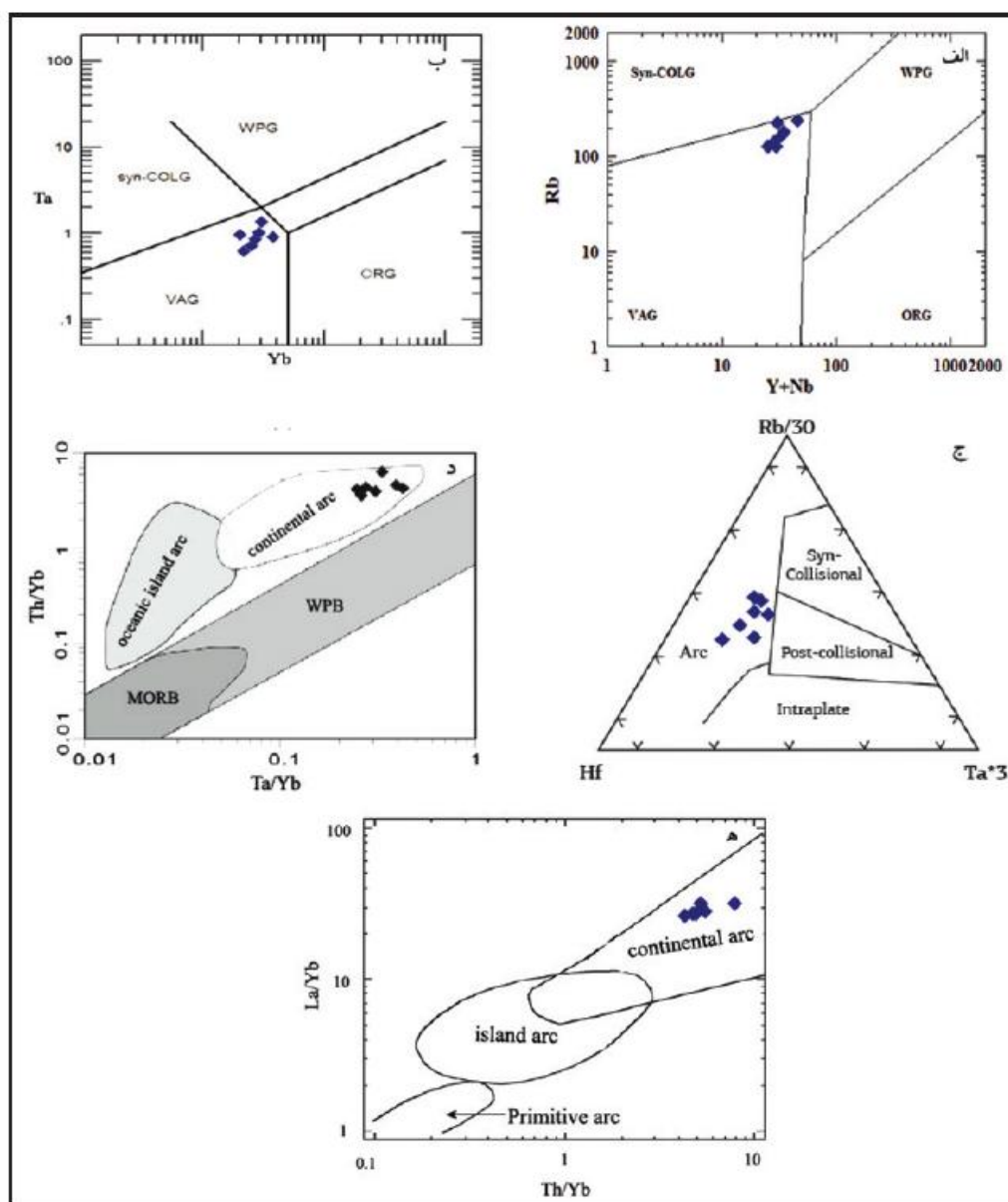


شکل ۵- الف) الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با ترکیب کندریت، ب) الگوهای عناصر ناسازگار بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه. ترکیب کندریت و گوشته اولیه برگرفته از (Sun & McDonough (1989) است.



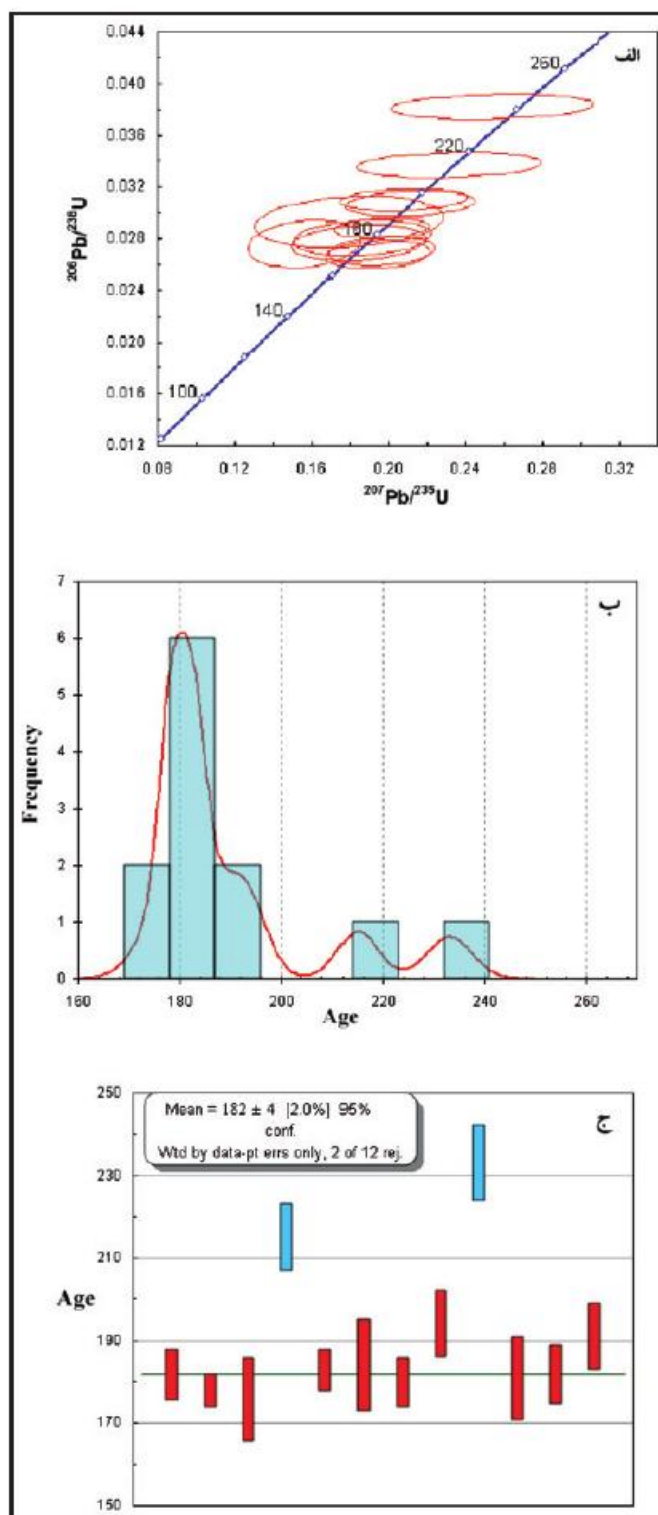
شکل ۶- نمودار Sr/Y در برابر Y (Drummond & Defant, 1990). سنگ های مورد مطالعه در جایگاه ماگماهای کالکت آلکان عادی مناطق فرورانش قرار می گیرند.

شکل ۷- تعیین موقعیت زمین ساخت- ماگمایی سنگ های گرانیتی شمال سامان، الف و ب) نمودارهای متمایز کننده جایگاه زمین ساخت- ماگمایی گرانیت ها (Pearce et al., 1984): نمونه های مورد مطالعه در جایگاه گرانیتی مناطق فرورانش قرار می گیرند؛ ج) نمودار سه تایی Rb-Hf-Ta (Harris et al., 1986): نمونه های مورد مطالعه بیانگر فعالیت ماگمایی مناطق فرورانش هستند؛ د) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb بیانگر فعالیت ماگمایی در حواشی فعال (Pearce, 1983): نمونه های مورد مطالعه (فاره های هستند؛ ه) نمودار La/Yb در برابر Th/Yb (Condie, 1989): نمونه های مورد مطالعه بیانگر فعالیت ماگمایی در حواشی فعال فاره ای هستند. WPG: گرانیت های درون صفحه ای، ORG: گرانیت های پشته ایانوسی، VAG: گرانیت های کمان آتشفشانی، Syn-COLG: گرانیت های همزمان با برخورد.





شکل ۸- تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌های تجزیه شده. محل نقاط تجزیه شده به همراه سن‌های به دست آمده نیز نشان داده شده است.



شکل ۹- نتایج تعیین سن (الف) نمودار همبستگی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در برابر $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (ب) نمودار ستونی برای سن های U-Pb (ج) نمودار میانگین وزنی برای سن های به دست آمده.

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی و عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای شمال سامان. محاسبه مقادیر FeO از آهن کل به روش Le Maitre (1976) محاسبه شده است.

| Sample | Sa 1 | Sa 2 | Sa 3 | Sa 4 | Sa 5 | Sa 6 | Sa 7 |
|--------------------------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Wt. % | | | | | | | |
| SiO ₂ | 68.6 | 67.5 | 71.5 | 72.3 | 67.46 | 69.95 | 67.1 |
| TiO ₂ | 0.51 | 0.44 | 0.35 | 0.34 | 0.49 | 0.38 | 0.52 |
| Al ₂ O ₃ | 14.7 | 15.6 | 13.9 | 13.43 | 15.9 | 14.67 | 15.2 |
| FeO' | 2.98 | 2.88 | 1.95 | 1.82 | 3.92 | 3.18 | 4.21 |
| FeO | 1.58 | 1.51 | 1.03 | 0.95 | 2.06 | 1.67 | 2.21 |
| MnO | 0.08 | 0.06 | 0.06 | 0.09 | 0.05 | 0.02 | 0.05 |
| MgO | 0.98 | 0.97 | 0.77 | 0.91 | 1.25 | 1.03 | 1.19 |
| CaO | 2.87 | 3.3 | 1.84 | 1.76 | 2.21 | 2.35 | 3.07 |
| Na ₂ O | 4.42 | 4.3 | 4.62 | 4.65 | 4.46 | 4.58 | 4.28 |
| K ₂ O | 2.96 | 3.15 | 3.52 | 3.36 | 2.76 | 3.45 | 2.66 |
| P ₂ O ₅ | 0.1 | 0.08 | 0.05 | 0.1 | 0.08 | 0.04 | 0.08 |
| LOI | 1.43 | 1.42 | 0.93 | 0.79 | 1.16 | 0.98 | 1.35 |
| Total | 99.63 | 99.7 | 99.49 | 99.55 | 99.74 | 100.6 | 99.71 |
| (ppm) | | | | | | | |
| Rb | 168 | 144 | 236 | 225 | 127 | 184 | 126 |
| Ba | 391 | 427 | 446 | 481 | 265 | 403 | 298 |
| Th | 10.8 | 11.6 | 15.7 | 20.2 | 8.8 | 14.7 | 9.4 |
| Sr | 154 | 139 | 298 | 231 | 119 | 274 | 114 |
| Zr | 142 | 129 | 177 | 164 | 136 | 152 | 166 |
| Nb | 11.5 | 9.7 | 13.4 | 12.5 | 8.1 | 13.3 | 11.1 |
| Ta | 0.8 | 0.7 | 0.9 | 1 | 0.6 | 1.2 | 0.9 |
| Hf | 4.6 | 5.1 | 5.5 | 5.1 | 5.9 | 4.31 | 4.7 |
| Cs | 5.1 | 6.6 | 6.9 | 6.6 | 4.2 | 10.4 | 8.2 |
| Y | 21.5 | 18.8 | 32.5 | 17.8 | 17.2 | 21.3 | 18.8 |
| La | 34.4 | 41.7 | 47.1 | 49.1 | 28.8 | 41.8 | 28.8 |
| Ce | 69 | 75.8 | 82.7 | 80.4 | 55.2 | 77.6 | 65.6 |
| Pr | 7.1 | 8.5 | 8.3 | 9.3 | 5.7 | 8.9 | 7.5 |
| Nd | 24.6 | 21.8 | 26.6 | 33.6 | 16.3 | 29.6 | 27.9 |
| Sm | 5.9 | 6.6 | 7.1 | 6.7 | 4.3 | 6.7 | 5.9 |
| Eu | 1.2 | 1.1 | 1.4 | 1.3 | 0.7 | 1 | 1.2 |
| Gd | 5.9 | 6.4 | 6.6 | 6.7 | 4.1 | 6.6 | 5.6 |
| Tb | 0.98 | 1.06 | 1.3 | 1.43 | 0.7 | 1.1 | 0.71 |
| Dy | 5.2 | 5.9 | 5.8 | 6.1 | 4.6 | 5.1 | 3.8 |
| Ho | 1.1 | 0.9 | 1.3 | 1.1 | 0.8 | 1.3 | 0.8 |
| Er | 3.1 | 3.4 | 3.9 | 3.3 | 2.6 | 2.9 | 2.2 |
| Tm | 0.42 | 0.37 | 0.46 | 0.47 | 0.39 | 0.5 | 0.4 |
| Yb | 2.59 | 2.53 | 3.6 | 2.99 | 2.3 | 3.04 | 2.1 |
| Lu | 0.37 | 0.46 | 0.45 | 0.47 | 0.29 | 0.49 | 0.32 |

جدول ۲- نسبت‌های ایزوتوپی Pb/U و سن‌های بدست آمده برای هر تجربه.

| Run | Spot | Grain position | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 1σ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 1σ | Apparent ages | 2σ |
|----------|------|----------------|----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|---------------|-----------|
| ja15b005 | 25 | Zr 1 | 0.1964 | 0.0223 | 0.0270 | 0.0009 | 182 | 6 |
| ja15b006 | 25 | Zr 2 | 0.1664 | 0.0203 | 0.0288 | 0.0006 | 178 | 4 |
| ja15b007 | 25 | Zr 3 | 0.1562 | 0.0238 | 0.0276 | 0.0015 | 176 | 10 |
| ja15b008 | 25 | Zr 4 | 0.2313 | 0.0391 | 0.0337 | 0.0008 | 215 | 8 |
| ja15b009 | 25 | Zr 5 | 0.1893 | 0.0241 | 0.0271 | 0.0091 | 183 | 5 |
| ja15b010 | 25 | Zr 6 | 0.1865 | 0.0291 | 0.0281 | 0.0011 | 184 | 11 |
| ja15b011 | 25 | Zr 7 | 0.1944 | 0.0221 | 0.0268 | 0.0009 | 180 | 6 |
| ja15b012 | 25 | Zr 8 | 0.2112 | 0.0274 | 0.0307 | 0.0008 | 194 | 8 |
| ja15b013 | 25 | Zr 9 | 0.2538 | 0.0430 | 0.0382 | 0.0008 | 233 | 9 |
| ja15b014 | 25 | Zr 10 | 0.1795 | 0.0402 | 0.0293 | 0.0016 | 181 | 10 |
| ja15b015 | 25 | Zr 11 | 0.1844 | 0.0286 | 0.0277 | 0.0011 | 182 | 7 |
| ja15b016 | 25 | Zr 12 | 0.2079 | 0.0269 | 0.0310 | 0.0007 | 191 | 8 |

کتابنگاری

- آفانیانی، ع، ۱۳۸۳ زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- افشارنژاد، ج. و محجل، م، ۱۳۷۱ نقشه زمین‌شناسی گلپایگان، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسینی، ب، قربانی، م، پورمعافی، س.م. و رشیدنژاد عمران، ن، ۱۳۹۰ سن‌یابی و تحولات آذرین و دگرگونی نافدیس کوه سفید تونک در زون سندج سیرجان جنوبی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، فصلنامه علمی پژوهشی جهاد دانشگاهی دانشگاه شهید بهشتی، شماره هفدهم.
- زاهدی، م، واعظی‌پور، ج. و رحمتی ایلخچی، م، ۱۳۷۲ نقشه زمین‌شناسی شهرکرد مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قاسمی، آ، حاج حسینی، آ. و حسینی، م، ۱۳۸۵ نقشه زمین‌شناسی جادگان، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, 401-419.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. & Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 859-877.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. & Babaei, A., 2007- Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 474-489.
- Bacon, C. R. & Druitt, T. H., 1988- Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, pp. 224-256.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Delany, F.M. (Ed.), *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 5-32.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18 (2), 210-265.
- Brown, M., 2010- Melting of the continental crust during orogenesis: the thermal, rheological, and compositional consequences of melt transport from lower to upper continental crust. *Canadian Journal of Earth Science*, 47, p. 655-696.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 83, pp. 1-26.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types: 25 years later, Australian. *Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Condie, K. C., 1989- Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23, 1-18.

- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. & Shabanian, N., 2008- Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology* 92, 393-413.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), pp. 21503-21521.
- Hanchar, J. M. & Miller, C. F., 1993- Zircon zonation patterns as revealed cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem. Geol.* 110, 1-13.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collisionzone magmatism. In Coward, M.P., Ries, A.C. (Editors) *Collision tectonics*. Geological Society Special Publication, 19, 67-81.
- Hooper, R. J., Baron, I., Hatcher Jr., R. D. & Agah, S., 1994- The development of the southern Tethyan margin in Iran after the break up of Gondwana: implications of the Zagros hydrocarbon province. *Geosciences* 4, 72-85.
- Irvin, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-48.
- Le Maitre, R. W., 1976- Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contribution Mineralogical Petrology*, 56, pp. 181-189.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Bull. Geological Society of America*, 101, 635-643.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, M. P., Scarrow, J. & Williams, I. S., 2009- The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society* 166, 53-69.
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magma and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology*. Longman, London, 266 pp.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. & Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380-398.
- Pearce, J. A., 1983- Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawke worth, C. J. and Nurry, M. L.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956 - 983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc - alkaline volcanic rocks from the Kastamonou area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63 - 81.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, England, Harlow.
- Sabzehei, M., Majidi, B., Alavi-Tehrani, N & Etminan, H., 1970- Preliminary report, geology and petrography of the metamorphic and igneous complex of the central part of Neyriz Quardangle (Compiled by Watters, W.A., Sabzehei, M. Geological Survey of Iran, Internal Report, pp: 60.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. & Vousoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone) Iran (New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 668-683.
- Sheikholeslami, M. R., Bellon, H., Hachem Emami, M., Sabzehei, M. & Pique, A., 2003- Nouvelles données structurales et datations 40K-40Ar sur les roches métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj-Sirjan, Iran méridional). Leur intérêt dans le cadre du domaine néo-téthysien du Moyen-Orient, *C.R. Geoscience* 335, 981- 991.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, M., Sabzehei, M., Bellon, H. & Hashem Emami, M., 2008- Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran), *Journal of Asian Earth Sciences* 31, P: 504-521.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42, pp. 313-345.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. & Irving, A. J., 1993- Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, pp. 333-351.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Chapman & Hall, New York, 496 p.

Geochemistry and U-Pb dating of North Saman granitoid rocks

B. Hosseini^{1*} & A. R. Ahmadi¹

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 2015 June 17

Accepted: 2016 January 12

Abstract

Deformed granitoid rocks from North Saman represent part of magmatic activity in the Sanandaj-Sirjan zone during the Mesozoic. The granitoid rocks intruded as separate intrusions into the metamorphic rocks with protolith ages of the Palaeozoic and Mesozoic. These granitoids are deformed as a result of subsequent tectonic activities. Zircon U-Pb ages of crystals separated from the granitoid rocks gave ages of 182 ± 4 Ma and indicate that the granitoid rocks crystallized at the Toarcian stage of the lower Jurassic. The major and trace element geochemistry suggests a subduction-related, active continental margin setting for the granitoid bodies. The occurrences of numerous Jurassic granitoids reveal the importance of magmatic activities during this period in the Sanandaj-Sirjan zone.

Keywords: Sanandaj-Sirjan Zone, Saman, Granitoid, U-Pb dating, Geochemistry, Jurassic.

For Persian Version see pages 109 to 120

*Corresponding author: B. Hosseini; E-mail: Be.hosseini@pnu.ac.ir