Archive of SID

زمستان ۹۵، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۲، صفحه ۲۰۷ تا ۲۲۰

سنگ‌نگاری، منشأ و تحولات ماگمایی کمپلکس نفوذی خونرنگ، شمال باختر جیرفت، استان کرمان

سوده صدیقیان[۱]، سارا درگاهی[۲]* و محسن آروین[۳]

[۱]دانشجوی دکترا، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
[۲]استادیار، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
[۳]استاد، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۵/۲۷

چکیده

کمپلکس نفوذی خونرنگ به عنوان یکی از بزرگ‌ترین کمپلکس‌های موجود در بخش جنوبی پهنه سنندج- سیرجان، در شمال باختری شهرستان جیرفت در استان کرمان جای گرفته است. این کمپلکس از مجموعه‌ای از سنگ‌های اسیدی و حدواسط مانند دیوریت، کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و اعضای مافیک‌تر مانند هورنبلندگابرو و میکروگابرو تشکیل یافته است. مطالعات صحرایی همراه با شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که کمپلکس نفوذی خونرنگ در سری کالک‌آلکالن جای می‌گیرد و اعضای فلسیک این مجموعه از نوع متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس و از نوع I هستند. نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه، غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Cs، Rb و K و نیز کاهیدگی از عناصر با قدرت یونی زیاد (HFSE) مانند Ta، Ti و Nb را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های اصلی ماگماهای مرتبط با فرورانش است. بر پایه شواهد ژئوشیمیایی، به نظر می‌رسد بخش مافیک در اثر ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده رخ داده باشد؛ اما بخش فلسیک در اثر ذوب سنگ‌های متابازیک پوسته زیرین به‌علت تزریق ماگماهای مافیک مشتق از گوشته ایجاد شده است. تشکیل این سنگ‌ها می‌تواند به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی، در یک محیط کمان آتشفشانی بوده باشد.

کلیدواژه‌ها: توده نفوذی، پهنه سنندج- سیرجان، کمان آتشفشانی، نوتتیس، کرمان.

***نویسنده مسئول:** سارا درگاهی
E-mail: s.dargahi@uk.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

پهنه سنندج- سیرجان یک پهنه باریک به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و به‌طور میانگین عرض ۱۵۰ کیلومتر، از شمال باختر تا جنوب خاور ایران گسترش یافته است (Mohajjel and Fergusson, 2000). این پهنه در حقیقت سرزمینی چندفازی است که چندین دوره تغییرشکلی، دگرگونی و فعالیت ماگمایی را در طول زمان تجربه کرده است (Mohajjel et al., 2003; Hassanzadeh et al., 2008). در این پهنه، سنگ‌های دگرگونی شامل انواع شیست، مرمر، ماسه‌سنگ‌های دگرگونه تولید شده از پروتولیت‌های مختلف به همراه توده‌های نفوذی بسیار حضور دارند. توده‌های نفوذی گرانیتوییدی موجود در این پهنه ساختاری از دید سنی متغیر هستند؛ اما در بسیاری از موارد سن ژوراسیک تا پالئوسن را برای بیشتر این توده‌ها در نظر می‌گیرند (Shahbazi et al., 2010). کمپلکس نفوذی خونرنگ یکی از این مجموعه‌های نفوذی را تشکیل می‌دهد که با توجه به مطالعات صورت‌گرفته توسط (Dimitrijevic, 1973) و ارتباطات موجود با سنگ‌های همبر، سن ژوراسیک میانی را به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۱ الف). از آنجا که تشکیل توده‌های نفوذی موجود در پهنه سنندج- سیرجان بیشتر در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی است؛ بررسی این کمپلکس می‌تواند ابهامات زمین‌شناسی زیادی را در مورد چگونگی تکامل بخش جنوبی پهنه سنندج- سیرجان در زمان مزوزوییک ارائه کند. بنابراین در این مطالعه سعی شده است تا با بررسی دقیق سنگ‌شناسی و روابط بافتی موجود در نمونه سنگ‌های تشکیل‌دهنده این مجموعه نفوذی و نیز با تکیه بر مطالعات ژئوشیمیایی حاصل از بررسی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب آن، جایگاه زمین‌ساختی و منشأ این کمپلکس نفوذی آشکار شود.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

کمپلکس نفوذی خونرنگ یکی از بزرگ‌ترین مجموعه‌های نفوذی موجود در پهنه سنندج- سیرجان، با مساحتی در حدود ۱۳۳ کیلومترمربع، از دید جغرافیایی در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال باختری شهرستان جیرفت در استان کرمان، حدفاصل طول‌های جغرافیایی ′۳۵ °۵۷ تا ′۴۱ °۵۷ خاوری و عرض‌های جغرافیایی ′۵۱ °۲۸ تا ′۵۸ °۲۸ شمالی قرار گرفته است. این کمپلکس بر پایه زیرتقسیمات ارائه شده توسط Dimitrijevic (1973) در نوار اسفندقه- سیزواران جای گرفته است. در شکل ۱ الف موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه روی نقشه زمین‌شناسی ایران نشان داده شده است.

۳- روابط صحرایی

کمپلکس بیضوی شکل بزرگ خونرنگ با سن ژوراسیک میانی شامل مجموعه‌ای از توده‌های مافیک و فلسیک است. این کمپلکس نفوذی از سوی باختر و شمال باختری، در جوار مجموعه رسوبی- دگرگونی، متشکل از انواع گسترده‌ای از کنگلومراها، ماسه‌سنگ‌ها، فیلیت‌ها و شیست‌ها قرار می‌گیرد. این مجموعه رسوبی- دگرگونی بر پایه روابط چینه‌نگاری، به تریاس نسبت داده می‌شود (Dimitrijevic, 1973). همبری کمپلکس نفوذی مورد مطالعه با این مجموعه رسوبی- دگرگونی از نوع تزریقی است؛ به گونه‌ای که در محل تماس، تزریقاتی از کمپلکس نفوذی همراه با رگه‌های آپلیتی بسیار درون مجموعه رسوبی- دگرگونی گسترش یافته‌اند. همچنین، در این مرزهای تماس، قطعات زنولیت از جنس سنگ‌های همبر، درون کمپلکس نفوذی به دام افتاده‌اند. در بخش خاوری منطقه، وجود گسل سیزواران، این کمپلکس نفوذی را در مجاورت سنگ‌های آتشفشانی متعلق به کمپلکس بحرآسمان با سن ائوسن و توده‌های نفوذی جبال بارز با سن الیگومیوسن قرار می‌دهد که هر دو متعلق به مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر هستند. این گسل فعال با امتداد شمال باختر- جنوب خاور که فعالیت آن تا به امروز ادامه داشته است، روند همه ساختارهای موجود در این ناحیه را متأثر ساخته است (عباس‌نژاد، ۱۳۹۱). رخنمون سنگ‌های تشکیل‌دهنده این توده نفوذی در بخش جنوب- جنوب خاوری، به وسیله رسوبات کواترنری پوشانده می‌شود (شکل ۱ ب؛ Dimitrijevic, 1973).

به‌طور کلی در مشاهدات صحرایی، کمپلکس نفوذی خونرنگ بیشتر دارای رنگ خاکستری تیره تا کرم روشن است؛ اما به دلیل وجود هوازدگی حاکم بر منطقه و گسترش ورنی صحرایی، با رنگ خاکستری تا قهوه‌ای تیره در صحرا دیده می‌شود.

www.SID.ir

Archive of SID

مجموعه سنگ‌های فلسیک تشکیل دهنده کمپلکس خونرنگ، بیشتر شامل گرانودیوریت و گرانیت لوکوکراتیک همراه با مقادیر محدودی از سنگ‌های دیوریتی است که به‌وسیله یک فاز فرعی مافیک با ترکیب گابرویی مزوکراتیک تا ملانوکراتیک همراهی می‌شود. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های مافیک دارای پراکندگی بسیار کمتر از فاز فلسیک هستند و بیشتر در حاشیه کمپلکس نفوذی دیده می‌شوند (شکل ۱ ب). تماس فاز فلسیک و مافیک به‌صورت ماگمایی و در مواردی پوشیده است (شکل‌های ۲ الف و ب). وجود شواهدی مانند مرز ماگمایی نامنظم فاز فلسیک و مافیک همراه با وجود مناطق حدواسط در محل تماس، دربرگیری بخش‌های مافیک به وسیله فاز فلسیک و بالعکس همگی از نشانه‌های همزیست بودن این دو فاز ماگمایی در منطقه خونرنگ هستند (شکل‌های ۲ ج و د). همچنین در بخش‌های مختلف این کمپلکس، قطعات زنولیت متعلق به مجموعه رسوبی دگرگونی همجوار که بیشتر در حد رخساره آلبیت اپیدوت تا هورنبلند هورنفلس دگرگون شده‌اند و همچنین آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک به رنگ تیره با ترکیب دیوریت تا کوارتزدیوریت، به‌صورت گردشده تا نیمه گردشده و با ابعادی از حدود ۵ سانتی‌متر تا یک متر دیده می‌شود.

۴- سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، کمپلکس نفوذی خونرنگ شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک (هورنبلندگابرو و میکروگابرو) و فلسیک (میکرودیوریت، کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت) است. در ادامه این مجموعه سنگی به تفکیک تشریح خواهد شد.

۴- ۱. توده‌های نفوذی مافیک

توده‌های مافیک کمپلکس نفوذی خونرنگ بر پایه مطالعات میکروسکوپی از کانی‌های پلاژیوکلاز (به‌طور میانگین ۴۸ درصد)، کلینوپیروکسن (به‌طور میانگین ۱۰ درصد) هورنبلند (به‌طور میانگین ۳۰ درصد) و کدر (به‌طور میانگین ۱۲ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۳ و ۴ الف و ب). بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، به شکل تخته‌ای در این سنگ‌ها حضور دارند و فراوان‌ترین کانی روشن در این گروه سنگی را تشکیل می‌دهند. این بلورها ماکل پلی‌سنتتیک، کارلسباد آلبیت و در برخی موارد پدیده‌های ناتعادلی مانند منطقه‌بندی و حاشیه‌های تحلیل یافته دارند. پلاژیوکلازها بر پایه زاویه خاموشی خود در محدوده لابرادوریت قرار می‌گیرند (زاویه خاموشی ۲۱ تا ۲۷ درجه)؛ اما در برخی موارد ترکیب آنها به سوی بیتونیت گسترش می‌یابد. سوسوریتی شدن، دگرسانی چهره این بلورهاست. بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر از حواشی در حال تبدیل شدن به هورنبلند هستند و در بیشتر موارد این تبدیل به‌صورت به نسبت کامل رخ داده است (شکل ۴ الف). گاهی دربرداری‌هایی از کانی‌های دیگری همچون پلاژیوکلاز، آپاتیت و کدر نیز در این بلورها دیده می‌شود. مطالعه مقاطع نازک صیقلی نشان می‌دهد که کانی‌های کدر موجود در این سنگ‌ها بیشتر مگنتیت هستند و با آپاتیت همراهی می‌شوند. این توده‌های نفوذی دانه‌متوسط تا دانه‌درشت هستند و بافت اصلی گرانولار نیمه‌شکل‌دار غیرهمسان‌دانه و بافت‌های فرعی پورفیریتیک، افیتیک و ساب‌افیتیک دارند. کانی‌های آپاتیت با اشکال سوزنی خود عمومی‌ترین کانی فرعی موجود در توده‌های نفوذی مافیک منطقه مورد مطالعه هستند.

۴- ۲. توده‌های نفوذی فلسیک

توده‌های نفوذی فلسیک از کانی‌های پلاژیوکلاز (به‌طور میانگین ۴۲ تا ۴۶ درصد به جز در گرانیت ۲۲ درصد)، فلدسپار پتاسیم (به‌طور میانگین در میکرودیوریت، کوارتزدیوریت و تونالیت در حدود ۰ تا ۳ درصد؛ گرانودیوریت ۱۲ درصد؛ گرانیت ۳۶ درصد)، کوارتز (به‌طور میانگین میکرودیوریت کمتر از ۳ درصد؛ کوارتزدیوریت در حدود ۱۰ درصد؛ تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت ۲۰ تا ۲۳ درصد)، هورنبلند (به‌طور میانگین میکرودیوریت ۲۸ درصد؛ کوارتزدیوریت ۱۷ درصد؛ تونالیت ۱۳ درصد؛ گرانودیوریت ۷ درصد؛ گرانیت ۴ درصد)، بیوتیت (به‌طور میانگین میکرودیوریت ۵ درصد؛ کوارتزدیوریت ۱۳ درصد؛ تونالیت ۱۲ درصد؛ گرانودیوریت ۸ درصد؛ گرانیت ۳ درصد) و کانی‌های کدر (بیشینه ۸ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل ۳). افزون بر موارد یاد شده در سنگ‌های منطقه، کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن و اسفن نیز دیده می‌شود. این توده‌های سنگی دانه‌متوسط تا دانه‌درشت هستند و بافت کلی گرانولار نیمه‌شکل‌دار غیرهمسان‌دانه دارند. افزون بر این، بافت‌های فرعی گلومروپورفیری، پورفیریتیک و پویکیلیتیک از جمله بافت‌های دیگری هستند که گاه در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۴ ج تا و). کلریت، اپیدوت، سریسیت و کلسیت کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند.

در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر دارای ماکل پلی‌سنتتیک، کارلسباد آلبیت و پریکلین هستند و معمولاً بافت‌های ناتعادلی مانند منطقه‌بندی، غربالی و حواشی تحلیل‌یافته نشان می‌دهند (شکل ۴ ج). ترکیب کلی این بلورها بسته به نوع سنگ در حد آندزین تا لابرادوریت (با زاویه خاموشی ۱۷/۵ تا ۲۶) تغییر می‌کند. در این سنگ‌ها معمولاً می‌توان میرمکیتی شدن را در نزدیکی مرزهای تماسی بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپارپتاسیم دید. با وجود نظریات مختلف در مورد گسترش بافت میرمکیتی Rong (2009) چنین نتیجه‌گیری می‌کند که میرمکیت باید در اثر جانشینی قطعات کوچکی از فلدسپار پتاسیم توسط پلاژیوکلاز میرمکیتی و در اثر عملکرد سیال‌های سدیک دارای مقادیر محدودی کلسیم رخ داده باشد. در بسیاری از حالات بلورهای پلاژیوکلاز سرشار از دربرداری‌هایی چون دانه‌های ریز آمفیبول، بیوتیت، کانی‌های کدر و کانی‌های زیرکن، آپاتیت و نیز اسفن هستند. گاه این بلورها سریسیتی شده‌اند. بلورهای ارتوکلاز و گاه میکروکلین، با فرم تخته‌ای، بی‌شکل و اندازه‌هایی بیشتر ریز و گاه متوسط در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. ماکل کارلسباد و گاهی شطرنجی، پرتیت نوع رگه‌ای نامنظم و نیز بافت پویکیلیتیک از عوارض موجود در فلدسپارهای پتاسیم است (شکل ۴ د). دگرسانی در این بلورها بیشتر از نوع سریسیتی و کائولینیتی است. بلورهای کوارتز در اندازه‌های متفاوت، فضای میان دیگر بلورها را پر کرده‌اند. تشکیل حواشی مضرس و خاموشی موجی در برخی از این بلورها، می‌تواند در نتیجه افزایش فشار در مناطق برشی و گسلی باشد.

بلورهای هورنبلند با فرم کشیده و با اشکال نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، در این توده‌ها دیده می‌شوند. وجود ماکل ساده و گاهی مکرر و نیز بافت پویکیلیتیک از مواردی است که در بلورهای آمفیبول دیده می‌شود (شکل ۴ ه). کانی‌هایی همچون بیوتیت، کدر، زیرکن، اسفن، کوارتز و پلاژیوکلاز به‌صورت دربرداری در این بلورها دیده می‌شوند. بلورهای بیوتیت با فرم صفحه‌ای، بیشتر در اندازه متوسط تا درشت در این سنگ‌ها حضور دارند. وجود خمش و انحنای به وجود آمده و گاه حتی وجود چین‌های ریز که در برخی از این بلورها دیده می‌شود، می‌تواند نشانگر وجود فشارهای اعمال شده در هنگام جایگیری توده نفوذی بوده باشد (درگاهی، ۱۳۸۶). این کانی‌های تیره معمولاً توسط کانی‌های ثانویه‌ای چون کلریت، اپیدوت، اکسیدآهن و اسفن ثانویه و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند (شکل ۴ و).

۵- روش بررسی

برای انجام این پژوهش، در ابتدا مطالعات کتابخانه‌ای، عملیات صحرایی و نمونه‌برداری انجام و سپس از میان ۲۸۰ نمونه سنگی برداشت شده، ۲۰۰ مقطع نازک تهیه شد. در ادامه، ۲۶ نمونه بر پایه بیشترین گوناگونی ترکیب سنگی و کمترین میزان دگرسانی جدا و به آزمایشگاه ALS-Chemex در کشور کانادا برای انجام تجزیه شیمیایی عناصراصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS فرستاده شد. سپس با رسم داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی روی نمودارهای سنگ‌شناسی با استفاده از نرم‌افزارهای Igpet 2007 و GCDKit 3.2، تجزیه و تحلیل‌های پایانی در ارتباط با منطقه مورد مطالعه صورت گرفت.

۶- ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی

۶- ۱. توده‌های نفوذی مافیک

توده‌های نفوذی مافیک منطقه مورد مطالعه دارای محدوده SiO_2 میان ۴۳/۴ تا

www.SID.ir

Archive of SID

۵۱/۵ درصد و Al_2O_3 میان ۱۵/۸۵ تا ۲۲/۷ درصد هستند (جدول ۱). مقادیر K_2O این نمونه‌ها از ۰/۱۹ تا ۰/۶۶ تغییر می‌کند و در محدوده مقادیر پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). در نمودار TAS (Middlemost, 1994) نمونه‌های مافیک از گابرو تا گابرودیوریت و در محدوده سری ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). این نمونه‌ها با محدوده #Mg از ۰/۴۷ تا ۰/۶۷ در نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971) در محدوده انتقالی میان سری تولئیتی و کالک‌آلکالن جای می‌گیرند (شکل ۶).

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های مافیک با گوشته اولیه Sun and McDonough (1989) نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبی آنها از عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILE) و تهی‌شدگی نسبی از عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE) مانند Zr، Nb و Ti است (شکل ۷ الف) که این مسئله نشان‌دهنده یک محیط مرتبط با کمان برای گسترش این سنگ‌های مافیک است. همچنین بی‌هنجاری مثبت Sr دیده شده برای بیشتر نمونه‌ها را می‌توان به وجود بلورهای پلاژیوکلاز کومولایی نسبت داد (Dokuz et al., 2006). مطالعه الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Sun and McDonough, 1989) نیز غنی‌شدگی نسبی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE را نشان می‌دهد و در برخی از نمونه‌ها نیز بی‌هنجاری مثبت ناچیزی ازEu مشهود است (شکل ۷ ب؛ جدول ۱). این بی‌هنجاری مثبت Eu نشان‌دهنده فراوانی نسبی بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌هاست. همچنین استفاده از نمودار تشخیصی Ta/Hf در برابر Th/Hf (Schandl and Gorton, 2002) به خوبی تأییدی بر مرتبط با کمان بودن نمونه‌های مافیک است (شکل ۸).

۶– ۲. توده‌های نفوذی فلسیک

نمونه‌های فلسیک مربوط به کمپلکس نفوذی خونرنگ محدوده‌ای میان ۵۲/۸ تا ۷۶/۳ درصد SiO_2 را به خود اختصاص داده‌اند (جدول ۱). این نمونه‌ها نیز بر پایه شکل ۵ ب، به سری ماگمایی ساب‌آلکالن تعلق دارند و با داشتن #Mg در محدوده میان ۰/۲۹ تا ۰/۵۰، در نمودار AFM و نمودار K_2O در برابر SiO_2، در محدوده کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل‌های ۵ الف و ۶). بر پایه شاخص اشباع آلومینیم (Shand, 1943)، نمونه‌های فلسیک مربوطه دارای ویژگی متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس هستند و در نمودار Villaseca et al. (1998) نیز در محدوده گرانیتوییدهای پرآلومینوس پایین و متاآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل‌های ۹ الف و ب). این امر با توجه به حضور کانی‌های اصلی تیره هورنبلند ± پیروکسن ± بیوتیت و نبود کانی‌های غنی از آلومینیم مانند کوردیریت، توپاز، گارنت، اسپینل و کروندم قابل انتظار است. ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز به دلیل ناهمگنی سنگ منشأ از دید درصد آب (Waight et al., 1998) و نیز جدایش بلورهای هورنبلند در طی روند تفریق (Zen, 1986) می‌تواند دلیلی بر تمایل برخی از نمونه‌ها به محدوده پرآلومین باشد. این نمونه‌ها در نمودار Whalen et al. (1987) ویژگی‌های گرانیتوییدهای نوع I و S تفریق نیافته (OGT=Unfractionated Granite) را نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۰ الف و ب). فراوانی کانی‌های تیره بیوتیت و هورنبلند و نیز کانی‌های فرعی اسفن و مگنتیت در نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه نیز این مسئله را تأیید می‌کند (Liu et al., 2009؛ Kibici et al., 2010). همچنین، روند افزایشی Y و Th در برابر Rb روند تکاملی خاص گرانیت‌های نوع I است که در این نمونه‌های سنگی دیده می‌شود (Liu et al. 2009؛ شکل‌های ۱۱ الف و ب).

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های فلسیک کمپلکس نفوذی خونرنگ با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده غنی‌شدگی در عناصری مانند U، K، Rb و Sr و تهی‌شدگی نسبی در برخی عناصر HFS مانند P، Ta، Nb و Ti است (شکل ۱۲ الف). تهی‌شدگی Nb-Ta-Ti از مشخصه‌های گرانیتوییدهای نوع I و مرتبط با حواشی فعال قاره‌ای است که احتمالاً به دلیل باقی ماندن فازهای تیتانیم‌دار و یا آمفیبول در محل منشأ است (Yogodzinski et al., 1995؛ Christiansen and Keith, 1996; Zhang et al., 2014). الگوی عناصر REE بهنجارشده با کندریت در نمونه‌های فلسیک منطقه تقریباً مشابه هستند (شکل ۱۲ ب). در همه این نمونه‌ها غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE دیده می‌شود و بی‌هنجاری Eu از مقادیر منفی تا مقادیر مثبت به‌صورت جزیی تغییر می‌کند (شکل ۱۲ ب). بی‌هنجاری منفی Eu نیز از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکالن است (Iannizzotto et al., 2013) و می‌توان آنها را به محیط‌های فرورانش مرتبط دانست (Bea et al., 2011; Dong et al., 2013).

استفاده از نمودارهای متمایزکننده برای تعیین محیط زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه نیز نتایج مشابهی به دست می‌دهد؛ به‌گونه‌ای که در نمودار Schandl and Gorton (2002) سنگ‌ها همگی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۸). در نمودارهای Pearce et al. (1984) و Harris et al. (1986) نیز نمونه‌های فلسیک کمپلکس خونرنگ در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل‌های ۱۳ الف و ب). استفاده از نمودار Bachelor and Bowden (1985) نیز مشابه با دیگر نمودارها، محیط زمین‌ساختی پیش از برخورد را پیشنهاد می‌کند (شکل ۱۳ ج). در نمودار Brown et al. (1984) نیز پایین بودن نسبت Rb/Zr در برابر میزان Nb مشخصه کمان‌های حاشیه قاره‌ای نابالغ است (شکل ۱۳ د).

۷– پتروژنز

۷– ۱. توده‌های نفوذی مافیک

در ارتباط با منشأ فاز مافیک موجود در کمپلکس نفوذی خونرنگ به نظر می‌رسد که به دلیل داشتن میزان بالای MgO و نیز غلظت‌های تقریباً بالای LILE/HFSE نسبت به گوشته اولیه (شکل ۷ الف)، وجود یک منشأ گوشته‌ای محتمل باشد که در مراحل بعدی دگرسان شده است. عموماً چنین منبعی برای ماگماهای مرتبط با فرورانش دور از انتظار نیست (Pearce and Peate, 1995). محل این منشأ به احتمال زیاد در گوه گوشته‌ای در بالای تیغه فرورونده قرار دارد (Stolper and Newman, 1994). میزان غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند K، Ba و Rb نیز می‌تواند دلیلی بر وجود یک منبع گوشته‌ای غنی شده در اثر سازنده‌های در ارتباط با فرورانش در زیر پوسته قاره‌ای (گوشته متاسوماتیسم‌شده) به عنوان محل منشأ ماگمای مادر سنگ‌های مافیک موجود در منطقه مورد مطالعه باشد. تهی نشدن HREEها در نمونه‌ها و نیز میزان پایین نسبت (La/Yb)n (به‌طور میانگین در حدود ۲) (Thompson et al., 1984) وجود منشأ در ژرفاهای بیرون از قلمرو پایداری گارنت (ژرفای کمتر از ۷۰ کیلومتر) را تأیید می‌کند (Dokuz et al., 2006؛ شکل ۷ ب). در محیط‌های مرتبط با فرورانش، پیش از شروع ذوب، منشأ گوشته‌ای در عناصری چون Ta، Nb و Ti تهی است؛ در حالی که سیال‌های دگرسان‌کننده مشتق شده از تیغه فرورانده شده با میزان بالای عناصر LIL به سوی گوه گوشته‌ای بالا می‌روند مقادیر بالای نسبت‌های Ba/Nb، Th/Nb و U/Nb در سنگ‌های مافیک نشان می‌دهد که منبع تشکیل‌دهنده مذاب بازالتی این سنگ‌ها به شدت توسط سیال‌های حاصل از تیغه فرورانده شده تحت تأثیر قرار گرفته است (Ledneva et al., 2006) (جدول ۱). گفتنی است که توجه به ترکیب شیمیایی نمونه SS-11 به عنوان غیرتفریق‌یافته‌ترین نمونه مافیک که با بالاترین عدد منیزیم همراه با میزان SiO_2 کم و نبود بی‌هنجاری مشخص Eu نمود می‌یابد، نشان می‌دهد که ترکیب بخش مافیک نسبت به ماگمای مادر مشتق از گوشته تا حدودی تصحیح شده است؛ چرا که در این نمونه میزان Al_2O_3 نزدیک به ۲۰ درصد وزنی است و این میزان بالای Al_2O_3 با مذاب‌های مادر بازی (Al_2O_3 کمتر از ۱۵ درصد وزنی) در تعادل با منبع گوشته‌ای ناسازگار است (Dokuz et al., 2006). به نظر می‌رسد جدایش فازهای فقیر از Al_2O_3 مانند الیوین و ارتوپیروکسن در طی تبلور تفریقی، مسئول افزایش Al_2O_3 و تغییر ترکیب ماگمای مافیک بوده باشد. کاهش محتوای MgO همراه با افزایش تدریجی میزان شیب عناصر خاکی کمیاب به موازات افزایش SiO_2 در بخش مافیک مجموعه نفوذی خونرنگ نیز رخداد تبلور تفریقی هر چند محدود را در سنگ‌های گابرویی تأیید می‌کند (جدول ۱).

www.SID.ir

Archive of SID

۷– ۲. توده‌های نفوذی فلسیک

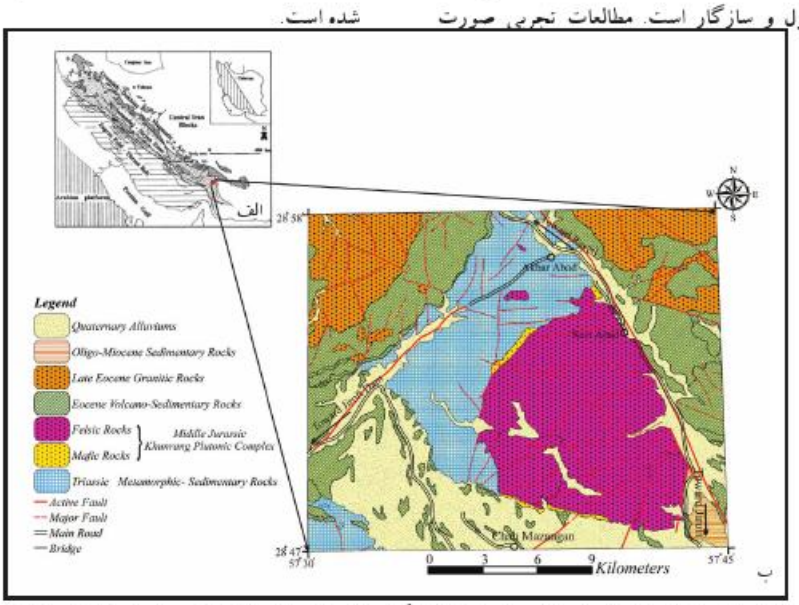
به‌طور کلی دو سری مدل درون‌پوسته‌ای و برون‌پوسته‌ای در مورد منشأ ماگماهای فلسیک مرتبط با کمان بر پایه محل تولید ماگما پیشنهاد شده است. در مدل‌های درون‌پوسته‌ای، تشکیل ماگماهای اسیدی سازنده باتولیت‌های گرانیتی به علت ذوب پوسته زیرین در اثر تزریق ماگماهای بازی مشتق از گوشته و یا بالا آمدن گوشته و انفصال ورقه‌ای رخ خواهد داد؛ اما در مدل‌های برون‌پوسته‌ای منشأ ماگماهای مادر آندزیتی تولید کننده باتولیت‌های اسیدی خارج از پوسته است که در این شرایط فرایندهای درون گوشته بیشتر مدنظر است که ناشی از ذوب و یا واکنش مواد فرورانده شده در مناطق فرورانش هستند. از جمله این فرایندها می‌توان به واکنش میان مذاب‌های مشتق از تیغه فرورو با پریدوتیت گوشته‌ای و تولید ماگماهای آندزیتی غنی از منیزیم و همچنین تفریق ماگمای آندزیتی اشاره کرد که خود از تفریق پیشین یک بازالت پیکریتی مرطوب مشتق از گوشته حاصل شده است (Castro, 2014). به باور Liu et al. (2009) نیز ترکیبات گرانیتوییدی کالک‌آلکالن نوع I معمولاً یا از ذوب بخشی منبع آذرین مافیک تا حدواسط و یا به وسیله روند گسترش یافته‌ای از فرایند AFC از ماگماهای مادر بازالتی مشتق شده از گوشته به وجود می‌آیند.

از آنجا که بخش فلسیک مجموعه نفوذی خونرنگ حجم زیادی از کل منطقه را در قیاس با نمونه‌های مافیک‌تر به خود اختصاص داده است؛ بنابراین شکل‌گیری توده‌های فلسیک در اثر تفریق ماگمای بازی منطقی به نظر نمی‌رسد و به نظر می‌آید باید منشأ سنگ‌های فلسیک را در مجموعه مدل‌های درون پوسته‌ای جستجو کرد. در نمودار MgO در برابر برخی عناصر اصلی و فرعی (شکل ۱۴)، به خوبی تمایز میان بخش فلسیک و مافیک مشهود است که این مسئله نشان‌دهنده الزام دخالت یک فرایند اضافی برای تولید بخش فلسیک است. همچنین نبود بی‌هنجاری منفی مشخص Eu در نمونه‌های حدواسط که کم تفریق‌یافته‌ترین فاز فلسیک به شمار می‌روند نیز از دیگر شواهد اشتقاق نیافتن فاز فلسیک از تفریق فاز مافیک است (Dokuz et al, 2006). وجود آنکلاوهایی از جنس سنگ‌های مافیک درون سنگ‌های فلسیک هم می‌تواند دلیل دیگری بر اشتقاق نیافتن فاز فلسیک از مافیک در اثر تفریق باشد.

به منظور تعیین منشأ بهتر نمونه‌های سنگی فلسیک مربوط به توده گرانیتوییدی خونرنگ از نمودار مولار $Al_2O_3/MgO+FeO$ در برابر مولار $CaO/MgO+FeO$ و نیز مولار $TiO_2+Fe_t+MgO+Na_2O+K_2O$ در برابر مولار $Na_2O+K_2O/Fe_t+MgO+TiO_2$ (شکل‌های ۱۵ الف و ب) استفاده شد. با توجه به این نمودارها، ذوب یک سنگ آمفیبولیتی مانند آنچه که در بخش‌های زیرین پوسته قاره‌ای دیده می‌شود، برای تشکیل این سنگ‌ها قابل قبول و سازگار است. مطالعات تجربی صورت گرفته روی ذوب بخشی سنگ‌های عمومی پوسته‌ای نیز نشان می‌دهد که یک ماگمای گرانیتوییدی نوع I می‌تواند به دلیل ذوب بخشی آب‌دار سنگ‌های کالک‌آلکالن بازالتی تا حدواسط دگرگون شده درون پوسته تولید شود (Roberts and Clemens, 1993). بر این اساس به نظر می‌رسد که بخش فلسیک احتمالاً در اثر نفوذ ماگماهای بازی به درون پوسته زیرین در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای و در نتیجه ذوب سنگ‌های متابازیک موجود در پوسته زیرین رخ داده باشد. گفتنی است که با توجه به همزیستی ماگماهای بازی و اسیدی، احتمال آمیختگی و گسترش ماگماهای هیبریدی را نیز نباید نادیده گرفت؛ زیرا گسترش پدیده‌های ناتعادلی مانند منطقه‌بندی نوسانی و همین‌طور بافت غربالی در پلاژیوکلازهای موجود در فاز فلسیک می‌تواند در اثر آمیختگی ایجاد شده باشد. حضور آنکلاوهای میکروگرانولار در بخش فلسیک نیز نشانه‌ای دیگر از این آمیختگی است (Boztug et al., 2007; Cheng et al., 2012).

۸– نتیجه‌گیری

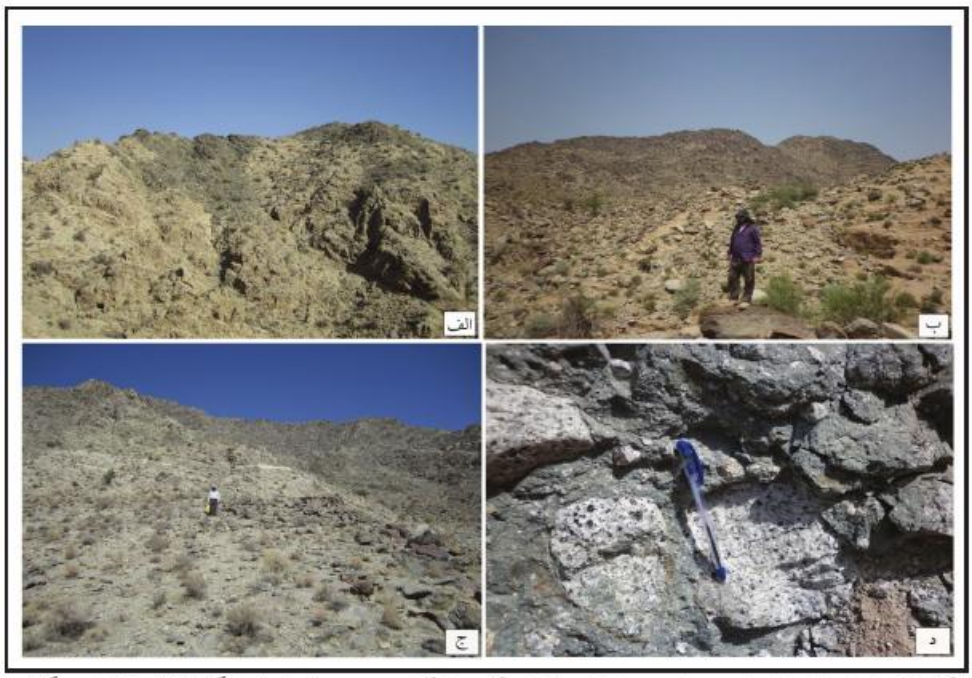
مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که کمپلکس نفوذی خونرنگ با ماهیت کالک‌آلکالن از مجموعه‌ای از توده‌های مافیک و فلسیک همزمان شامل هورنبلندگابرو، میکروگابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت تشکیل شده است. مطالعات ژئوشیمیایی صورت گرفته روی نمونه‌های مافیک و فلسیک توده نفوذی خونرنگ نشان می‌دهد مذاب فلسیک، از نوع I با خاصیت متالومینوس تا کمی پرآلومینوس می‌باشد. الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبی نمونه‌ها از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS در بیشتر نمونه‌هاست. این مسئله همراه با استفاده از نمودارهای تشخیصی گوناگون، نشان از شکل‌گیری منطقه مورد مطالعه در یک محیط کمان آتشفشانی است. بر این اساس به نظر می‌رسد که مجموعه نفوذی خونرنگ، احتمالاً در یک حاشیه فعال قاره‌ای در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی گسترش یافته باشد؛ به‌طوری که در اثر ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در پهنه فرورانش، ماگماهای بازی تولید و سپس این ماگماهای مشتق از گوشته به درون قاعده پوسته زیرین نفوذ و سبب ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازیک پوسته زیرین و گسترش ماگمای فلسیک شده‌اند. در ادامه، آمیختگی میان این دو ماگمای همزیست مافیک و فلسیک، سبب گسترش بافت‌های ناتعادلی و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک شده است.



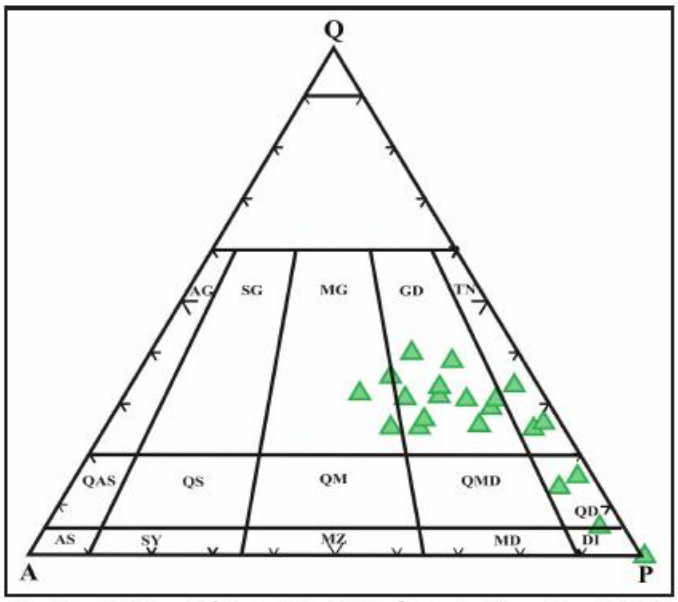
شکل ۱- الف) موقعیت کمپلکس نفوذی خونرنگ روی تقسیمات زمین‌شناسی ایران (با تغییرات از Dargahi et al., 2010)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از Dimitrijevic, 1973).

www.SID.ir

Archive of SID



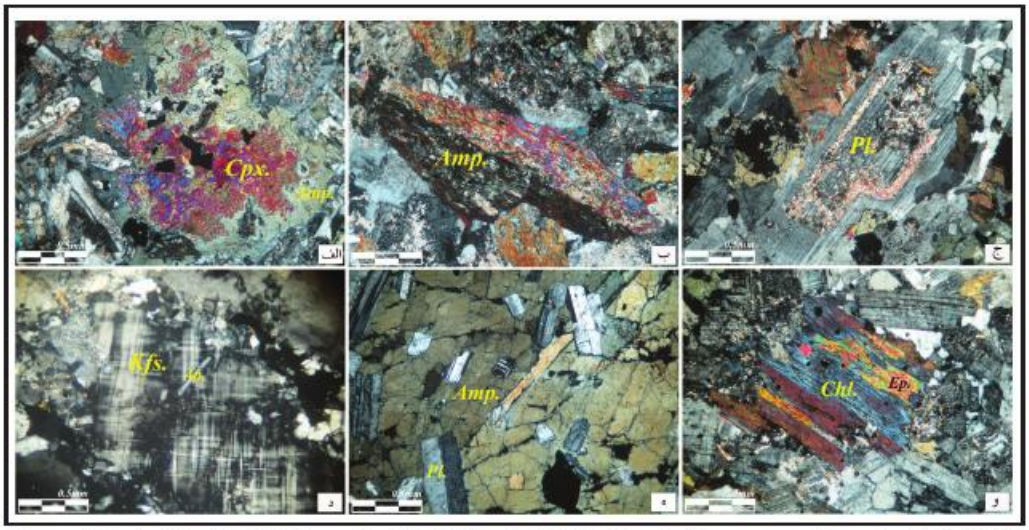
شکل ۲- نمونه‌هایی از پدیده‌های معمول در محل تماس فاز فلسیک و مافیک در مجموعه نفوذی خونرنگ؛ الف) مرز تماس ماگمایی؛ ب) مرز تماس پوشیده؛ ج) مرز ماگمایی نامنظم فاز فلسیک و مافیک همراه با وجود مناطق حدواسط در محل تماس که نشان‌دهنده همزیست‌بودن دو فاز ماگمایی است. در تصویر رگه‌های آپلیتی نیز دیده می‌شود؛ د) بخش‌هایی از فاز فلسیک به وسیله فاز مافیک در برگرفته شده است.



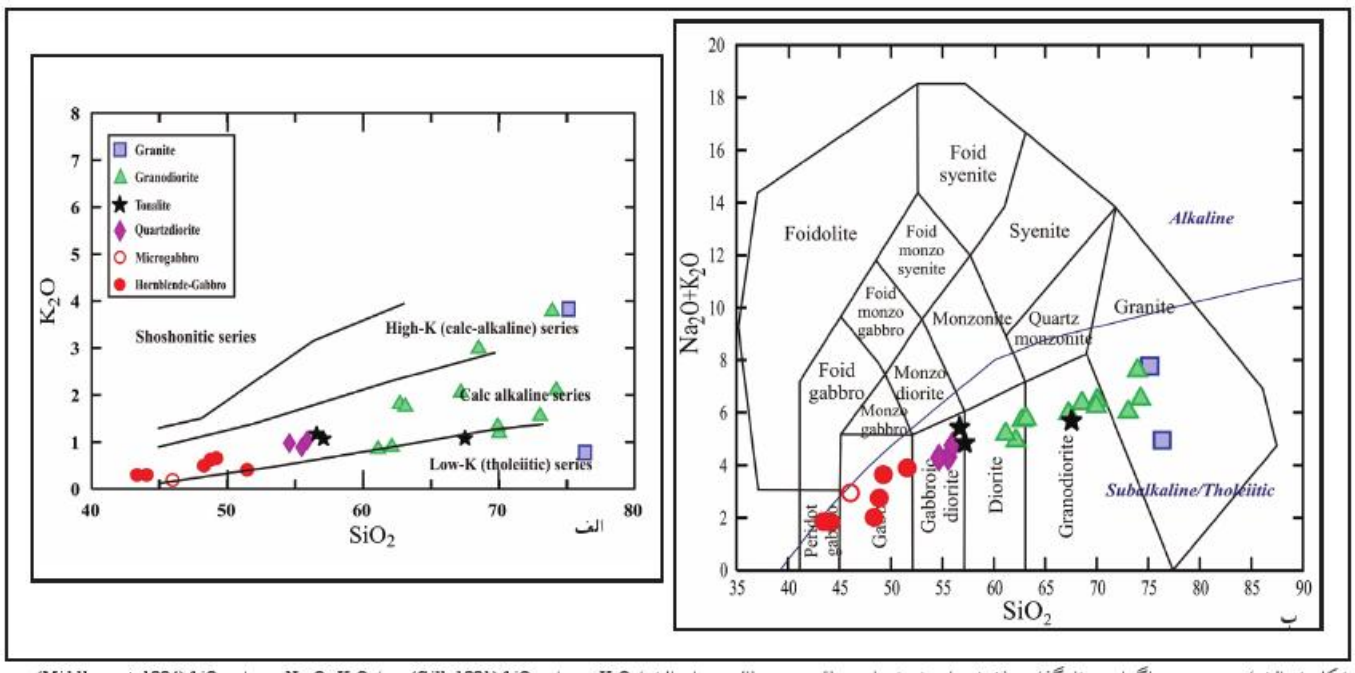
شکل ۳- تقسیم‌بندی مودال نمونه‌های سنگی کمپلکس نفوذی خونرنگ (پس از Streckeisen, 1976). برای پرهیز از آشفتگی، تنها نمونه‌های سنگی که تحت تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند روی نمودار تصویر شده‌اند. نشانه‌های اختصاری عبارتند از: AG: آلکالی‌فلدسپارگرانیت؛ SG: سینوگرانیت؛ MG: مونزوگرانیت؛ GD: گرانودیوریت؛ TN: تونالیت؛ QAS: کوارتزآلکالی‌فلدسپارسینیت؛ QS: کوارتزسینیت؛ QM: کوارتزمونزونیت؛ QMD: کوارتزمونزودیوریت؛ QD: کوارتزمونزودیوریت؛ AS: آلکالی‌فلدسپارسینیت؛ SY: سینیت؛ MZ: مونزونیت؛ MD: مونزودیوریت؛ DI: دیوریت.

www.SID.ir

Archive of SID



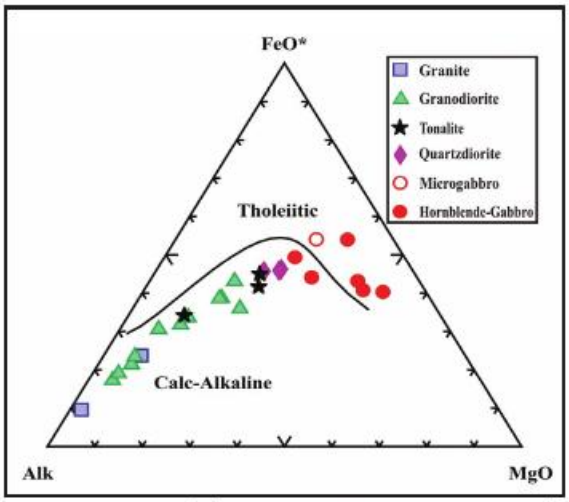
شکل ۴- الف) بلورهای پیروکسن موجود در نمونه‌های سنگی مافیک منطقه خونرنگ که از حاشیه در حال تبدیل شدن به آمفیبول‌های ثانویه هستند؛ ب) بلور درشت آمفیبول در سنگ‌های مافیک منطقه که دارای ماکل ساده است؛ ج) وجود منطقه‌بندی در بلور پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه به همراه دگرسانی سریسیتی و کائولینیتی شدن قابل مشاهده در مناطق کلسیک‌تر بلور؛ د) پرتیتی شدن بلور فلدسپار پتاسیم در سنگ‌های گرانیتی منطقه؛ ه) بافت پویکیلیتیک در بلور آمفیبول موجود در دیوریت. ادخال‌های موجود در این بلور را بیشتر بلورهای ریز پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند؛ و) دگرسانی کامل بلورهای بیوتیت و جانشینی این بلورها توسط کلریت و اپیدوت در گرانودیوریت‌های موجود در مجموعه نفوذی خونرنگ (نشانه‌های اختصاری بر پایه Whitney and Evans (2010) عبارتند از: Ap= آپاتیت، Kfs= فلدسپارپتاسیم، Pl= پلاژیوکلاز، Amp= آمفیبول، Cpx= کلینوپیروکسن، Ep= اپیدوت و Chl= کلریت).



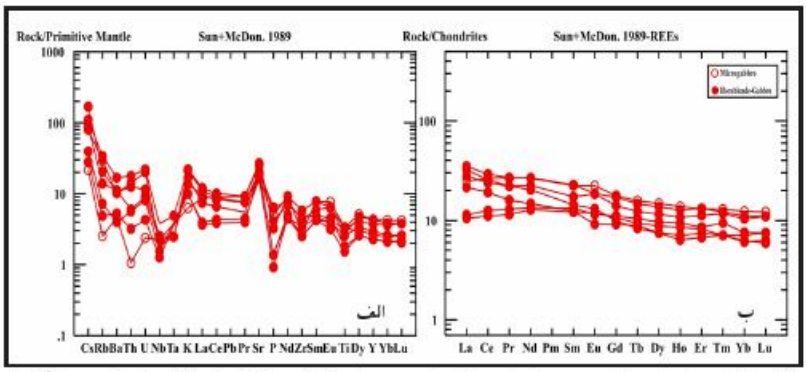
شکل ۵- الف) تعیین سری ماگمایی و نام‌گذاری ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر پایه الف) K_2O در برابر SiO_2 (Gill, 1981)؛ ب) Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994).

www.SID.ir

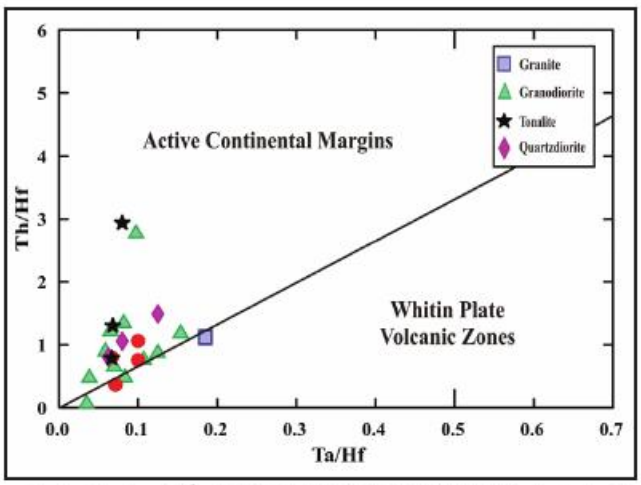
Archive of SID



شکل ۶ نمودار AFM برای تفکیک انواع سری‌های ساب‌آلکالن و موقعیت نمونه‌های کمپلکس نفوذی خونرنگ (Irvin and Baragar, 1971).



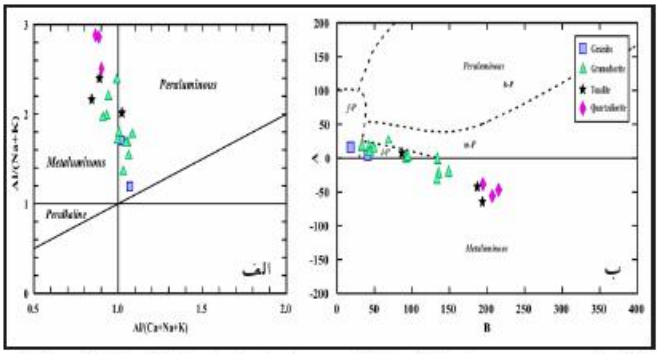
شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های توده‌های نفوذی مافیک کمپلکس نفوذی خونرنگ با: الف) گوشته اولیه (Suns and McDonough, 1989)؛ ب) کندریت (Sun and McDonough, 1989).



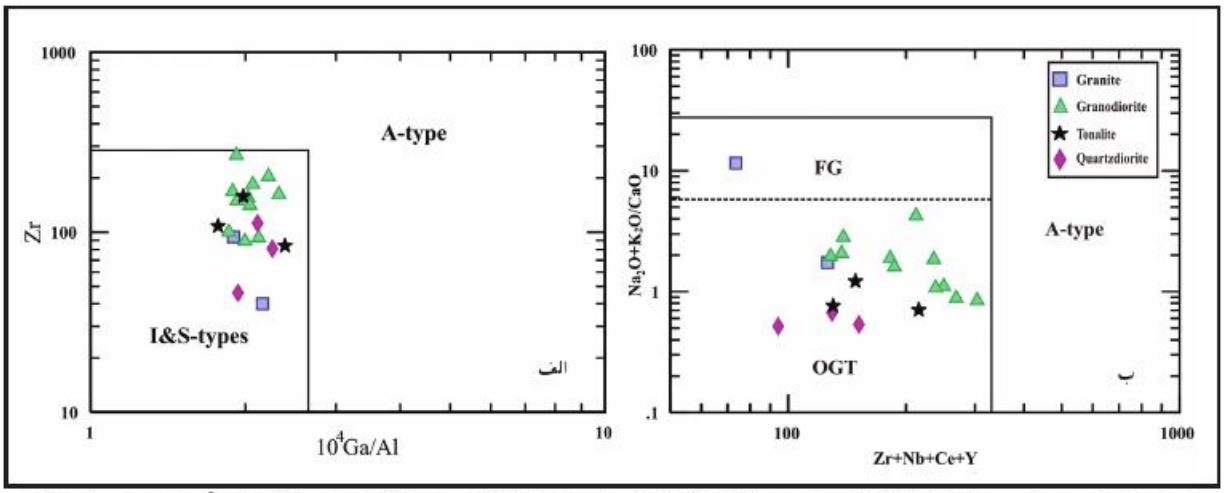
شکل ۸- نمودار Schandl and Gorton (2002) برای تفکیک ماگماتیسم درون صفحه‌ای و مرتبط با کمان از یکدیگر و موقعیت نمونه‌های کمپلکس نفوذی خونرنگ.

www.SID.ir

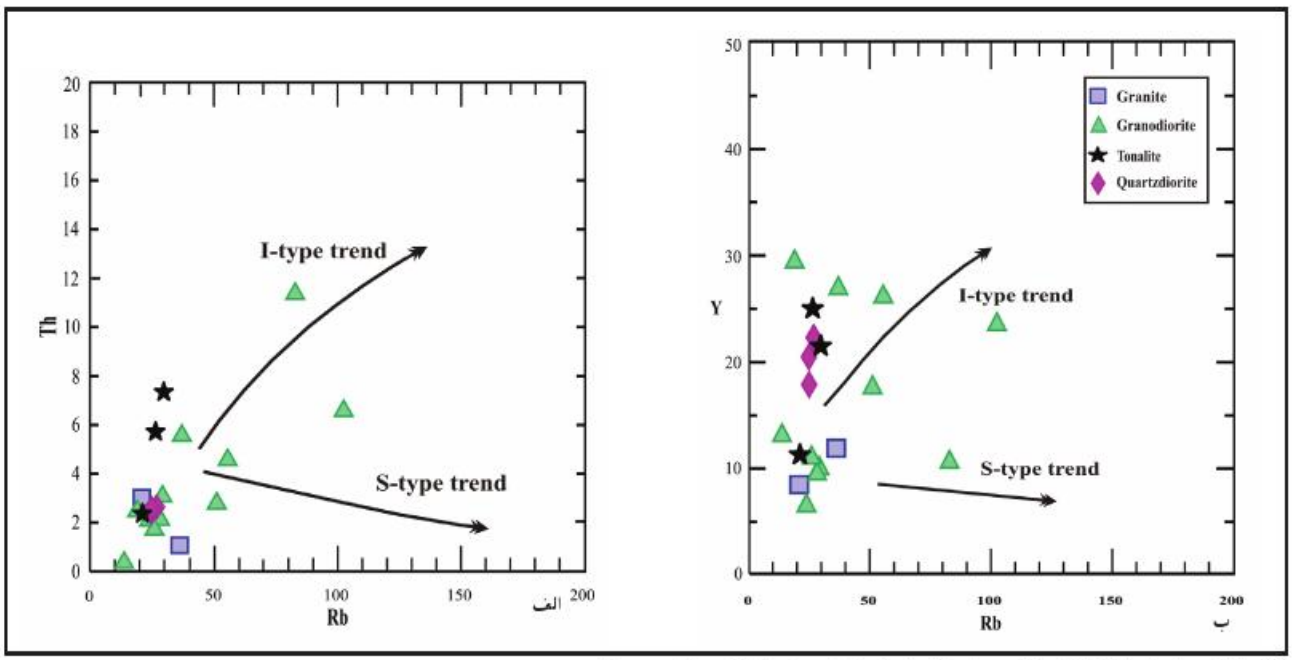
Archive of SID



شکل ۹- تعیین درجه غنی‌شدگی از آلومین برای نمونه‌های فلسیک کمپلکس نفوذی خونرنگ؛ الف) بر پایه نمودار Manniar and Piccoli (1989)، ب) بر پایه نمودار Villaseca et al. (1998)(B= Fe+Mg+Ti و A= Al-(K+Na+2Ca)). نشانه‌های روی این نمودار عبارتند از: H-P= گرانیتوییدهای پرآلومینوس، M-P= گرانیتوییدهای پرآلومینوس متوسط، L-P= گرانیتوییدهای پرآلومینوس پایین و F-P= گرانیتوییدهای پرآلومینوس فلسیک با Y.



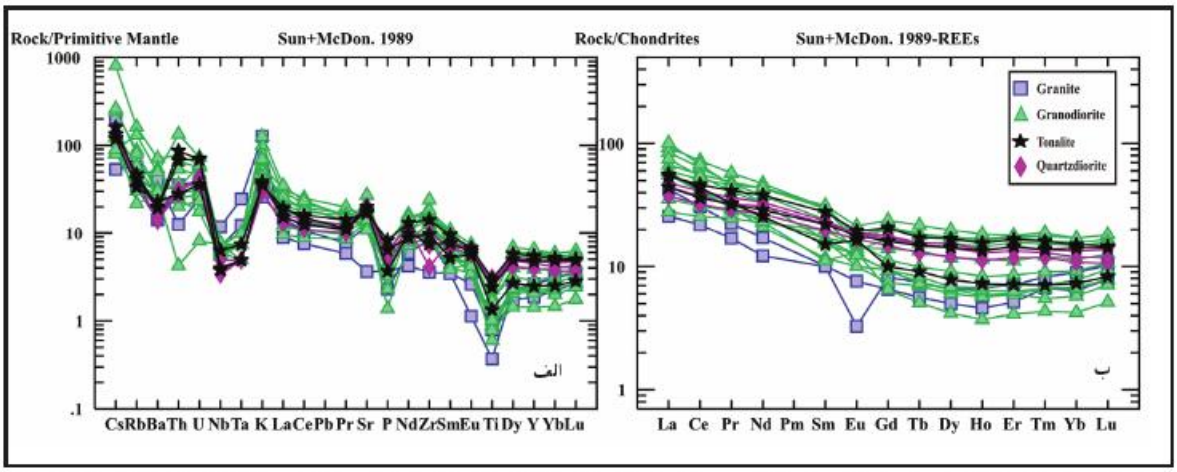
شکل ۱۰- الف) نمودار Zr در برابر 10,000 * Ga/Al، ب) نمودار Na_2O+K_2O/CaO در برابر Zr+Nb+Ce+Y بر پایه Whalen et al. (1987) که همگی نشان‌دهنده طبیعت I و نیز موقعیت گرانیتوییدهای FG = fractionated felsic granites و OGT= unfractionated granites برای نمونه‌های فلسیک کمپلکس نفوذی خونرنگ هستند.



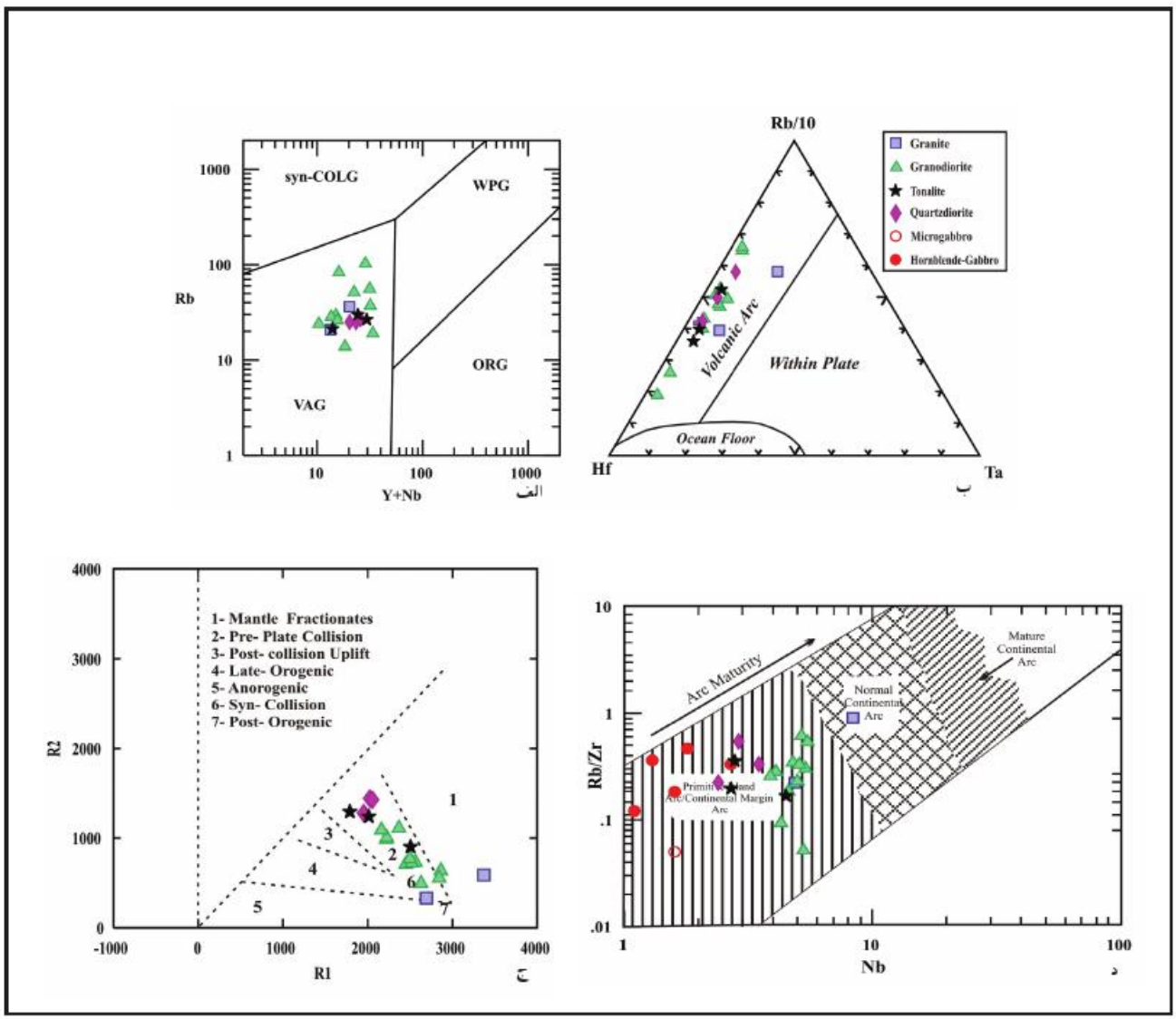
شکل ۱۱- نمودارهای الف) Th، ب) Y در برابر Rb برای نمونه‌های سنگی فلسیک منطقه مورد مطالعه.

www.SID.ir

Archive of SID



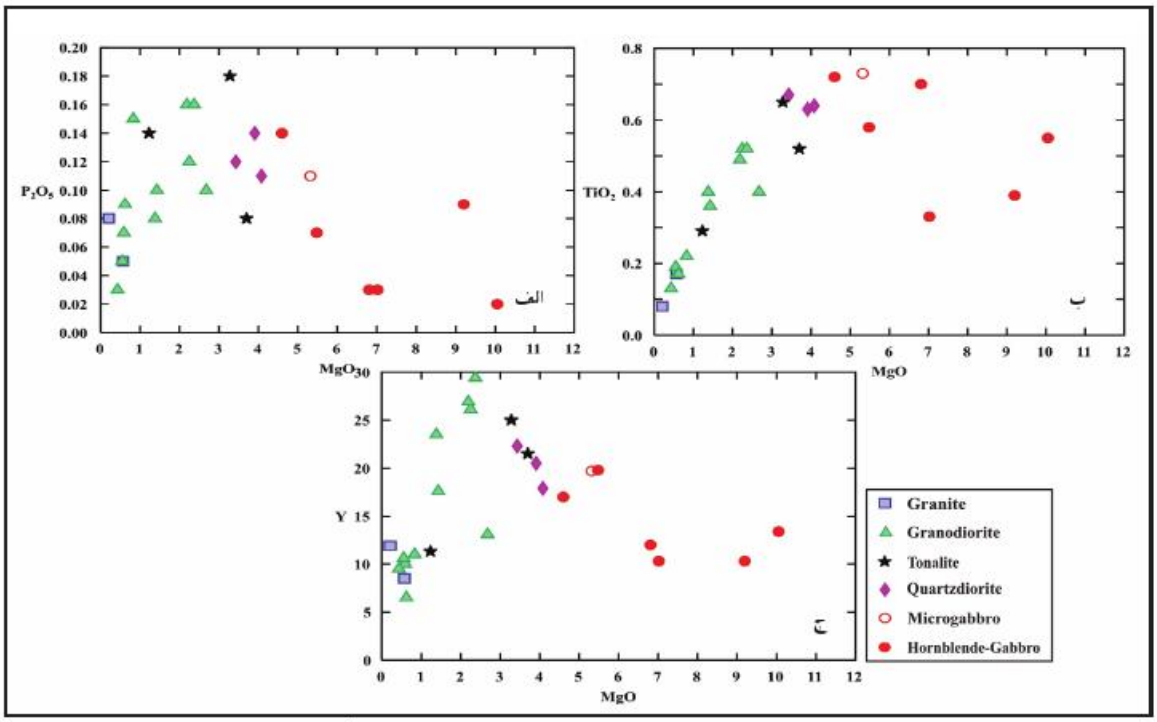
شکل ۱۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی فلسیک کمپلکس نفوذی خونرنگ با: الف) گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ ب) کندریت (Sun and McDonough, 1989).



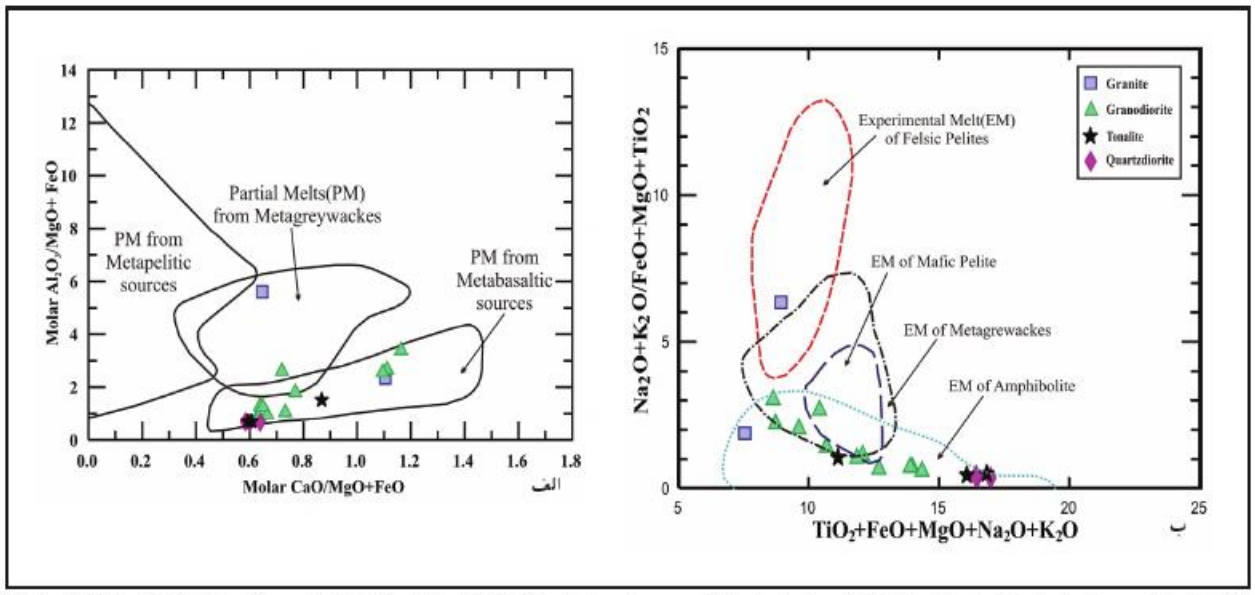
شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های گرانیتوییدی کمپلکس نفوذی خونرنگ روی نمودار: الف) (Pearce et al. (1984، ب) نمودار (Harris et al. (1986، ج) نمودار Bachelor and Bowden (1985) برای تعیین محیط زمین‌ساختی؛ د) موقعیت نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه روی نمودار (Brown et al. (1984 برای تعیین میزان بلوغ کمان آتشفشانی. نشانه‌های اختصاری روی شکل الف عبارت است از: ORG= گرانیت‌های پشته اقیانوسی؛ WPG= گرانیت‌های درون صفحه‌ای؛ VAG= گرانیت‌های کمان آتشفشانی؛ syn-COLG= گرانیت‌های برخوردی.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۴- نمودار MgO در برابر الف) P_2O_5، ب) TiO_2، ج) Y برای نمونه‌های تشکیل‌دهنده کمپلکس نفوذی خونرنگ.



شکل ۱۵- الف و ب) موقعیت نمونه‌های فلسیک کمپلکس نفوذی خونرنگ بر روی نمودارهای تفکیک‌کننده منشأ سنگ (Wolf and Wyllie, 1994; Patino Douce, 1996; Thompson, 1996).

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب کمپلکس نفوذی خونرنگ، HGb= هورنبلندگابرو، MGb= میکروگابرو، D= دیوریت، QD= کوارتزدیوریت، T= تونالیت، GD= گرانودیوریت، G= گرانیت (اکسیدهای اصلی بر پایه درصد وزنی و عناصر بر پایه بخش در میلیون هستند و *Eu/Eu بر پایه Taylor and McLennan (1985) به دست آمده است).

Sample	GR-3	SNN-4	SNN-5	KD-8	SD-17	SH-3-1	RZ-3	SP-5	JM-8	SH-8	RZ-2-5	SF-2	SNN-3
Name	G	G	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD
SiO_2	76.3	75.1	62.1	62.7	63.1	61.1	68.5	67.2	73	74.2	73.9	70	69.9
TiO_2	0.17	0.08	0.4	0.52	0.49	0.52	0.4	0.36	0.17	0.13	0.19	0.17	0.22
Al_2O_3	13.05	12.6	18	16.45	16.5	17.55	14.9	15.4	15.05	14.55	14	16.65	16.75
Fe_2O_3	1.9	0.93	4.73	5.55	5.51	6.32	3.98	4.14	1.99	1.6	2.12	2.41	3.44
MnO	0.04	0.1	0.13	0.12	0.12	0.13	0.06	0.09	0.08	0.06	0.03	0.09	0.12
MgO	0.57	0.21	2.68	2.25	2.19	2.37	1.38	1.43	0.59	0.43	0.55	0.62	0.83
CaO	2.84	0.67	5.82	5.14	5.34	5.85	3.43	3.7	2.9	2.31	1.79	3.29	3.3
Na_2O	4.14	3.9	4	3.86	3.97	4.3	3.33	3.88	4.44	4.39	3.79	5.25	4.87
K_2O	0.78	3.83	0.9	1.81	1.75	0.85	2.99	2.05	1.55	2.1	3.78	1.19	1.33
Cr_2O_3	0.01	<0.01	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
P_2O_5	0.05	0.08	0.1	0.12	0.16	0.16	0.08	0.1	0.07	0.03	0.05	0.09	0.15
SrO	0.03	0.01	0.06	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.05	0.05
BaO	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02
LOI	0.57	0.62	1.73	0.93	1.28	1.07	1.11	0.83	1.23	1.13	1.34	1.04	0.8
Total	100.46	98.16	100.67	99.59	100.47	100.28	100.24	99.23	101.13	101	101.62	100.87	101.78
V	14	<5	117	105	112	130	71	63	17	9	24	14	23
Cr	70	10	30	680	20	30	10	20	20	10	110	30	10
Rb	20.9	36.2	13.8	55.6	37.1	19	102.5	51.2	29.3	28.3	82.9	23.9	26
Sr	256	76.5	572	317	330	407	249	288	324	297	228	435	421
Y	8.5	11.9	13.1	26.1	26.9	29.4	23.5	17.6	10	9.5	10.6	6.5	11
Zr	94	40	267	184	162	204	168	149	89	100	155	93	141
Nb	4.9	8.4	5.3	5.4	5	4.3	5.2	4.8	5.1	4.1	5.5	3.9	4.6
Cs	1.63	0.42	0.96	1.91	1.1	0.65	6.34	2.05	0.98	0.63	0.71	0.98	1.12
Ba	99.2	279	196.5	188	190	155.5	496	224	200	376	345	182.5	210
Hf	2.7	1.6	5.7	5.1	4.6	5.2	4.9	4.3	2.6	2.8	4.1	2.4	3.6
Ta	0.5	1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3
Th	3.02	1.07	0.36	4.55	5.56	2.46	6.57	2.78	3.06	2.12	11.35	2.08	1.71
U	0.81	0.52	0.17	0.97	1.18	0.65	1.28	1.25	0.71	0.58	1.53	0.37	0.49
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	<1	<1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	<1
Ga	13.1	14.4	18.3	18	20.3	20.6	14.9	15.7	15.9	14.3	15	18.7	18.1
La	10.1	6.1	8.4	15.9	22	14.2	20.1	6.6	17.8	13.2	23.8	14.1	13.3
Ce	18.9	13.4	19	34.5	44.5	31.3	39.1	15.7	33.1	25	41.3	25.1	25.8
Pr	2.13	1.61	2.69	4.61	5.47	4.39	4.48	2.35	3.9	2.88	4.36	2.84	3.09
Nd	8	5.7	11.4	20.3	22.1	20.5	17.7	10.6	15.1	9.8	15.2	10.8	11.7
Sm	1.55	1.53	2.58	4.54	4.63	4.79	3.69	3.03	2.54	1.79	2.51	1.7	2.36
Eu	0.44	0.19	0.89	0.92	1.02	1.24	0.77	0.82	0.72	0.58	0.58	0.76	0.71
Gd	1.34	1.67	2.32	4.27	4.31	4.9	3.49	2.87	1.9	1.52	1.93	1.33	1.91
Tb	0.21	0.28	0.37	0.67	0.69	0.81	0.58	0.5	0.28	0.26	0.27	0.19	0.31
Dy	1.27	1.66	2.32	4.31	4.38	5.03	3.92	2.98	1.66	1.53	1.66	1.06	1.73
Ho	0.26	0.38	0.47	0.91	0.95	1.04	0.82	0.65	0.33	0.32	0.36	0.21	0.38
Er	0.85	1.17	1.41	2.87	2.91	2.97	2.58	1.84	1	0.98	1.04	0.68	1.21
Tm	0.17	0.21	0.23	0.41	0.45	0.48	0.39	0.31	0.14	0.17	0.17	0.11	0.18
Yb	1.08	1.52	1.56	2.67	2.89	2.88	2.5	1.94	0.98	1.12	1.14	0.72	1.32
Lu	0.2	0.26	0.27	0.42	0.46	0.46	0.4	0.32	0.18	0.2	0.2	0.13	0.24
Eu/Eu*	0.93	0.36	1.11	0.64	0.70	0.78	0.65	0.85	1.00	1.07	0.8	1.54	1.02
(La/Yb)n	6.71	2.88	3.86	4.27	5.46	3.55	5.77	2.44	13.02	8.45	14.97	14.05	7.23
Mg#	0.35	0.29	0.50	0.42	0.41	0.40	0.38	0.38	0.35	0.32	0.32	0.31	0.30

www.SID.ir

Archive of SID

ادامه جدول ۱-

SAMPLE	SD-16	GR-7	ZS-8	SR-6	GR-16	SF-16	AS-15	SS-11	RZ-4-4	RZ-2	FD-9	SS-13	SS-9-1
Name	T	T	T	QD	QD	QD	HGb	HGb	HGb	HGb	HGb	HGb	MGb
SiO_2	56.6	57.1	67.5	55.5	54.6	55.9	51.5	44.1	48.3	48.8	49.2	43.4	46
TiO_2	0.52	0.65	0.29	0.64	0.63	0.67	0.72	0.55	0.33	0.39	0.58	0.7	0.73
Al_2O_3	17.8	17.55	17.5	18.7	18.55	18	19.15	19.75	22.7	15.85	19.4	22	21.3
Fe_2O_3	7.22	7.34	3.97	7.99	7.68	7.61	9.15	8.88	6.87	10.05	7.96	11.25	10.75
MnO	0.15	0.13	0.11	0.15	0.13	0.14	0.17	0.13	0.12	0.17	0.12	0.13	0.19
MgO	3.7	3.28	1.23	4.08	3.91	3.43	4.6	10.05	7.02	9.2	5.48	6.81	5.32
CaO	7.09	6.83	4.64	8.01	8.24	7.04	9.02	11.6	12.35	11.05	10.1	13.05	10.95
Na_2O	4.23	3.74	4.57	3.39	3.27	3.68	3.45	1.5	1.48	2.09	2.95	1.52	2.72
K_2O	1.17	1.07	1.08	0.89	0.98	1.04	0.41	0.3	0.5	0.63	0.66	0.3	0.19
Cr_2O_3	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.02	<0.01	<0.01
P_2O_5	0.08	0.18	0.14	0.11	0.14	0.12	0.14	0.02	0.03	0.09	0.07	0.03	0.11
SrO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06
BaO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01
LOI	1.48	1.08	0.5	1.53	0.9	1.22	0.69	1.56	1.63	2.1	1.47	1.06	1.18
Total	100.1	99.01	101.6	101.04	99.1	98.9	99.06	98.48	101.39	100.5	98.07	100.3	99.5
V	194	181	45	220	206	218	253	210	115	222	328	346	262
Cr	70	50	10	20	50	20	30	20	40	230	170	20	10
Rb	29.8	26.5	21.2	25	24.9	26.9	8.8	4.6	13	18.7	21.5	3.1	1.6
Sr	382	357	420	418	428	391	431	342	429	378	566	426	521
Y	21.5	25	11.3	17.9	20.5	22.3	17	13.4	10.3	10.3	19.8	12	19.7
Zr	84	158	108	112	46	81	48	38	28	52	65	28	32
Nb	2.8	4.5	2.7	2.4	2.9	3.5	1.6	1.1	1.8	1.3	2.7	0.9	1.6
Cs	1.06	1.26	0.94	1.13	1.08	1.05	0.7	0.31	1.33	0.63	0.87	0.22	0.17
Ba	139	135	161	96.9	98.7	126.5	77.9	27.7	73.4	70.9	117	36.8	32
Hf	2.5	4.4	3	3.2	1.6	2.5	1.4	1.3	1	1.5	2	0.9	1.3
Ta	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1
Th	7.34	5.72	2.36	2.57	2.38	2.64	0.51	0.48	1.06	1.2	1.51	0.27	0.09
U	1.45	1.48	0.75	0.91	0.76	0.83	0.19	0.17	0.24	0.42	0.46	0.09	0.05
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	1	1	<1	1	1	1	<1	<1	1	1	1	1	1
Ga	22.5	18.4	16.4	20.9	19	21.5	19.7	15.1	15.3	15.8	23.7	18.9	22.2
La	10.5	12.9	13.3	8.9	11.4	10.5	6.6	2.7	5.1	7.6	8.3	2.5	5.9
Ce	22.2	28.4	26.8	19.6	25.1	22.9	14.6	7.7	11.7	15.7	17.8	6.8	16.1
Pr	3.04	3.93	3.12	2.76	3.46	3.06	2.1	1.23	1.52	2.1	2.55	1.09	2.52
Nd	13.5	17.8	12	12.5	15.6	14.5	10.5	6.3	6.9	9.5	12.5	6	12.4
Sm	3.38	4.26	2.31	3.01	3.61	3.43	2.65	2.03	1.9	2.2	3.48	1.86	3.42
Eu	1.03	1.13	0.95	0.97	1.07	1.1	1.07	0.67	0.53	0.76	1.08	0.69	1.29
Gd	3.3	4.23	2.05	3.04	3.47	3.65	2.89	2.29	1.87	2.04	3.52	2.2	3.65
Tb	0.55	0.64	0.34	0.48	0.56	0.58	0.46	0.39	0.33	0.31	0.55	0.35	0.59
Dy	3.64	4.26	1.99	3.06	3.59	3.88	2.94	2.46	1.9	1.89	3.48	2.22	3.77
Ho	0.76	0.88	0.41	0.63	0.73	0.78	0.61	0.53	0.4	0.36	0.72	0.48	0.78
Er	2.41	2.75	1.18	1.95	2.21	2.35	1.86	1.41	1.22	1.11	2.19	1.35	2.17
Tm	0.35	0.41	0.18	0.3	0.33	0.35	0.3	0.24	0.18	0.18	0.31	0.18	0.33
Yb	2.4	2.56	1.24	1.84	2.03	2.25	1.77	1.28	1.03	1.06	1.89	1.2	2.1
Lu	0.36	0.37	0.21	0.27	0.3	0.35	0.28	0.19	0.16	0.15	0.28	0.19	0.31
Eu/Eu*	0.94	0.81	1.33	0.98	0.92	0.95	1.18	0.95	0.86	1.10	0.94	1.04	1.12
(La/Yb)n	3.14	3.61	7.69	3.47	4.03	3.35	2.67	1.51	3.55	5.14	3.15	1.49	2.01
Mg#	0.48	0.44	0.36	0.48	0.48	0.44	0.47	0.67	0.65	0.62	0.55	0.52	0.47

www.SID.ir

Archive of SID

کتابنگاری

درگاهی، س.، ۱۳۸۶- ماگماتیسم پس از برخورد میوسن در گستره سرچشمه- شهربابک، شمال باختر کرمان: بررسی داده‌های ایزوتوپی، تحلیل‌های پتروژنتیکی و الگوی ژئودینامیکی توده‌های گرانیتوییدی و نقش ماگماتیسم آداکیتی در توسعه کانه‌زایی مس، پایان‌نامه دکترای سنگ‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، بخش زمین‌شناسی، ۳۱۱ ص.

عباس نژاد، ا.، ۱۳۹۱- زمین‌لغزه عظیم جیرفت: معرفی، نشانه‌ها و ویژگی‌ها، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۳، صص. ۴۱ تا ۴۸.

References

Bachelor, R. A. and Bowden, P., 1985- Petrologic interpretation granitoid rocks series using multicatuionic parameters. Chemical Geology 48: 43-55.

Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and Ghalamghash, J., 2011- Zircon dating, Sr and Ndisotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane. Journal of Asian Earth Sciences 40: 172-179.

Boztug, D., Arehart, G.B., Platevoet, B., Harlavan, Y. and Bonin, B., 2007- High-K, calc-alkaline I-type granitoids from the composite Yozgat batholiths generated in a post-collisional setting following continent-oceanic island arc collision in central Anatolia, Turkey. Mineralogy and Petrology 91: 191-223.

Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. 1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of the Geological Society of London 141:413-426.

Castro, A., 2014- The off-crust origin of granite batholiths. Geoscience Frontiers 5: 63-75.

Cheng, Y., Spandler, C., Mao, J. and Rusk, B. G., 2012- Granite, gabbro and mafic microgranular enclaves in the Gejiu area, Yunnan Province, China: a case of two-stage mixing of crust- and mantle-derived magmas. Contribution to Mineralogy and Petrology 164: 659-676.

Christiansen, E. H. and Keith, J. D., 1996- Trace element systematics in silicic magmas: A metallogeneic prospective. In: Wyman, D.A. (ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulfide exploration. Geological Association of Canada, 115-151.

Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010- Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. Lithos 115: 190–204.

Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman Region. Geol. Surv. Iran Rep. Yu/52., 334p.

Dokuz, A., Tanyolu, E. and Genc, S., 2006- A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. International Journal of Earth Sciences 95: 370-394.

Dong, G., Mo, X., Zhao, Zh., Zhu, D., Goodman, R.C., Kong, H. and Wang, Sh., 2013- Zircon U–Pb dating and the petrological and geochemical constraints on Lincang granite in Western Yunnan, China: Implications for the closure of the Paleo-Tethys Ocean. Journal of Asian Earth Sciences 62: 282-294.

Gill, J. B., 1981- Orogeneic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin. 390 pp.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications 19: 67-81.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D., 2008- U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451: 71-96.

Iannizzotto, N. F., Rapela, C. W., Baldo, E. G. A., Galindo, C., Fanning, C. M. and Pankhurst, R. J., 2013- The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacarane- Early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. Journal of South American Earth Sciences 42: 127-143.

Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian. Journal of Earth Sciences 8: 523-548.

Kibici, Y., Ilbeyli, N., Yıldız, A. and Bagcı, M., 2010- Geochemical constraints on the genesis of the Sarıcakaya intrusive rocks, Turkey: Late Paleozoic crustal melting in the central Sakarya Zone. Chemie der Erde 70: 243-256.

Ledneva, G. V., Nosova, A. A. and Soloviev, A. V., 2006- Calc–Alkaline Magmatism of the Omgon Range: Evidence for Early Paleogene Extension in the Western Kamchatka Segment of the Eurasian Continental Margin. Journal of Petrology 14: 154-186.

Liu, Sh., Hu, R., Gao, Sh., Feng, C., Huang, Zh., Lai, Sh., Yuan, H., Liu, X., Coulson, I.M., Feng, G., Wang, T. and Qi, Y., 2009- U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong–Baoshan Block, Western Yunnan Province, SW China. Journal of Asian Earth Sciences 36: 168-182.

www.SID.ir

Archive of SID

Manniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101: 635-643.

Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth- Science Reviews 37: 215-224.

Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late- Cretaceous continental collision, Sanandaj– Sirjan zone, Western Iran. Journal of Structural Geology 22: 1125-1139.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth Science 21: 397-412.

Patino Douce, A. E., 1996- Effects of pressure and H2O contents on the composition of primary crustal melts. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 87, 11-21.

Pearce, J. A. and Peate, D. W., 1995- Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23: 251-285.

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: 956-983.

Roberts, M. P. and Clemens, J. D., 1993- Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology 21. pp. 825-828.

Rong, J., 2009- Two patterns of monomineral replacement in granites. Electronic paper, http: www. Csun.edu/vcgeo005/Rong7. htm,115 p.

Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97: 629-642.

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and VosoughiAbedini, 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, 9: 668-683.

Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits. Thomas Murby, London.

Stolper, E. M. and Newman, S., 1994- The role of water in the in the petrogenesis of Mariana trough magmas. Earth and Planetary Science Letters 121: 293-325.

Streckeisen, A., 1976- To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews 12, 1–33.

Sun, S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for processes. In: Magmatism in the ocean basins. Geological Society London Special Publication 42: 313-345.

Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Carlton, 312 p.

Thompson, A. B., 1996- Fertility of crustal rocks during anatexis. Transaction of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences 87: 1-10.

Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. and Parry, S. J., 1984- An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transactions Royal Society London, A310, 549-590.

Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V., 1998- A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intra continental orogenic belts. Transaction of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences 89: 113-119.

Waight, T. E., Weaver, S. D. and Muir, R. J., 1998- The Hohonu batholiths of north Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H2O content and generated during tectonic transition. Contribution to Mineralogy and Petrology 130: 225-239.

Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristic, discrimination and petrogenesis. Contribution to Mineralogy and Petrology 95: 407-419.

Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187.

Wolf, M. B. and Wyllie, P. J., 1994- Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: effects of temperature and time. Contribution to Mineralogy and Petrology 115: 369-383.

Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V. and Kay, S. M., 1995- Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. Geological Society of America Bulletin 107: 505-519.

Zen, E. A., 1986- Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization, some mineralogical and petrographic constraints. Journal of Petrology 27: 1095-1118.

Zhang, L. Y., Ding, L., Pullen, A., Xu, Q., Liu, D. L., Cai, F. L., Yue, Y. H., Lai, Q. Z., Shi, R. D., Ducea, M. N., Kapp, P. and Chapman, A., 2014- Age and geochemistry of western Hoh-Xil–Songpan-Ganzi granitoids, northern Tibet: Implications for the Mesozoic closure of the Paleo-Tethys ocean. Lithos 190–191: 328–348.

www.SID.ir

Archive of SID

Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 26, No.102, Winter 2017

Petrography, origin and magmatic evolution of Khunrang intrusive complex, northwest of Jiroft, Kerman

S. Sedighian[1], S. Dargahi[2*] and M. Arvin[3]

[1]Ph.D. Student, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

[2]Assistant Professor, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

[3]Professor, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2016 May 14 Accepted: 2016 August 17

Abstract

Khunrang intrusive complex, as a one of the largest complexes in the southern part of the Sanandaj-Sirjan zone, is located at northwest of Jiroft, in Kerman province. The complex mainly consists of acidic-intermediate rocks such as diorite, quartzdiorite, tonalite, granodiorite, and granite with subordinate amounts of mafic members such as hornblende gabbro and microgabbro. Field studies together with mineralogical and geochemical evidence show that the Khunrang intrusive complex belongs to calc-alkaline series and its felsic members are metaluminous to weakly peraluminous which display features typical of I-type granites. On the primitive mantle-normalized spider diagrams, all mafic and felsic samples are enriched in LILE (such as Rb, Cs and K) and depleted in Ti, Ta and Nb which is a main characteristic of subduction-related magmas. Based on geochemical data, the mafic rocks seems to be formed by melting of metasomatised mantle wedge; whereas felsic rocks are formed by melting of lower crust metabasic rocks as a result of the injection of mantle derived mafic magmas. It can be concluded that the Khunrang intrusive complex was formed in a volcanic arc setting due to subduction of the Neotethys oceanic crust beneath the Central Iranian Micro-continent in the Middle-Jurassic time.

Keywords: Intrusive complex, Sanandaj-Sirjan zone, Volcanic arc, Neotethys, Kerman.

For Persian Version see pages 207 to 220

*Corresponding author: S. Dargahi; E-mail: s.dargahi@uk.ac.ir

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional

www.SID.ir