

جایگاه زمین‌ساختی گرانیتهای به شدت پر آلومین نوع S در پهنه برشی نوغان (جنوب باختر گلپایگان)

محمد هاشم امامی^۱ و سیما هوشمند^{۲*}

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، تهران، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۸/۰۷

چکیده

گرانیت-گرانودیوریت‌های میلوئیتی پهنه برشی نوغان در سنگ‌های دگرگونی جنوب باختر گلپایگان با روند شمال باختر-جنوب خاور گسترش دارند. رخنمون‌های مختلفی از این توده میلوئیتی به منظور بررسی منشأ سنگ‌های گرانیتوئیدی پهنه برشی نوغان و تعیین جایگاه زمین‌ساختی آنها در پهنه دگرگونی سندج-سیرجان مطالعه شد. شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و شیمیایی نشان می‌دهند که این گرانیتوئیدهای میلوئیتی، به شدت پر آلومین و از نوع S بوده و از دید جایگاه زمین‌ساختی، از نوع گرانیت‌های برخوردی هستند و ویژگی‌های همزمان تا پس از برخورد را نمایش می‌دهند.

کلیدواژه‌ها: به شدت پر آلومین، پهنه برشی نوغان، گرانیت نوع S، همزمان تا پس از برخورد.

*نویسنده مسئول: سیما هوشمند

Email: Sima.houshmand@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

پهنه برشی نوغان در بخش مرکزی پهنه سندج-سیرجان در باختر استان اصفهان، در ۳۰ کیلومتری جنوب باختر گلپایگان، میان شهرستان‌های بویین-میاندشت و الیگودرز و در جنوب روستای نوغان قرار گرفته است. توده گرانیت-گرانودیوریتی نوغان در راستای این پهنه برشی قرار گرفته و دگرشکلی یافته است (شکل ۱) (هوشمند، ۱۳۸۹). این توده میلوئیتی به محدوده مورد مطالعه در چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ گلپایگان (محجل و افتخارنژاد، ۱۳۷۱) محدود نمی‌شود و در ادامه شمال باختری خود به سمت چمن سلطان در چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱) با نام متاریولیت با سن پرکامبرین (?) کشیده شده است. هوشمند (۱۳۸۹) این توده میلوئیتی را از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی به حاشیه فعال قاره‌ای-محیط برخورد قاره‌ای نسبت داده است، ولی با توجه به نمودارهای طبقه‌بندی جایگاه‌های زمین‌ساختی، قرارگیری آنها را در محیط پس از برخورد دور از ذهن ندانسته است. در این مطالعه افزون‌بر معرفی شواهد S-type و به شدت پر آلومین بودن این گرانیت‌ها، شواهد مربوط به جایگاه زمین‌ساختی و منشأ این توده‌های گرانیتوئیدی نیز ارائه شده است.

زمین‌ساخت " و "همزمان تا پس از زمین‌ساخت" معرفی کرده‌اند (برای نمونه Rottura et al., 1993؛ Väisänen et al., 2000؛ Koralay et al., 2004؛ Collins & Richards, 2008؛ Wen et al., 2008؛ Boztuğ et al., 2009؛ Stremtan et al., 2010؛ Pei et al., 2009 و Wu et al., 2010).

۳- گرانیت-گرانودیوریت‌های پهنه برشی نوغان

این گرانیتوئیدها با روند عمومی شمال باختری-جنوب خاوری در پهنه ساختاری سندج-سیرجان (Stocklin, 1968)، میان پهنه ایران مرکزی و زاگرس قرار گرفته‌اند و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده با سن مزوزوییک (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) سنگ میزبان این گرانیتوئیدها هستند. گرانیت-گرانودیوریت‌های میلوئیتی پهنه برشی نوغان ویژگی‌هایی دارند که ویژگی‌های نوع S سنگ‌های گرانیتی را نمایش می‌دهند. شواهد مربوط به آن در زیر آورده شده است.

۳-۱. شواهد صحرایی

(Searle et al., 1997) و (Finger et al., 1997) به این نکته اشاره داشتند که برخی از گرانیت‌های به شدت پر آلومین دیده شده در راستای ورقه‌های راندگی یا پهنه‌های برشی دگرشکل شده‌اند. توده گرانیت-گرانودیوریتی نوغان که در راستای پهنه برشی نوغان قرار دارد، تحت تأثیر این پهنه قرار گرفته و برگ‌وارگی میلوئیتی و ساختارهای برشی دیگر پیدا کرده است (هوشمند، ۱۳۸۹). این در حالی است که گرانیت‌های بویین-میاندشت (قاسمی، ۱۳۷۱) به صورت یک‌دست برگ‌وارگی میلوئیتی نشان نمی‌دهند و مرکز آنها نسبت به حاشیه سالم مانده است (مینایی، ۱۳۸۹ و ثابتی، ۱۳۸۹). (White et al., 1977) یادآوری کرده‌اند که طبیعت سرشار از کوارتز گرانیت نوع S می‌تواند به گسترش برگ‌وارگی کمک کند زیرا این سنگ‌ها نسبت به گرانیت‌های نوع I سرشار از فلدسپار مانند گرانیت بویین میاندشت، راحت‌تر دگرشکل می‌شوند. تأثیر متفاوت دگرشکلی روی کوارتز و پلاژیوکلاز، در مقیاس میکروسکوپی نیز در مقاطع نازک منطقه مورد مطالعه به خوبی مشاهده می‌شود (هوشمند، ۱۳۸۹). در بررسی‌های صحرایی، فلدسپار نمونه‌ها با رنگ سفید و نه صورتی مشاهده شدند (Chappell & White, 2001)، به رنگ سفید فلدسپارهای گرانیت نوع S اشاره داشتند و تأکید کردند که این کانی‌ها به هیچ روی در گرانیت نوع S به رنگ صورتی دیده نمی‌شوند. در گرانیتوئیدهای پهنه برشی نوغان، انکلاوهای مافیک و همراهان توالیتی و دیوریتی مشاهده نمی‌شود.

۲- پیشینه گرانیت‌های نوع S

(Chappell & White, 1974) گرانیت‌های نوع S را به عنوان گرانیت‌هایی معرفی کردند که از دگرشکلی و ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی یا معادل دگرگونی آنها حاصل شده‌اند. (Pearce et al., 1984) آنها را سنگ‌های پر آلومین و دارای مسکوویت معرفی کردند که در محدوده گرانیت (S.S) نمودار اشتریکایزن قرار می‌گیرند و معمولاً در جایگاه "همزمان با زمین‌ساخت" قرار می‌گیرند. اما به این نکته نیز اشاره کردند که این گرانیت‌ها (برای نمونه Alpine Novate) می‌توانند در جایگاه "پس از زمین‌ساخت" نیز قرار گیرند. (Pearce, 1996) محدوده این گرانیت‌ها را در نمودار Rb در برابر Y+Nb نشان داده است. (Sylvester, 1998) گرانیت‌های به شدت پر آلومین را نتیجه فرایندهای پس از برخورد در کوهزایی‌های مختلف می‌داند و این نوع گرانیت‌زایی را در برخورد‌های فشار بالا همچون آلپ اروپا و هیمالیا و برخورد‌های دمای بالا مانند هرسینید و نوار چین خورده لاکلان (Lachlan Fold Belt=LFB) بررسی کرده است. در طول سالیان دراز، پژوهشگران مختلفی از نقاط مختلف دنیا، گرانیت‌های نوع S پر آلومین تا به شدت پر آلومین را در جایگاه زمین‌ساختی "پس از

۳-۲. شواهد کانی‌شناسی

در مشاهدات میکروسکوپی (هوشمند، ۱۳۸۹)، نمونه‌ها بافت میلونیتی داشتند و زمینه ریز بلور آنها بیشتر شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپار و پولک‌های ریز میکا بوده و بیشتر فنو کلاست‌های آنها را کانی‌های کوارتز، میکروکلین، ارتوز (گاه پرتیتی) تشکیل داده‌اند. فنو کلاست پلاژیوکلاز با ماکل دگرشکل با فراوانی کمتر حضور دارد. فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز در بیشتر موارد رسی و سرسیتی شده‌اند. با مجموعه کانی‌های بالا مسکوویت نیز یافت می‌شود. آندالوزیت و گارنت نیز مشاهده می‌شوند. کانی تیره این نمونه‌ها بیوتیت است. زیرکن، آپاتیت، تورمالین و کانی کدر، کانی‌های فرعی این مجموعه را تشکیل می‌دهند.

نبود هورنبلند و وجود کانی‌های مسکوویت، گارنت و آلومینوسیلیکات آندالوزیت در این نمونه‌ها از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S است. به گفته Chappell & White (2001) در انواع S ما فیک تر، بیوتیت می‌تواند تا بیش از ۳۵ درصد فراوانی داشته باشد. همچنین، بیوتیت‌های گرانیت‌های نوع S چندرنگی سرخ تا قهوه‌ای نشان می‌دهند. مورد دیگری که Chappell & White (2001) بر آن تأکید دارند حضور کوردیریت به عنوان کانی تشکیل دهنده مهم این نوع از گرانیت‌هاست که البته در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه مشاهده نشد. از نظر ایشان نبود کوردیریت به دو روش توجه می‌شود؛ (۱) کوردیریت در دگرسانی ساب سولیدوس به مسکوویت تبدیل می‌شود (مسکوویت ثانوی) (۲) ماگمای مادر این گرانیت‌ها دستخوش تبلور جزء به جزء شده به گونه‌ای که H₂O افزوده شده در ذوب، سبب واکنش ماگمایی تأخیری کوردیریت نسبت به مسکوویت شده است.

به دلیل میلونیتی شدن شدید نمونه‌ها، امکان اندازه‌گیری مُدال کوارتز و دیگر کانی‌ها وجود نداشت؛ اما با توجه به درصد وزنی سیلیس (جدول ۱) که حدود ۶۸ تا ۷۷ درصد است، با توجه به نظر Chappell & White (1974) یکی دیگر از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S تأیید می‌شود.

۳-۳. شواهد شیمیایی

۱۰ نمونه سنگ از توده گرانیت-گرانودیوریتی پهنه برشی نوغان، در گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مورد آزمایش‌های XRF (Magix_Pro) و ICP قرار گرفتند (داده‌های اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در جدول ۱ آورده شده است). از آنجا که سنگ‌ها به شدت میلونیتی شده‌اند این احتمال وجود دارد که بیشتر عناصر تحرک یافته باشند. بنابراین نمودارها و روش‌های مختلف با احتیاط به کار گرفته شدند.

گرانیت‌های میلونیتی نوغان، سنگ‌های بیشتر پرآلومین هستند و نسبت مولکولی Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O آنها میان ۱/۱ تا ۱/۹۲ است. در نورم این نمونه‌ها دیوپسید به دست نیامد و کوردنوم نورماتیو آنها به استثنای یک مورد (با A/CNK برابر ۱/۰۴) بیش از ۱/۱ درصد (بین ۱/۲۵ تا ۸/۹۴) به دست آمد.

Chappell & White (1974) میزان Na₂O گرانیت‌های نوع S را پایین معرفی کردند ولی در سال ۲۰۰۱، با تکمیل اطلاعاتشان متوجه شدند که محدوده‌های تنظیم شده برای این دو نوع گرانیت، با هم همپوشانی دارند ولی CaO نسبت به Na₂O و K₂O جدایش بهتری میان گرانیت‌های نوع I و S انجام می‌دهد. با توجه به نمودار CaO به FeO_{tot} (شکل ۲) مشاهده می‌شود که نمونه‌های نوغان در محدوده نوع S گرانیت‌های مورد مطالعه (Chappell and White (2001) در نوار چین خورده Lachlan قرار می‌گیرند.

۴- منشأ گرانیت - گرانودیوریت‌های پهنه برشی نوغان

نمودار چند عنصری غلظت عناصر کمیاب نمونه‌های میانگین گیری شده توده میلونیتی پهنه برشی نوغان که با کندریت (Thompson, 1982) عادی‌سازی (بهنجار) شده‌اند در کنار نمونه‌های پوسته‌ی قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1981) و پوسته‌ی قاره‌ای پایینی (Weaver & Tarney, 1984) برای مقایسه آورده شده است (شکل ۳).

غلظت عناصر LIL تابعی از چگونگی رفتار فاز سیال است در صورتی که غلظت عناصر HFS به وسیله شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور/ مذاب که در هنگام تشکیل سنگ صورت می‌گیرد، کنترل می‌شود. بی‌هنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نمایانگر شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). با توجه به شکل ۳، میانگین نمونه‌های به شدت پرآلومین نوع S منطقه نوغان از روند پوسته قاره‌ای بالایی پیروی می‌کند؛ اما Sr, Rb, Zr, Ti آنها نسبت به پوسته بالایی، بی‌هنجاری منفی و Th بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهد. اختلاف دیگر عناصر چندان چشمگیر نیست.

Chappell & White (1974, 2001) سنگ‌های رسوبی یا بخش‌های بالایی پوسته را منشأ گرانیت‌های نوع S در نظر گرفته‌اند. (Sylvester (1998) با تعریف نسبت CaO/Na₂O، تمایزی بین منشأ پلیتی (غنی از رس و فقیر از پلاژیوکلاز >۵٪) و پسامیتی (فقیر از رس و غنی از پلاژیوکلاز >۲۵٪) در نظر گرفته است. به باور وی، این دو دسته از سنگ‌های رسوبی، در هر دو کوزایی برخوردی فشار بالا و برخوردی حرارت بالا دچار ذوب بخشی می‌شوند، با این تفاوت که گرانیت‌های به شدت پرآلومین مشتق از پلیت، نسبت به همتاهای مشتق از پسامیت، نسبت CaO/Na₂O کمتری (<۰/۳) دارند. با توجه به نمودار Al₂O₃/TiO₂ در برابر CaO/Na₂O (شکل ۴) مشاهده می‌شود که نمونه‌های منطقه نوغان نسبت زیر ۰/۳ دارند. (Sylvester (1998) به این نکته اشاره کرده است که چنانچه پلیت‌ها دارای میان‌لایه آذرین تیره باشند، یا چنانچه میزان H₂O در سنگ افزایش یابد (سبب پایین آمدن نقطه ذوب پلاژیوکلاز و به ویژه مؤلفه آنورتیتی آن می‌شود) نسبت‌های CaO/Na₂O به طور چشمگیری بالا می‌رود و این تصور را به وجود می‌آورد که پسامیت، سنگ منشأ گرانیت به شدت پرآلومین نوع S است. با در نظر گرفتن موارد بالا، سنگ منشأ گرانیت‌های میلونیتی نوغان، پلیت در نظر گرفته می‌شود.

۵- جایگاه زمین‌ساختی گرانیت - گرانودیوریت‌های پهنه برشی نوغان

نمودار جایگاه زمین‌ساختی Rb در برابر Y+Nb، نمونه‌ها را در دو محیط POG و VAG نمایش می‌دهد. به گفته Pearce et al. (1984)، نمونه‌های POG می‌توانند در همه محدوده‌ها به جز ORG نمایش داده شوند. (Pearce (1996) محدوده POG را در نمودار Rb در برابر Y+Nb به صورت مجزا مشخص کرد (شکل ۵- الف) ولی برای نمودارهای دیگر مرز مشخصی تعریف نکرد (شکل‌های ۵- ب، ج و د). بنابراین برای مقایسه، به هنگام استفاده از نمودارهای (Nb-Y, Rb-(Yb+Ta) و Ta-Yb از گرانیت‌های پس از برخورد استفاده شده توسط Pearce et al. (1984) (مانند Oman, Novate, Querigut, Vedrette di Ries) و نیز میانگین نمونه‌های نوغان استفاده شد. همان گونه که در نمودارها (شکل‌های ۵- ب، ج و د) مشاهده می‌شود، میانگین نمونه‌های نوغان در نزدیکی گرانیت‌های پس از برخورد (Pearce et al. (1984) در شکل ۶ از نمودار Rb در برابر SiO₂ (Pearce et al., 1984) به منظور جدایش گرانیت‌های همزمان با برخورد و گرانیت‌های کمان آتشفشانی استفاده شده است. با توجه به شکل، بیشتر نمونه‌ها در محدوده همزمان با برخورد یا متمایل به این محدوده هستند.

به منظور مقایسه تکمیلی، در شکل ۷ میانگین گرانیت‌های منطقه نوغان بهنجار شده با گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی یا ORG (برگرفته از Pearce et al. (1984)، با گرانیت‌های پس از برخورد (Oman, Novate, Querigut, Vedrette di Ries) و همزمان با برخورد (Yunnan, Tibet, England, S.W. Barousse) بررسی شدند (داده‌های مربوط به این گرانیت‌ها از Pearce et al. (1984) گرفته شده است). میزان Rb گرانیت میانگین منطقه نوغان، پایین‌تر از Rb هر دو دسته از گرانیت‌های همزمان با برخورد (شکل ۷- ب) و پس از برخورد (شکل ۷- الف) قرار می‌گیرد ولی روی هم‌رفته از روند هر دو پیروی می‌کند.

سیرجان را معادل ۷۰ میلیون سال پیش می‌دانند. برای نمونه ولی‌زاده (۱۳۷۱) توده‌های گرانودیوریتی همدان، بروجرد، شازند، آلموقلاق و موه را از نوع S دانسته و سن بیوتیت دو توده الوند و بروجرد را به ترتیب $۶۳/۸ \pm ۲/۵$ و $۷۱/۵ \pm ۳$ (با روش K-Ar) و ۶۸ ± ۲ و $۷۱/۱۵ \pm ۲/۱$ (با روش Rb-Sr) به دست آورده است. بهاری فر (۱۳۸۳) سن گارنت گرانیت توده الوند را با استفاده از روش K-Ar مسکویت، $۷۳/۸ \pm ۱/۸$ به دست آورده است. Masoudi (1997) و Masoudi et al. (2002) با استفاده از سن‌سنجی به روش Rb-Sr معادل ۵۰ تا ۱۲۰ میلیون سال را برای گرانیتوئیدهای بروجرد معرفی می‌کنند. احمدی خلجی (۱۳۸۵) با روش U-Pb سنی معادل ۱۷۵-۱۷۱ میلیون سال را برای توده گرانیتوئیدی بروجرد به دست آورده است.

نکته‌ای که به نظر می‌رسد این است که اگر همزمان با زمین‌ساخت بودن آنها مورد پذیرش قرار گیرد زمان زایش این گرانیت‌ها بسیار نزدیک به زمان برخورد است. از سوی دیگر، گرمای رادیواکتیو پسته ستر شده تا ۷۰ کیلومتر (برخوردهای فشار بالا) سبب می‌شود که پوسته پایینی پس از حدود ۴۰ میلیون سال به نقطه ذوب برسد (Harris et al., 1986). خاطر نشان می‌شود که در آلپ، گرانیت‌زایی به شدت پرآلومین، ۱۵ میلیون سال پس از برخورد (Von Blanckenburg, 1992) و در هیمالیا ۲۵ تا ۳۰ میلیون سال پس از برخورد صورت گرفته است (Schärer et al., 1986).

مدل‌سازی فرایند آتاتکسی (Thompson & Connolly, 1995 و Zen, 1988) نشان داده است که میزان ذوب با طول دوره نهفتگی تلاشی رادیوژنیک عناصر مولد گرما افزایش می‌یابد (مانند هیمالیا) و با سرعت بالا آمدن پوسته ستر شده کاهش می‌یابد (مانند آلپ). این مسئله به گفته Sylvester (1998) به خوبی روشن می‌سازد که چرا گرانیت‌های به شدت پرآلومین در آلپ نسبت به هیمالیا کم هستند.

با توجه به توضیحات بالا، ارائه یک جواب روشن، امکان‌پذیر نیست زیرا برای نگارندگان این مقاله، امکان سن‌سنجی گرانیتوئیدهای نوغان فراهم نشد. از دیدگاه موقعیت چین‌شاسی نیز، جدیدترین سن سنگ‌های منطقه منسوب به مزوزویک (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) است.

بنابراین ارائه یک جواب قاطع، نیازمند بررسی موارد بسیاری است؛ از جمله این که با توجه به هیمالیا و آلپ، در ایران گرانیت‌زایی به شدت پرآلومین با چه فاصله زمانی پس از برخورد صورت گرفته است؟ دیگر این که با توجه به تصویری که بیشتر زمین‌شناسان از گرانیت‌های نوع S و همزمان بودن آنها با زمین‌ساخت دارند، آیا به راستی همگی آنها در نمودارهای جدایش جایگاه‌های زمین‌ساختی، جایگاه همزمان با برخورد را نشان می‌دادند یا این که از نمودارهایی که به روشنی جایگاه POG را برای این دسته از گرانیت‌ها نشان می‌دادند چشم‌پوشی شده است. از همین رو لازم است این دسته از گرانیت‌ها با دقت بیشتری در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان مورد مطالعه قرار گیرند.

۷- نتیجه‌گیری

با توجه به شواهدی مانند مشاهده نکردن همراهان تونالیتی، دیوریتی و گابرویی با توده گرانیتوئیدی نوغان در مشاهدات صحرایی، حضور کانی‌های مسکویت، گارنت، آندالوزیت و نبود هورنبلند در مشاهدات میکروسکوپی، درصد وزنی بالای SiO_2 (۶۸٪ تا ۷۷٪)، A/CNK میان ۱/۱ تا ۱/۹۲، کوردنوم نورماتیب میان ۱/۲۵ تا ۸/۹۴ درصد در نتایج شیمی منطقه، این گرانیت از نوع S به شدت پرآلومین است که از پوسته قاره‌ای بالایی و سنگ‌های رسوبی پلیتی منشأ گرفته‌اند و از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، ویژگی‌های همزمان با برخورد تا پس از برخورد را نمایش می‌دهند.

سپاسگزاری

از گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برای آنالیز نمونه‌ها تشکر و قدردانی می‌گردد.

(Bachlor & Bowden 1985) میان توده‌های نفوذی کوهزایی و غیر کوهزایی با استفاده از متغیرهای R_1 و R_2 (De La Roche et al., 1980) تمایز در نظر گرفتند. در این نمودار (شکل ۸)، موقعیت نمونه‌ها بسیار نزدیک به محدوده "پس از کوهزایی" قرار می‌گیرد ولی محدوده "همزمان با برخورد" را هم در بر می‌گیرد. (Harris et al. 1986) ماگماتیسیم مرتبط با برخورد قاره به قاره را مورد مطالعه قرار دادند. در نمودار Ta-Nb (شکل ۹) گرانیتوئیدهای نوغان در مرز "همزمان با برخورد" و "کمان آتشفشانی" قرار می‌گیرند.

با استفاده از نمودارهای رده‌بندی Maniar & Piccoli (1989) بر پایه عناصر اصلی، گرانیتوئیدهای منطقه نوغان یا در محدوده POG قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۰-ب و پ) و یا در نزدیکی این محدوده متمرکز می‌شوند (شکل‌های ۱۰-ت و ث).

۶- بحث

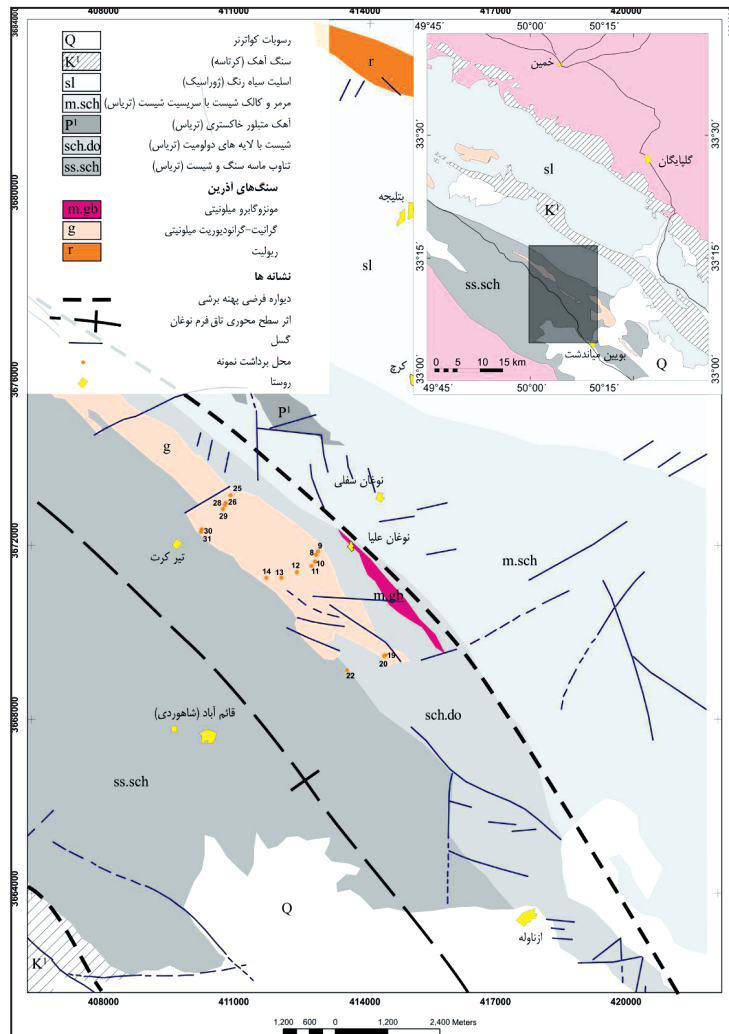
پرسشی که مطرح می‌شود این است که آیا می‌توان بر پایه دسته‌بندی Sylvester (1998)، احتمال حضور گرانیت‌های به شدت پرآلومین منسوب به محیط‌های برخورد فشار بالا را در پهنه سنندج-سیرجان پذیرفت؟

باید اشاره شود که به گفته Barbarin (1996) سترشدگی پوسته به هنگام برخورد، رسوبات دگرگون‌شده و دیگر سنگ‌های پوسته را به دمای ذوبشان نزدیک می‌کند. با افزوده شدن آب، یا گرمای ماگمای حاصل از گوشته قرار گرفته در زیر پوسته یا تزریق‌شده به درون پوسته، این سنگ‌ها ذوب بخشی می‌شوند. به گفته Sylvester (1998) در برخوردهای "فشار بالا" (همچون آلپ و هیمالیا)، سترشدگی پوسته بسیار زیاد است (> 50 km). به هنگام سترشدگی پوسته همزمان با برخورد، تلاشی (Decay) رادیوژنیک U، K، Th سبب گرم شدن پوسته می‌شود، و به دنبال بالا آمدن پس از برخورد پوسته بیش از حد ستر شده و کاسته شدن فشار، حجم‌های کوچک تا متوسطی از مذاب گرانیتی سرد (< 875 °C) با نسبت Al_2O_3/TiO_2 بالا شکل می‌گیرد. در پوسته با ستر برای کمتر از ۵۰ کیلومتر که دگرگونی دما بالا-فشار پایین (Miashyro, 1961) حاکم است، گرمایش رادیوژنیک برجا، معمولاً توان ذوب پوسته و ایجاد دگرگونی بالا را ندارد (Thompson & Connolly, 1995)، در این شرایط، ذوب پوسته به ورقه‌ورقه شدن قابل توجه سنگ کره و بالا آمدگی سست کره داغ مربوط می‌شود که حجم‌های بزرگی از مذاب گرانیتی به شدت پرآلومین نوع S را با نسبت پایین Al_2O_3/TiO_2 تولید می‌کند (Sylvester, 1998).

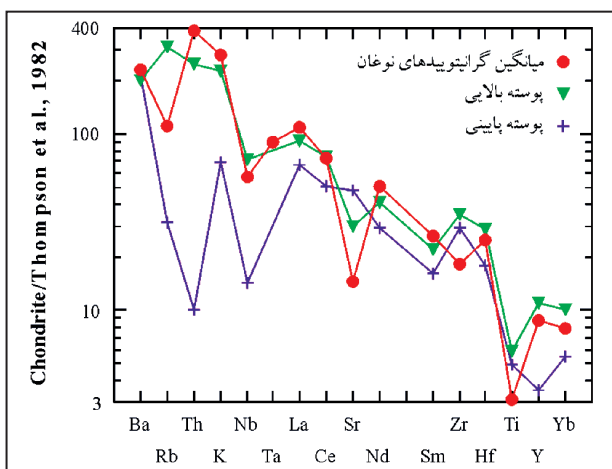
از سوی دیگر، آقاباتسی (۱۳۸۳) طبق نقشه گرانی‌سنجی موهو (Dehghani & Makris, 1983)، ستر برای پوسته حال حاضر جنوب باختری پهنه سنندج-سیرجان را ۶۰ کیلومتر عنوان کرده است و به نقل از (Dehghani & Makris 1983) گفته است که سترشدگی پوسته زاگرس مرتفع و سنندج-سیرجان، حاصل فرایند فشارشی وابسته به باز شدن دریای سرخ و برخورد قاره به قاره ایران و زاگرس است.

البته باید توجه کرد که در زمان برخورد و تشکیل مذاب‌های گرانیتوئیدی منطقه، ستر برای پوسته چه میزان بوده است. به هر حال با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی این گرانیتوئیدهای میلوئیتی شده که از نوع S به شدت پرآلومین با نسبت متوسط به بالای Al_2O_3/TiO_2 هستند، برخورد فشار بالا برای منطقه نوغان در نظر گرفته می‌شود.

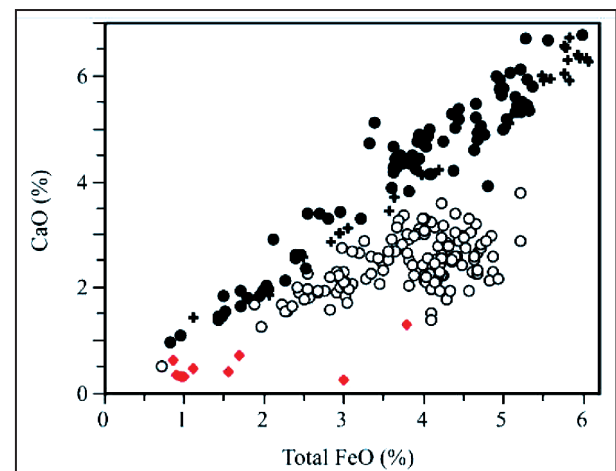
پرسشی دیگری که مطرح می‌شود این است که با توجه به گستره سنی گرانیت‌های نوع S پهنه سنندج-سیرجان، احتمال پس از برخورد بودن آنها را می‌توان مورد تأیید قرار داد یا خیر. بسیاری از زمین‌شناسان بر این باورند که برخورد پایانی دو صفحه زاگرس و ایران مرکزی، در کرتاسه پسین-پالئوسن صورت گرفته است. ولی بیشتر زمین‌شناسان بر این باورند که زمان به هم‌رسیدن و چفت‌شدگی آغازین دو صفحه ایران مرکزی و زاگرس-عربستان در اواخر کرتاسه (حدود ۷۰ میلیون سال پیش) بوده است (آقاباتسی، ۱۳۸۳). با توجه به کارهای انجام‌شده، بسیاری از گرانیت‌های پهنه سنندج-



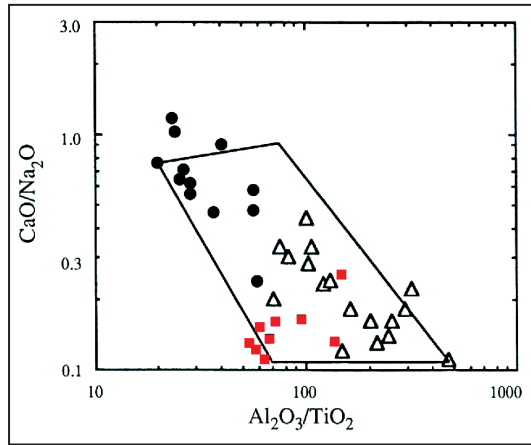
شکل ۱- موقعیت گرانیت-گرانودیوریت میلونیتی در پهنه برشی در نقشه زمین‌شناسی ساده شده از پهنه سندج- سیرجان (برگرفته از نقشه‌های گلپایگان: ۱:۲۵۰,۰۰۰ (Thiele et al., 1967) و ۱:۱۰۰,۰۰۰ (مجمل و افتخارنژاد، ۱۳۷۱)).



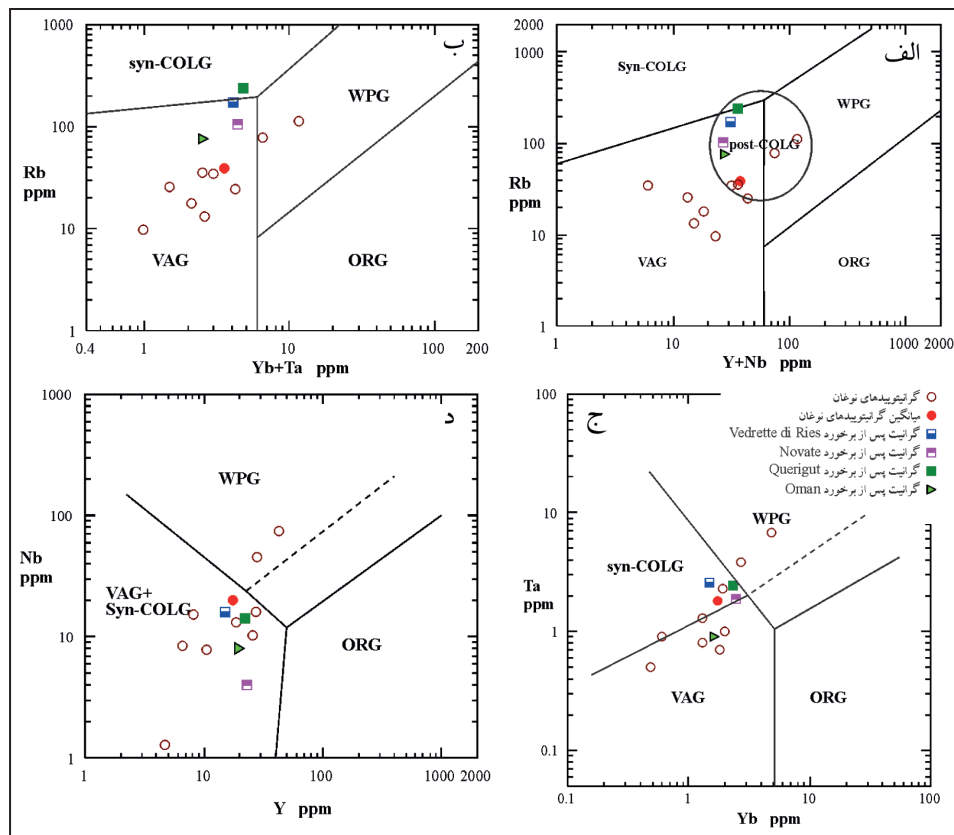
شکل ۳- نمودار میانگین گرانیتوئیدهای میلونیتی نوغان (خط- دایره سرخ) به همراه پوسته بالایی (Taylor & McLennan, 1981) و پوسته پایینی (Weaver & Tarney, 1984) که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) به‌نحی دیگر شده‌اند. (نتایج ICP گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).



شکل ۲- نمودار تمایز گرانیت‌های نوع I (دایره سیاه) و S (دایره سفید) نوار چین خورده Lachlan (Chappell & White, 2001). گرانیتوئیدهای میلونیتی نوغان (نقاط سرخ) در محدوده گرانیت‌های نوع S نمایش داده شده‌اند. (نتایج XRF (Magix_Pro) گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)

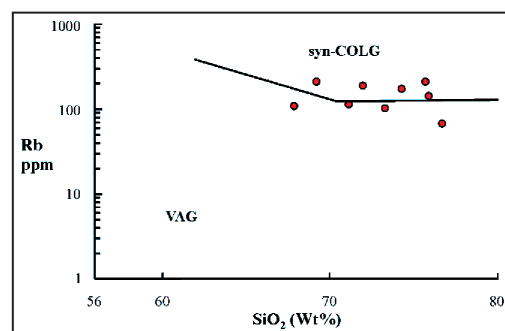


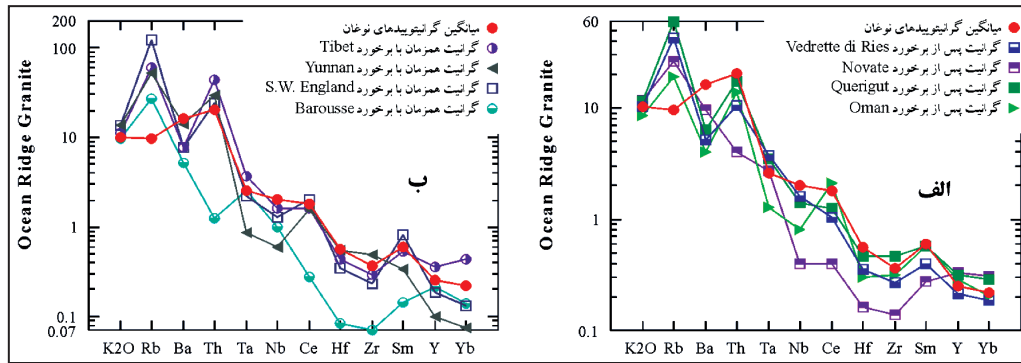
شکل ۴- نمودار توزیع گرانیته‌های به شدت پرآلومین پس از برخورد با توجه به نسبت‌های $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ به $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ بر حسب کوهزایی‌های مختلف. در اینجا فقط داده‌های کوهزایی‌های هیمالیا (مثلث‌های سفید) و نوار چین‌خورده Lachlan (دایره سیاه) آورده شده‌اند (برگرفته از Sylvester, 1998). گرانیته‌های میلونیته‌ی نوغان با مربع‌های سرخ نشان داده شده است. (نتایج XRF Magix_Pro) گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).



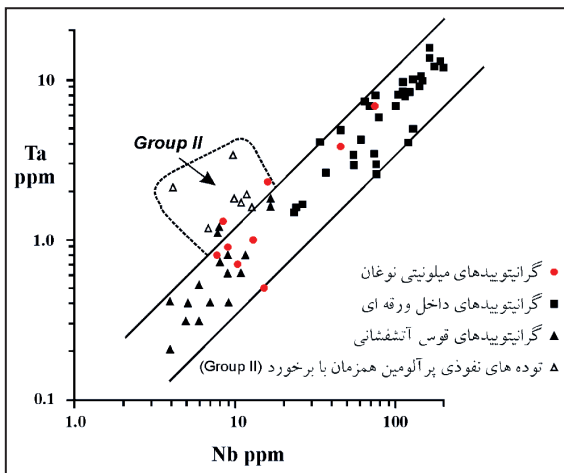
شکل ۵- توزیع نمونه‌های گرانیته‌ی نوغان (دایره‌های تو خالی) در نمودار Pearce et al. (1984) همراه با نمونه‌های گرانیته پس از برخورد به کار رفته توسط Pearce et al. (1984) و میانگین نمونه‌های گرانیته‌ی نوغان (دایره‌های سرخ) (نتایج ICP گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

شکل ۶- توزیع نمونه‌های گرانیته‌ی نوغان در نمودار Pearce et al. (1984). (نتایج XRF Magix_Pro) گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (هوشمند، ۱۳۸۹).

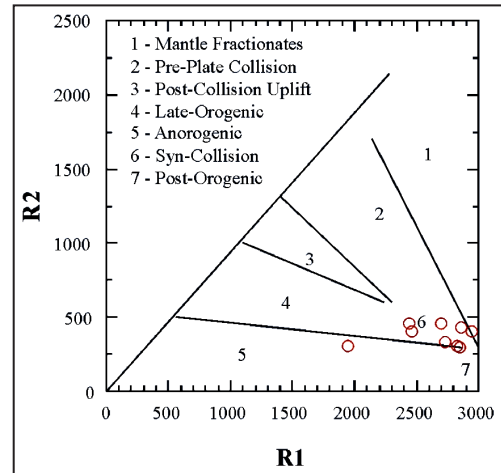




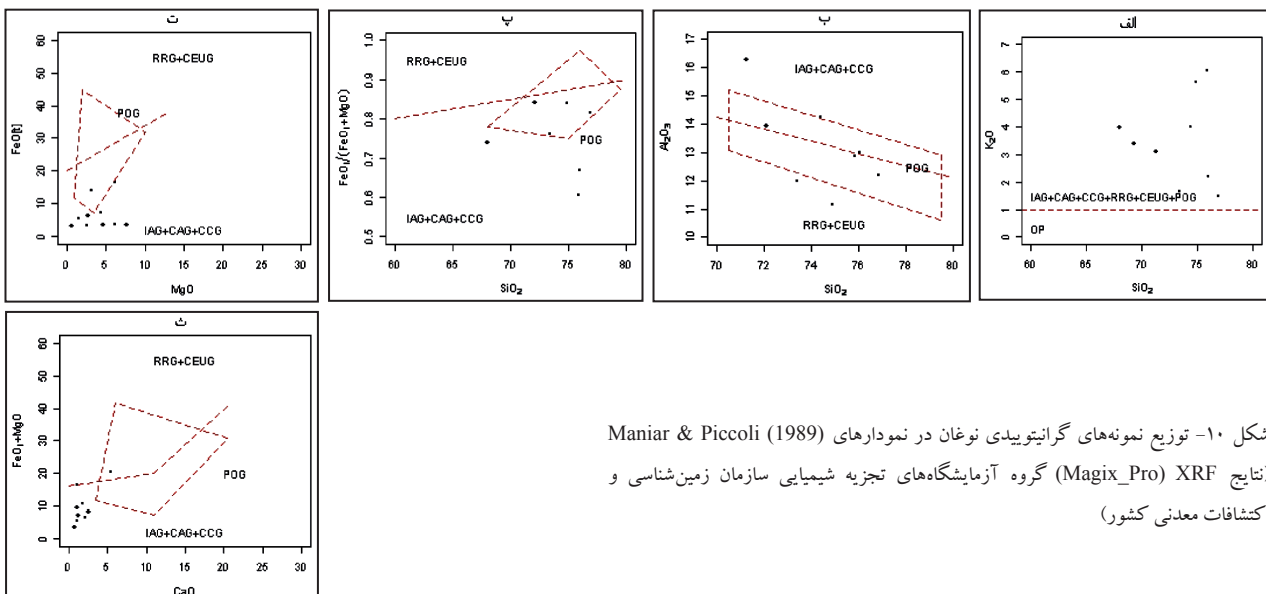
شکل ۷- نمونه‌های گرانیتویدی نوغان (دایره‌های سرخ) به‌نچار شده با گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (الف) مقایسه با گرانیت‌های پس از برخورد (ب) مقایسه با گرانیت‌های همزمان با برخورد (برگرفته از Pearce et al. (1984)). (نتایج ICP گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).



شکل ۹- توزیع نمونه‌های گرانیتویدی نوغان در نمودار Ta در برابر Nb (Harris et al., 1986) (نتایج ICP گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).



شکل ۸- توزیع نمونه‌های گرانیتویدی نوغان در نمودار Bachelor & Bowden (1985). (نتایج XRF (Magix_Pro) گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).



شکل ۱۰- توزیع نمونه‌های گرانیتویدی نوغان در نمودارهای (Maniar & Piccoli (1989) (نتایج XRF (Magix_Pro) گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

جدول ۱- ترکیب عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های گرانیتیویدی نوغان. عناصر اصلی توسط XRF (Magix-Pro) و عناصر کمیاب توسط ICP در گروه آزمایشگاه‌های تجزیه شیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تعیین شده‌اند.

Sample	19	20	22	25	8	9	11	12	13	Sample	19	20	22	25	8	9	11	12	13
<i>Major elements (wt %)</i>										<i>Trace elements (ppm)</i>									
SiO ₂	69.33	76.84	67.98	71.25	74.42	73.41	75.86	72.09	76.02	Rb	112.9	34.2	34.2	13.3	24.7	77.80	9.7	35.50	17.9
Al ₂ O ₃	17.29	12.22	18.05	16.32	14.24	11.99	12.85	13.95	12.98	Sr	510.5	114.1	157.1	60.5	111.7	357.90	44.7	162.50	81.3
Fe ₂ O _{3t}	1.05	1.22	1.88	0.98	0.95	4.21	0.84	0.90	1.71	Y	42.6	4.7	18.5	6.6	27.3	28.10	8.1	25.70	10.5
FeO _t	0.95	1.10	1.69	0.88	0.85	3.79	0.75	0.81	1.54	Zr	330.5	46.1	60.4	136.7	86.1	305.70	52.8	139.20	51.4
CaO	0.30	0.44	0.70	0.33	0.61	1.30	0.25	0.20	0.40	Nb	74.1	1.3	13	8.5	16.1	45.7	15.2	10.4	7.8
MgO	1.72	0.25	0.59	0.98	1.20	1.19	0.49	0.15	0.76	Ba	68.4	1656	1479.3	372.70	687	50.60	454.9	2114.50	167.4
Na ₂ O	3.81	5.31	2.31	4.27	2.94	4.31	2.21	2.03	3.78	La	49.1	48	25.9	18.4	66.9	40.20	19.2	57.30	11.7
K ₂ O	3.40	1.50	4.02	3.12	4.01	1.65	6.06	9.01	2.18	Ce	68.1	117.7	36.5	41.1	110.2	54	34.3	103.7	21.5
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	Nd	52.2	21.5	29.2	14.7	55.6	41.3	22.7	55.4	7.3
TiO ₂	0.13	0.19	0.79	0.31	0.10	0.37	0.14	0.24	0.19	Sm	8.3	4.4	6	2.4	7.6	5.5	3.9	7.5	4.2
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.13	0.21	0.10	0.21	0.10	0.21	0.14	Ta	6.8		1	1.3	2.3	3.8	0.5	0.7	0.8
L.O.I.	2.14	1.56	2.98	1.78	0.86	0.66	0.80	0.60	0.94	Yb	4.8	0.5	2.00	1.30	1.90	2.70	0.50	1.80	1.30
										Hf	7.2	4.7	7.60	5.90	4.90	4.60	4.30	0.60	5.20
										Ti	22225.4	593.7	532.4	863.7	1934.2	15458.3	669.2	875.4	807
										Th	42.0	7.8	10.8	10.1	18.5	30.4	6.6	12.1	12.9

کتابنگاری

- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵- پترولوژی توده‌ی گرانیتیوید بروجرد، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران، ۱۹۲ صفحه.
- بهاری‌فر، ع. ا.، ۱۳۸۳- پترولوژی سنگ‌های دگرگونی همدان، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم، ۲۱۸ صفحه.
- ثابتی، م.، ۱۳۸۹- بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتیویدی شمال بویین- میانداشت (قره‌بلطاق- معصوم‌آباد) با نگرشی به تکنونیک منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۱۷ صفحه.
- سهیلی، م.، جعفریان، م. ب. و عبدالهی، م. ر.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسمی، ح.، ۱۳۷۱- بررسی پترولوژی و زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه بویین- میانداشت (جنوب شرقی الیگودرز)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۴۰ صفحه.
- محبجل، م. و افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ گلپایگان، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- محبجل، م. و سهندی، م. ر.، ۱۳۷۸- تکامل تکنونیک پهنه سندج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن، فصلنامه علوم زمین، شماره ۳۲-۳۱، صفحات ۴۹-۲۸.
- مینایی، ا.، ۱۳۸۹- بررسی پترولوژی و ژئوشیمی مونزو- سینوگرانیت‌های پورفیریویدی بویین- میانداشت با نگرشی به تکنونیک منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۱۷ صفحه.
- ولی‌زاده، م. و.، ۱۳۷۱- پترولوژی تجربی و تکنونیک کلی (جلد دوم)، انتشارات دانشگاه تهران.
- هوشمند، س.، ۱۳۸۹- پترولوژی و پتروفابریک سنگ‌های آذرین اسیدی دگرریخته پهنه برشی نوغان (۳۰ کیلومتری جنوب باختر گلپایگان)، فصل دوم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۷ صفحه.

References

- Bachelor, R. A. & Bowden, P., 1985- Petrologic interpretation granitoid rocks series using multicatuionic parameters. *chemical geology*, 48: 43-55.
- Barbarin, B., 1996- Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24: 295-298.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R. C., Heizler, M., Ratschbacher, L., Harlavan, Y. & Tichomirova, M., 2009- Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473: 223-233.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*. 48: 489-499.
- Collins, W. J. & Richards, S. W., 2008- Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology*, 36(7): 559-562.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rock using R1-R2 diagrams and major element analyses__ its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.

- Dehghani, G. A. & Makris, J., 1983- The Gravity Field and Crustal Structure of Iran. Geological survey of Iran, Rep. No. 51: 51-68.
- Finger, F., Roberts, M. P., Haunschmid, B., Schermaier, A. & Steyrer, H. P., 1997- Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and Petrology*, 61: 67-96.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. _Eds., *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 19: 67-81.
- Koralay, O. E., Dora, O. Ö. & Chen, F., 2004- Geochemistry and Geochronology of Orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) Area, Eastern Part of the Ödemiş-Kiraz Submassif, Menderes Massif: Pan-African Magmatic Activity. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 37-61.
- Manniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Masoudi, F., 1997- Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. PhD thesis, University of Leeds, UK. 127 p.
- Masoudi, F., Yardley, B. W. D. & Cliff, R. A., 2002- Rb-Sr geochronology of pegmatites, volcanic rocks and a hornfels in the region south-west of Arak-Iran. *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*. 13(3): 249-254.
- Miashyro, A., 1961-Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*. 2: 277-311.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and settings of granitic rock. *Episodes*, 19(4): 120-125.
- 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.
- Pei, X., Li, Z., Ding, S., Feng, J., Li, R., Sun, Y., Zhang, Y. & Liu, Zh., 2009- Post-orogenic granites in Pingwu region, Northwest Sichuan: Evidence for North China block and Yangtze block collision during Triassic. *Journal of Earth Science*, 20(2): 250-273.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical.
- Rottura, A., Caggianelli, A., Campana, R. & Del Moro, A., 1993- Petrogenesis of Hercynian peraluminous granites from the Calabrian Arc, Italy. *European journal of mineralogy*, 5: 737-754.
- Schärer, U., Xu, R. H. & Allegre, C. J., 1986- U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, south Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 77: 35-48.
- Searle, M. P., Parrish, R. R., Hodges, K. V., Hurford, A., Ayres, M. W. & Whitehouse, M. J., 1997- Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya: field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *The Journal of Geology*, 105: 295-317.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Stremtan, C. C., Balica, C. & Balintoni, I., 2010- Post-collisional Variscan granites in the Danubian Domain, Romanian Southern Carpathians, *Geophysical Research Abstracts*, 12.
- Sylvester, P. J., 1998- Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45: 29-44.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1981- The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A301: 381-399.
- Thiele, O., Alavi Naini, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed Emami, K. & Zahedi, M., 1967- Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle E7. 1:250000. *Geology Survey of Iran*, 24p.
- Thompson, A. B. & Connolly, J. A. D., 1995- Melting of the continental crust: some thermal and petrologic constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15565-15579.
- Thompson, R. N., 1982- Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*. 18(1): 49-107.
- Väisänen, M., Mänttari, I., Kriegsman, L. M. & Hölttä, P., 2000- Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*, 54: 63-81.
- Von Blanckenburg, F., 1992- Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: applied to the Central-Alpine Bergell intrusion_central Europe.. *chemical geology*, 100: 19-40.
- Weaver, B. & Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310: 575-77.
- Wen, Zh., Wu, J., Guo, Zh. & Yang, P., 2008- Granite geochemistry and tectonic environments of Tianshui area in North Qinling orogenic belt. *Acta Petrologica Et Mineralogica*.
- White, A. J. R., Williams, I. S. & chappell, B. W., 1977- *Geology of the Berridale 1:100 000 Sheet (8625)*. Geological Survey of New South Wales, Sydney.
- Wu, J., Li, J., Li, T. & Li, Y., 2010- Geochemistry, Petrogenesis and Tectonic Setting of the Peraluminous Granites in the Nacheng Gold Deposit, Yongning, Guangdong. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 29(4): 364-372.
- Zen, E-an., 1988- Thermal modelling of stepwise anatexis in a thrust-thickened sialic crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 223-235.

Tectonic Setting of Strongly Peraluminous S-type Granites in Nowghan Shear Zone (Southwest Golpayegan)

M. H. Emami ¹ & S. Houshmand ^{2*}

¹ Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran

² M. Sc., Research Institute for Earth Sciences, Geological survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2011 May 31

Accepted: 2011 October 29

Mylonitic granite-granodiorites of Nowghan shear zone extend in NW-SE trend in the metamorphic rocks of the southwest Golpayegan. Different outcrops of mylonitic bodies have been studied in order to investigate the origin of granitoid rocks in Nowghan shear zone and determined their tectonic setting in Sanandaj-Sirjan zone. Field evidence, mineralogy and geochemical data suggest that the mylonitic rocks have S-type and strongly peraluminous characteristics. From the tectonic setting point of view, the granitoid bodies are of the collisional type and they formed as syn-tectonic to post-tectonic intrusions.

Keywords: Strongly Peraluminous, Nowghan Shear Zone, S-Type Granites, Syn- to Post-Collisional.

For Persian Version see pages 59 to 66

*Corresponding author: S. Houshmand; E-mail: Sima.houshmand@yahoo.com