

سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، منشأ و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه نفوذی خشومی - درانجیر، جنوب باختر ساغند (ایران مرکزی)

امیرعباس فتاحی^۱، نعمت‌اله رشیدنژادعمران^۲ و فریبرز مسعودی^۳

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۹/۰۸

چکیده

مجموعه نفوذی پس از برخوردی خشومی - درانجیر به سن ائوسن پسین، شامل دو توده گرانیت خشومی و دیوریت درانجیر در منطقه ساغند، در فاصله ۱۲۰ کیلومتری شمال خاوری شهرستان یزد و در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. این مجموعه درون سنگ‌های دگرگونی کمپلکس چاپدونتی تزیق شده و ترکیب سنگ‌شناسی آن از سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت تا تونالیت در تغییر بوده و کل مجموعه توسط دایک‌های آپلیتی، میکرومونزونیتی تا میکرودیوریتی قطع شده است. سنگ‌های دورگه و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ابعاد و اشکال متنوع به فراوانی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بررسی‌های ژئوشیمیایی حاکی از آن است که این سنگ‌ها متالومین تا اندکی پرآلومین، منیزیمی و از گرانیت‌های نوع I و A کلسیمی - قلیایی پتاسیم بالا هستند. الگوهای عناصر کمیاب حاکی بهنجار شده با کندریت هر دو توده و دایک‌های وابسته، حاکی از تفریق درون گروهی این عناصر ($(La/Yb)_N > 41.64$) و غنی‌شدگی LREE و بی‌هنجاری منفی متوسط $(Eu/Eu^* = 0.63)$ میانگین است. رفتار عناصر کمیاب بیانگر کاهش P, Ti, Nb و تمرکز بالای عناصر Th, Ba, Rb, K است که می‌تواند نشانه آغشتگی ماگمای مافیک با مواد پوسته‌ای باشد. خاستگاه زمین‌ساختی آنها با گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی (VAG) و درون‌صفحه‌ای (WPG) همخوانی دارد. ویژگی‌های سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و تکنونوماگمایی این مجموعه نفوذی با گرانیت‌های کلسیمی - قلیایی پتاسیم بالا (KCG) شباهت بسیار داشته و همانند بیشتر توده‌های گرانیتی KCG، فرایندهای تبلور بخشی و آمیختگی ماگماهای مافیک - فلیسیک نقش بسزایی در تحول و تکوین آن داشته‌اند.

کلید واژه‌ها: دیوریت درانجیر، گرانیت خشومی، کلسیمی - قلیایی پتاسیم بالا، آمیختگی ماگمای مافیک - فلیسیک، ساغند، ایران مرکزی

E-mail: rashid@modares.ac.ir

*نویسنده مسئول: نعمت‌اله رشیدنژاد عمران

۱- مقدمه

ترکیب شیمیایی و سنگ‌شناسی بسیاری از گرانیتوئیدها حاصل تأثیر متقابل مجموعه پیچیده‌ای از فرایندهای سنگ‌زادی مختلف به هنگام تشکیل ماگما یا در حین تبلور آن است که تشخیص، تفکیک، مدل‌سازی و کمی‌کردن این فرایندها همیشه به سادگی امکان‌پذیر نیست. بسیاری از توده‌های گرانیتوئیدی در بردارنده سنگ‌های دورگه‌ای هستند که به همزیستی دو یا چند ماگمای کاملاً متفاوت از نظر شیمیایی، هنگام شکل‌گیری آنها اشاره دارد (Bonin, 2004, 2007; Janousek et al., 2004; Kerim, 2006; Slaby & Martin, 2008; Bateman, 1995; Wiebe, 1996; Barbarin, 1999, 2005; Barenis et al., 2001; Wiebe et al., 2002; Didier & Barbarin, 1991). به عقیده (Barbarin, 2005) این سنگ‌های دورگه شواهد بارز از نقش حائز اهمیت ماگماهای مافیک در تشکیل و تحول ماگماهای گرانیتی کلسیمی - قلیایی هستند.

مجموعه نفوذی خشومی - درانجیر در منطقه ساغند با مساحت تقریبی ۹۵ کیلومتر مربع، بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 58' 54''$ تا $26^{\circ} 07' 55''$ و عرض‌های جغرافیایی $53^{\circ} 20' 32''$ تا $25^{\circ} 27' 32''$ شمالی و شامل دو توده گرانیت خشومی و دیوریت درانجیر، در فاصله ۱۲۰ کیلومتری شمال خاوری شهرستان یزد و در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. این مجموعه درون سنگ‌های دگرگونی مجموعه (کمپلکس) چاپدونتی تزیق شده و ترکیب سنگ‌شناسی آن از سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت تا تونالیت در تغییر بوده و کل مجموعه توسط دایک‌های آپلیتی، میکرومونزونیتی تا میکرودیوریتی قطع شده است. شواهد آمیختگی ماگماهای مافیک - فلیسیک، سنگ‌های دورگه و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ابعاد و اشکال متنوع به فراوانی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اردکان (Haghpoor & Pelissier, 1977)

۲- روش مطالعه

برای انجام این پژوهش، از واحدهای مختلف سنگی مجموعه نفوذی خشومی - درانجیر و سنگ‌های میزبان، ۱۳۹ نمونه سنگی برداشت شد. برای مطالعه سنگ‌نگاری از ۸۰ نمونه مقاطع نازک و نازک- صیقلی تهیه شده و با توجه به نتایج مطالعات سنگ‌نگاری، برای نمونه‌های برگزیده تجزیه عناصر اصلی و کمیاب به ترتیب به روش ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه‌های ALS-Chemex کانادا انجام پذیرفت. نتایج تجزیه ۲۲ نمونه پس از اعمال تصحیح مقدار آهن به روش (Irvine & Baragar, 1971)، حذف مواد فرار و محاسبه مجدد بر مبنای ۱۰۰٪، در جدول ۱ به نمایش درآمده است.

۳- زمین‌شناسی ناحیه

مجموعه نفوذی خشومی- درانجیر در منطقه ساغند، در بخش خاوری بلوک یزد از بلوک‌های سه‌گانه ایران مرکزی قرار داشته و سنگ‌های پیش از نوژن این بلوک توسط Ramezani (1997) و Ramezani & Tucker (2003) به سه قلمرو سنگی- ساختاری مجزا تقسیم شده‌است. این قلمروها به ترتیب از خاور به باختر شامل قلمرو خاوری است که بلوک طبس در خاور آن قرار داشته و از سمت باختر به گسل پشت بادام ختم می‌شود. قلمرو مرکزی توسط گسل‌های پشت‌بادام و نی‌باز- چاتک محدود شده و سرانجام قلمرو باختری بین گسل‌های نی‌باز- چاتک و چاپدونی قرار دارد (شکل ۱) و به‌طور عمده از سنگ‌های دگرگونی درجه بالای کمپلکس چاپدونی تشکیل یافته که این مجموعه نفوذی مشتعل بر دو توده گرانیته خشومی و دیوریت درانجیر که در مجاورت بلافضل یکدیگر هستند (شکل ۲)، درون آنها تریق شده‌است. به‌طور کلی بیشتر نظریه‌های مختلف مطرح شده در مورد چهارچوب زمین‌شناسی منطقه ساغند- پشت‌بادام به دو گروه مدل قدیمی و مدل جدید تفکیک شده‌اند (Ramezani, 1997; Ramezani & Tucker, 2003).

در مدل قدیمی (Houshmandzadeh, 1969; Haghypour, 1977; Stocklin, 1968; Haghypour & Pelissier, 1968; Haghypour & Pelissier, 1977; Nadimi, 2007) ساختار زمین‌شناسی منطقه بر فرازمین (هورست) و فروزمین (گرابن) هایی استوار گردیده که در آنها پی‌سنگ دگرگونی درجه بالای پرکامبرین به نام مجموعه چاپدونی، در فرازمین‌ها رخنمون یافته و فروزمین‌ها از رسوبات سبتر فانروزیونیک انباشته شده‌اند. در مدل جدید (Kargar et al., 2006; Verdel et al., 2007; Ramezani, 1997; Ramezani & Tucker, 2003; Kargarabafghi et al., 2008, 2009, 2010, 2011;

پيامد فرورانش صفحه عربستان به زیر خرده قاره ایران مرکزی، با حاکمیت یک رژیم کششی و نازک‌شدگی پوسته، بالا آمدن سست کره را در پی داشته است که داده‌های ژئوفیزیکی (Paul et al., 2006; Kaviani et al., 2007) نیز گویای وجود یک منطقه کم سرعت سست کره‌ای در زیر ایران مرکزی بوده و منجر به بالازدگی (exhumation) پوسته در فاصله زمانی ۴۹ تا ۳۰ میلیون سال پیش (Hafkenscheid et al., 2006) شده است. آهنگ این بالازدگی فرسایشی توسط Kargarabafghi et al. (2008) برابر با ۰/۶ تا ۱/۳ کیلومتر در هر میلیون سال اعلام شده است. طی این تحولات زمین‌ساختی، مجموعه (کمپلکس) چاپدونی به صورت یک مجموعه هسته دگرگونی (Metamorphic Core Complex) که توسط گسل‌های عادی کم‌زاویه‌ای از سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر جدا شده‌اند، درآمده است. سن حادثه دگرگونی مجموعه چاپدونی نیز که از دیرباز به‌عنوان پی‌سنگ قاره‌ای پرکامبرین ایران مرکزی به‌شمار می‌آمد، در پرتو داده‌های جدید سن‌سنجی (Ramezani & Tucker, 2003; Verdel et al., 2007)، اونس میانی تعیین شده و اوج شرایط دگرگونی در فاصله زمانی ۴۹ تا ۴۶ میلیون سال پیش و زمان تریق توده‌های خشومی و درانجیر اندک زمانی پس از اوج شرایط دگرگونی برآورد شده است.

۴- سنگ‌نگاری

ترکیب کانی‌شناسی و طبقه‌بندی مودال نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۲ به نمایش درآمده است. در تمام طیف ترکیب سنگ‌شناسی مشاهده شده اعم از سینوگرانیته، مونزوگرانیته، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و تونالیت در بخش‌های مختلفی چون توده‌ها، دایک‌ها و آنکلاوهای مجموعه نفوذی خشومی- درانجیر، سنگ‌ها هیپرسولوس (Hyper solvus) بوده و سایر ویژگی‌های سنگ‌نگاری توده‌ها و دایک‌های این مجموعه نفوذی به ترتیب به شرح زیر است:

۴-۱. توده خشومی: رنگ ماگروسکوپی سنگ‌ها بیشتر از کرم- صورتی تا

خاکستری روشن در تغییر است. ساخت چیره، دانه‌ای بوده اما گاهی ساخت پورفیروید نیز در برخی نقاط توده خشومی به‌ویژه با افزایش میزان درشت بلورهای (مگاگریت) فلدسپات قلیایی دیده می‌شود. تریق این توده در یک پهنه برشی و عملکرد نیروهای زمین‌ساختی بر آن، باعث شکل‌گیری خط‌وارگی در کانی‌های مافیک سنگ و به‌ویژه بیوتیت‌ها، در راستاهای مختلف شده‌است. این جهت‌یافتگی‌های ترجیحی در بخش‌های حاشیه‌ای گرانیته خشومی محسوس‌تر بوده و در بخش‌های مرکزی توده دیده نمی‌شوند. سینوگرانیته به مقدار بسیار کم، مونزوگرانیته و گرانیته به صورت غیر قابل تفکیک بدنه و حجم عمده سنگ‌های توده را می‌سازد. گرانیته پورفیروید و گرانودیوریت به‌شکل سنگ‌های دو رگه در محل تماس توده خشومی با توده درانجیر دیده می‌شوند. اشلاپرن‌های بیوتیت به فراوانی در متن سنگ‌های توده خشومی دیده می‌شوند (شکل ۳).

بیشتر سنگ‌ها بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار ناهمسان دانه (Hypidiomorphic hetero granular) تا بی‌شکل ناهمسان دانه (Xenomorphic hetero granular) هستند. بافت‌های دیگری چون مونزونیتی، گرانوفیری و میلونیتی نیز در آنها به چشم می‌خورند (شکل ۴).

کوارتز، فلدسپات قلیایی و فلدسپات پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی این سنگ‌ها بوده، بیوتیت و به مقدار کمتر آمفیبول کانی‌های مافیک را تشکیل می‌دهند. اسفن، آپاتیت، زیرکن، کانی‌های کدر و به مقدار بسیار اندک مونازیت و آلانیت کانی‌های فرعی و سریسیته، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کانی‌های رسی و اکسیدهای ثانویه آهن رایج‌ترین کانی‌های ثانوی این سنگ‌ها هستند. اندازه بلورهای کوارتز از ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر در تغییر بوده و بیشتر بلورهای آن خاموشی موحی داشته و اثرات تجدید تبلور به شکل مهاجرت مرزهای دانه‌ای در نمونه‌های با دگرشکلی متوسط تا شدید دیده می‌شود. برخی بلورهای این کانی اذخال‌هایی از جنس آپاتیت، زیرکن و گاهی اسفن دارند. فلدسپات قلیایی غالباً ارتوکلاز بوده، اندازه بلورها از ۲ تا ۱۰۰ میلی‌متر تغییر کرده و بیشتر آنها خودشکل تا نیمه‌شکل دار هستند. در مقیاس میکروسکوپی پرتیتی نبوده و حضور حاشیه‌های برهم‌رشدی در بعضی از بلورها منجر به تشکیل بافت راپاکیوی (rapakivi texture) شده‌است. تأثیر دگرشکلی بر روی بلورهای این کانی خیلی محسوس نبوده، در بیشتر موارد باعث اندکی خرد و ریز دانه شدن از حواشی بلورها شده است. سریسیته شدن در بیشتر بلورها صورت گرفته و اذخال‌هایی از زیرکن، آپاتیت، اسفن و گاهی آمفیبول و بیوتیت در آنها دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه‌هایی که بین ۲ تا ۱۲ میلی‌متر در نوسان است به صورت خودشکل و گاهی نیمه‌شکل دار دیده می‌شوند. دگرشکلی باعث گوه‌ای شدن انتهای تیغه‌های ماکلی یا انحنای ملایم آنها و گاه منجر به تشکیل نوارشکنجی (Kink band) با ابعاد کوچک در آنها شده است (شکل ۵- الف). پلاژیوکلازها اغلب دارای ساختار منطقه‌ای و در سنگ‌های دورگه محل تماس دو توده، با منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شوند. این ساخت در بیشتر موارد نشانه تغییرات محلی و سریع ترکیب مذاب مجاور با سطوح بلورین در حال رشد تلقی می‌شود (Vernon, 2008). کانی‌های ثانوی حاصل از دگرسانی چون کلسیت، اپیدوت، سریسیته و کانی‌های رسی در امتداد رخ‌ها (کلیواژ) و سطوح ماکل تجمع یافته‌اند. کانی‌های مافیک این سنگ‌ها را بیوتیت و آمفیبول تشکیل داده و اندازه بلورهای آنها به طور معمول ۱ تا ۵ میلی‌متر بوده و در بیشتر مواقع نیمه‌شکل دار هستند. اثرات دگرشکلی در بیوتیت‌ها آشکارتر بوده و تشکیل ماکل‌های مکانیکی و نوار شکنجی در آنها مشهود است (شکل ۵- ب). نمونه‌های سالم بیوتیت نیز وجود داشته اما بیشتر به کلریت و گاهی اکسید آهن تجزیه شده‌اند. اذخال‌های فراوانی از آپاتیت در دو شکل منشورهای کوتاه با قاعده پهن و بلورهای سوزنی شکل طویل در بیوتیت‌ها دیده می‌شوند. آمفیبول‌ها بیشتر از نوع هورنبلند سبز بوده و به کلریت تجزیه شده‌اند.

نشان‌دهنده فرایند تفریق هستند هرچند، در نتیجه فرایند آمیختگی ماگمایی نیز روندهای مشابهی می‌توانند شکل بگیرند. روندهای فرعی که به صورت تغییر شیب در نمودارهای اکسیدهای آلومینیم، کلسیم دیده می‌شوند را می‌توان به آمیختگی دو ماگمای سازنده توده‌ها نسبت داد. نزدیکی ترکیب شیمیایی دایک‌ها با سنگ‌های مجموعه نفوذی، به روشنی در این نمودارهای تغییرات دیده می‌شود.

در Rb روند افزایشی با شیب آرام همگام با افزایش SiO_2 در سنگ‌ها دیده می‌شود. تنها دو نمونه (FD.13, FD.24) که از مقدار K_2O بالایی نیز برخوردارند، خارج از این روند قرار گرفته و بالاترین مقدار مشاهده شده این عنصر را در سنگ‌های تحت بررسی نشان می‌دهند. عناصر کمیابی چون Sr و Ba روندهای کاهشی تقریباً پراکنده‌ای را در برابر افزایش سیلیس نشان می‌دهند. تغییرات در Ni به صورت کاهش با شیب آرام و پراکنده‌گی کم نمونه‌هاست. تغییرات Y سنگ‌های مجموعه نفوذی خشومی - درانجیر در مقایسه با دیگر عناصر کمیاب به نمایش گذاشته شده پیچیده‌تر است. در نمونه‌های توده درانجیر تغییرات این عنصر ناچیز و روند آن موازی با محور افقی نمودار است. با پیشرفت تفریق در مقدار سیلیس 63% - 62، به یکباره تغییرات سریعی در مقدار این عنصر رخ داده و به کمترین میزان مشاهده شده خود در سنگ‌هایی با $\text{SiO}_2 = 70\%$ رسیده و مجدداً با افزایش مقدار سیلیس، میزان این عنصر افزایشی می‌یابد. این افزایش می‌تواند نتیجه حضور کانی هماتیت که ضریب توزیع بزرگ‌تری نسبت به سایر کانی‌های سازنده این نمونه‌ها (FD.13, FD.24) که ترکیب کانی‌شناسی ساده‌ای دارند، باشد. در Zr ابتدا یک روند افزایشی دیده می‌شود که پس از یک نقطه عطف کاهش در میزان این عنصر مشاهده می‌گردد (شکل ۱۱). به عقیده (Chapell et al., 2004) چنین روندهایی از ویژگی‌های توده‌های گرانیتی حرارت بالا به شمار می‌رود.

۳-۵. سری ماگمایی

ضریب اشباعی آلومینیم در سن‌های این مجموعه نفوذی کمتر از ۱/۱ بوده ($ASI > 1.2$) و اغلب متاآلومین تا اندکی پراآلومین هستند (شکل ۱۲). بر اساس پارامترهای ارائه شده در سیستم طبقه‌بندی سنگ‌های گرانیتی توسط Frost et al. (2001) و سنگ‌های دارای فلدسپات (Frost & Frost, 2008)، همه نمونه‌های تحت بررسی منیزیمی و از نوع I بوده، از نظر اندیس اصلاح شده آلکالی - لایم (MALI)، از کلسی - آلکالی تا آلکالی در تغییر بوده و هیچ کدام کلسیک نیستند. بیشتر این سنگ‌ها در نمودار A/CNK در برابر SiO_2 در قلمرو گرانیت‌های نوع I قرار گرفته (شکل ۱۳) و بر اساس نمودار $R_2 - R_1$ ، ماهیت نیمه قلیایی دارند (شکل ۱۴) اما در نمودارهای جداکننده گرانیت‌های نوع A (Whalen et al., 1987)، به‌جز نمونه‌های (FD.4; FD.6; FD.12; FD.54; FD.58; FD.71; FD.87; FD.107; FD.110; FD.115; FZ.10) سایر نمونه‌ها در قلمرو نوع A واقع می‌شوند (شکل ۱۵). انواع اخیر از نوع A پراآلومین هستند. ماهیت پتاسیم بالای بیشتر سنگ‌های این مجموعه در نمودار (Hastie et al., 2007) Co - Th به نمایش درآمده است (شکل ۱۶).

۴-۵. نمودارهای عنکبوتی

فراوانی عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های این مجموعه نفوذی با مقادیر کندریتی (Nakamura, 1974) مقایسه شد. فراوانی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989) نیز با مقادیر این عناصر در سنگ‌های هر دو توده و دایک‌های وابسته مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱۷). به طور کلی نتایج این بررسی‌ها را می‌توان چنین برشمرد:

- در سنگ‌های توده گرانیتی خشومی، LREE نسبت به مقدار کندریتی به طور متوسط ۲۲۵ برابر غنی شده است در حالی که برای HREE این مقدار تنها ۱۲ برابر است. وضعیت در دایک‌ها نیز به همین منوال است به طوری که مقدار متوسط غنی‌شدگی LREE نسبت به کندریت ۲۸۵ برابر است و برای HREE این مقدار متوسط به ۹ برابر کاهش می‌یابد. در سنگ‌های توده دیوریتی درانجیر نیز متوسط

از دیگر ویژگی‌های این توده می‌توان به حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با اشکال مدور و بیضی و ابعاد متفاوت در بخش‌های مختلف به‌ویژه در محل تشکیل سنگ‌های دورگه اشاره کرد (شکل ۶). بافت در آنکلاوها بیشتر از نوع دانه‌ای ریز بلور و گاهی پویی‌کلیتیک بوده و ترکیب آنها میکرودیوریتی، میکرومونزدیوریتی تا میکرومونزونیته است.

۲-۴. توده درانجیر: در توده درانجیر، سنگ‌ها اغلب دارای ساخت دانه‌ای بوده و به رنگ خاکستری تیره تا خاکستری روشن و گاهی به رنگ خاکستری سبز هستند. بخش عمده توده را گرانودیوریت و کوارتز دیوریت ساخته و تونالیت به مقدار بسیار کم وجود دارد. تغییرات سنگ‌شناسی تدریجی بوده و این بخش‌ها در صحرا غیر قابل تفکیک هستند. فلدسپات پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی و کوارتز کانی‌های اصلی و آمفیبول و بیوتیت کانی‌های مافیک این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۷). آمفیبول نسبت به بیوتیت از برتری حجمی برخوردار بوده و از این نظر از سنگ‌های توده خشومی که در آنها برتری با بیوتیت است، متمایز می‌گردند. کانی‌های کدر، آپاتیت، اسفن، زیرکن و به مقدار بسیار اندک موناژیت کانی‌های فرعی را می‌سازند. بافت در آنها بیشتر دانه‌های نیمه‌شکل دار ناهمسان‌دانه است.

کوارتز به صورت بین بلوری در میان بلورهای خودشکل پلاژیوکلازها حضور دارد. بلورهای فلدسپات قلیایی نیمه‌شکل دار بوده، پرتیتی نبوده و سرسیتی شدن به طور فراگیر در بیشتر آنها رخ داده است. پلاژیوکلازها عموماً خودشکل و دارای منطقه‌بندی و گاهی منطقه‌بندی نوسانی هستند. دگرسانی به کلسیت، اپیدوت و سرسیت در برخی بلورها رخ داده است. بیوتیت و آمفیبول اغلب به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل دار دیده شده که برخی از بلورهای آنها از حاشیه‌ها به کلریت و اکسیدهای ثانویه آهن تجزیه شده‌اند.

۳-۴. دایک‌ها: بیشتر دایک‌هایی که این مجموعه نفوذی را قطع کرده‌اند، میکرودیوریتی تا میکرومونزونیته بوده و دارای پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، آمفیبول، بیوتیت و اندکی کوارتز هستند. تنوع بافتی در دایک‌ها زیاد بوده اما در مجموع، بافت‌های ریزدانه با ابعاد مساوی دانه‌ها، ریزدانه پورفیرویدیدی و بافت جریان‌ی رواج دارند. بیشتر دایک‌ها متحمل دگرسانی شده و کانی‌های سالم در آنها کمتر دیده می‌شود. دایک‌های آپلیتی دسته دیگری از دایک‌های حاضر در این مجموعه بوده، بافت دانه‌شکری نشان داده و ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل کوارتز، ارتوکلاز و کمی آلپیت است (شکل ۸).

۵- ژئوشیمی

۵-۱. طبقه‌بندی و نامگذاری

با استفاده از نمودارهای O'Connor (1965) بر اساس کانی‌های نورماتیو و نمودار کاتیونی $R_2 - R_1$ ، طبقه‌بندی و نامگذاری انجام گرفت (شکل ۹). به طور کلی ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی از گابرو تا مونزدیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، مونزونیته، کوارتز مونزونیته و گرانیت در تغییر است.

۵-۲. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

وضعیت جایگیری نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات (شکل ۱۰) به‌گونه‌ای است که شکل کلی روند کاهش اکسیدهای Al_2O_3 ، CaO ، MgO ، TiO_2 ، P_2O_5 و FeO در آنها به خوبی آشکار بوده و K_2O تغییرات افزایشی ملایم و نسبتاً پراکنده‌ای را همگام با افزایش SiO_2 در سنگ‌ها به نمایش می‌گذارد. دامنه تغییرات در Na_2O بسیار محدود بوده و به طور کلی یک روند خطی موازی با محور افقی نمودار که گویای تغییرات مستقل این اکسید از SiO_2 است را به نمایش می‌گذارد. تنها دو نمونه از این روند پیروی نکرده و در میزان تقریباً ثابتی از سیلیس، مقادیر بالایی از Na_2O را نشان می‌دهند. این نمونه‌ها متأثر از متاسوماتیسم بوده و فرایند آلپیتی شدن (Albitization) به طور فراگیر در آنها رخ داده است. چنین الگوهای خطی در نمودارهای تغییرات،

انگاشته شده‌اند (Kerim, 2006; Slaby & Martin, 2008; Barbarin, 1999, 2005; Barenis et al., 2001; Wiebe et al., 2002; Bonin, 2004, 2007; Wiebe, 1996; Janousek et al., 2004; Didier & Barbarin, 1991; Bateman, 1995).

گرانیتوئیدهای مجموعه نفوذی خوشومی - درانجیر با داشتن ویژگی‌هایی از قبیل بیوتیت و آمفیبول به‌عنوان کانی‌های مافیک، همراهی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، عدم حضور کانی‌هایی چون کلدیریت، گارنت، سیلیکات‌های آلومین و همچنین نبود آنکلاوهای سورمیکاسه، از گروه گرانیت‌های KCG (Barbarin, 1999) به شمار می‌روند. این سنگ‌ها از نوع I و A پرآلومین هستند. Collins et al. (1982) بر این باورند که تبلور زود هنگام آمفیبول‌های کلسیمی در ماگمای غنی از فلونور می‌تواند به غنی شدن از سازندگان فلدسپات قلیایی و تبلور گرانیت‌های نوع A پرآلومین منجر شود. از طرفی King et al. (1997) خاطر نشان کرده‌اند که ذوب بخشی کم یک سنگ مادر با مقادیر فلونور و آب مشابه با سنگ منشأ گرانیت‌های نوع I، می‌تواند به تشکیل گرانیت‌های A پرآلومین ختم شود.

از آنجا که هر دو توده دارای سنگ‌هایی از هر دو نوع I و A هستند، همچنین با در نظر داشتن رفتار کاهشی P_2O_5 در سنگ‌های این مجموعه نفوذی (شکل ۱۰) و میانگین ضریب اشباعی آلومینیم ($ASI=0.95$) در آنها و توجه به این امر که P_2O_5 در مذاب‌های گرانیتی مت‌آلومین تا کمی پرآلومین حلالیت ناچیزی داشته و بالعکس در مذاب‌های گرانیتی پرآلومین از حلالیت بالایی برخوردار است، به نظر می‌رسد که مدل پیشنهادی King et al. (1997) برای این مجموعه نفوذی مناسب باشد، به‌ویژه آن که چنین فرضی با مقایسه رفتار عناصر کمیاب این مجموعه با مقادیر پوسته قاره‌ای ارائه شده توسط Taylor & Mc Lennan (1995) قوت می‌گیرد (شکل ۱۸). از طرفی Kargaranbafghi et al. (2008)، براساس مطالعات ترموبارومتر، ژرفای ۱۳ کیلومتر را برای تشکیل ماگمای سازنده توده خوشومی عنوان کرده‌اند. همانند بیشتر توده‌های گرانیتی KCG مطالعه شده در سایر نقاط که منشأ مختلط و تفریق و آمیختگی ماگمایی فرایندهایی مؤثر در بحث سنگ‌زادی آنها معرفی شده‌اند (Slaby & Martin, 2008; Solgadi et al., 2007; Halla, 2005; Janousek et al., 2000; Samsonov et al., 2005) در مورد مجموعه خوشومی- درانجیر نیز با توجه مجموعه شواهدی چون نازک‌شدگی سنگ‌کراهی و بالا آمدن سست‌کره در زیر ایران مرکزی در انوسن پسین (Paul et al., 2006; Kaviani et al., 2007)، منشأ مختلط گوشته‌ای- پوسته‌ای برای آن پیشنهاد می‌شود.

روندهای کاهشی مشاهده شده در میزان برخی عناصر اصلی، حاکی از فرایند تفریق است. چنین روندهایی علاوه بر فرایند تفریق، می‌تواند در نتیجه آمیختگی ماگمایی نیز به‌وجود آیند. با آنکه شواهد صحرایی گویای آمیختگی ماگماهای مافیک و فلسیک در این مجموعه نفوذی‌اند (شکل ۱۹)، اما به منظور ردیابی ژئوشیمیایی و تشخیص اثر هر یک از فرایندهای یاد شده در سنگ‌زایی سنگ‌های این مجموعه نفوذی، از نمودارهای Rb/Ba-Th/Nb و Nb/Zr-Nb ارائه شده توسط Soesoo (2000) بهره گرفته شد. آرایش تجمعی و خوشه‌ای داده‌ها در نمودار Rb/Ba-Th/Nb نشان رخداد تفریق و تبلور بخشی است. در حالی که آمیختگی ماگمایی موجب آرایش خطی یا منحنی شکل داده‌ها می‌شود. به طور کلی داده‌های این مجموعه نفوذی در این نمودار از آرایش خطی با شیب متوسط پیروی می‌کنند. نمونه‌های توده دیوریتی درانجیر در بین خود از یک آرایش خوشه‌ای برخوردار بوده و تفریق و تبلور بخشی را در ماگمای مافیک نشان می‌دهند. اما این حالت تأثیر چندانی در شکل کلی که نمایانگر آمیختگی ماگماهای مافیک و فلسیک است ندارد (شکل ۲۰- الف).

در نمودار Nb/Zr-Nb نیز آرایش داده‌ها به صورت خطوط شیب‌دار، نشانه رخداد آمیختگی ماگمایی یا درجات متفاوت ذوب بخشی عنوان شده است (Soesoo, 2000). داده‌های این مجموعه نفوذی در این نمودار از آرایش

غنی‌شدگی LREE نسبت به کلدیریت ۱۱۸ برابر است و برای HREE این مقدار ۱۵ برابر مقدار این عناصر در کلدیریت است.

در نمودارهای عناصر کمیاب حاکی سنگ‌های هر دو توده و دایک‌های وابسته، تقعر به سمت بالا وجود دارد که حاکی از تفریق درون‌گروهی این عناصر و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است. میزان این تفریق در بین نمونه‌های مختلف متفاوت بوده $(41.64 > (La/Yb)_N > 2.72)$ به طوری که بیشترین میزان غنی‌شدگی در نمونه مونوزونیتی (FZ.10) و کمترین آن در نمونه گابرویی (FD.73) مشاهده می‌شود. بخش میانی نمودارها الگوهای نسبتاً تخت و هم‌سواری را نشان می‌دهند $(1.18 > (Ce/Sm)_N > 5.98)$ که این امر حاکی از نقش کانی‌های مافیکی چون بیوتیت و آمفیبول در جذب MREE است.

الگوی نسبتاً هم‌وار و مقادیر کم در بخش HREE نمودارها $(0.44 > (Eu/Yb)_N > 3.30)$ را می‌توان به رفتار سازگار این عناصر و باقی ماندن فازهایی چون گارنت در ناحیه منشأ ماگما یا ماگماهای سازنده سنگ‌های این مجموعه نفوذی نسبت داد. در تمامی نمونه‌ها عنصر Eu یک تهی‌شدگی را به نمایش می‌گذارد، میزان تهی‌شدگی در بین نمونه‌ها متغیر است $(0.149 > (Eu/Eu^*) > 0.830)$. بیشترین تفریق این عنصر در نمونه مونوزونیتی (FD.87) و کمترین میزان تفریق آن در نمونه مونوزودیوریت (FD.71) مشاهده می‌شود. میزان کم تفریق در نمونه اخیر به خوبی با میزان مودال کم پلاژیو کلاز در این سنگ همخوانی دارد.

غنی‌شدگی عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) بزرگ یون (LILE) بین ۵ تا ۱۲۰۰ برابر گوشته اولیه در تغییر است. این میزان در گروه‌های سنگی مختلف متفاوت می‌باشد به گونه‌ای که در توده گرانیتی خوشومی، غنی‌شدگی بین ۵ تا ۳۰۰ برابر در تغییر است و در مورد عنصر سزیم حتی به حدود ۱۲۰۰ برابر هم می‌رسد. در حالی که در توده دیوریتی درانجیر این مقدار بین ۸۰ تا ۶۰۰ برابر در نوسان است. در دایک‌ها میزان تغییرات کوچک بوده و بین ۱۰۰ تا ۳۵۰ برابر گوشته اولیه می‌باشد.

تهی‌شدگی‌های شاخص و آشکاری در عناصر P و Ti دیده می‌شود، همچنین تهی‌شدگی اندک تا متوسط Nb در تمامی سنگ‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است. عنصر Sr در این سنگ‌ها بین ۱۰ تا ۱۰۰ برابر گوشته اولیه بوده و یک تهی‌شدگی تقریباً کوچک را به نمایش می‌گذارد. این عنصر در توده دیوریتی درانجیر تمرکز بالاتری را نشان داده که حاکی از تمرکز آن در پلاژیو کلازها است که از نظر حجم عمده‌ترین کانی سازنده سنگ‌های این توده هستند.

K و Ba - تنها در یک نمونه از سنگ‌های توده گرانیتی خوشومی (ترونجمیت FD.42) مقادیر پایین تری را نشان می‌دهند که به صورت تهی‌شدگی ظاهر شده است. این امر به علت رخداد پدیده متاسوماتیسم و آلپیتی شدن گسترده و فراگیر در سنگ است. عناصر U, Th, Pb تقریباً در تمامی نمونه‌های مورد بررسی غنی‌شدگی متوسطی را نشان می‌دهند. در یک نمونه از سنگ‌های توده درانجیر (گرانودیوریت FD.78) میزان عنصر U به بالاترین مقدار مشاهده شده (حدود ۸۰۰ برابر گوشته اولیه) در این سنگ‌های این مجموعه نفوذی می‌رسد که با توجه به میزان بالای عنصر Zr در این نمونه، به نظر می‌رسد این مقدار بالای اورانیم به دلیل حضور زیرکن‌های موروثی و باقیمانده از سنگ منشأ ماگما یا ماگماهای سازنده این مجموعه نفوذی باشد.

۶- سنگ‌زایی (پتروزن)

ترکیب شیمیایی و سنگ‌شناسی بسیاری از گرانیتوئیدها حاصل تأثیر متقابل فرایندهای سنگ‌زادی مختلفی است که به هنگام تشکیل ماگما یا حین تبلور آن فعال بوده‌اند. تشخیص و تفکیک این فرایندها همیشه به سادگی امکان‌پذیر نیست. همراهی سنگ‌های دورگه و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با بیشتر توده‌های گرانیتی کلسیمی- قلیایی، غالباً به عنوان نشانه همزیستی ماگماهای کاملاً متفاوت مافیک- فلسیک و اهمیت ماگمای مافیک در تکوین و تحول ماگماهای گرانیتی

زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌ای وابسته به مناطق فرورانش و همچنین درون‌صفحه‌ای را نشان می‌دهند.

۸- نتیجه گیری

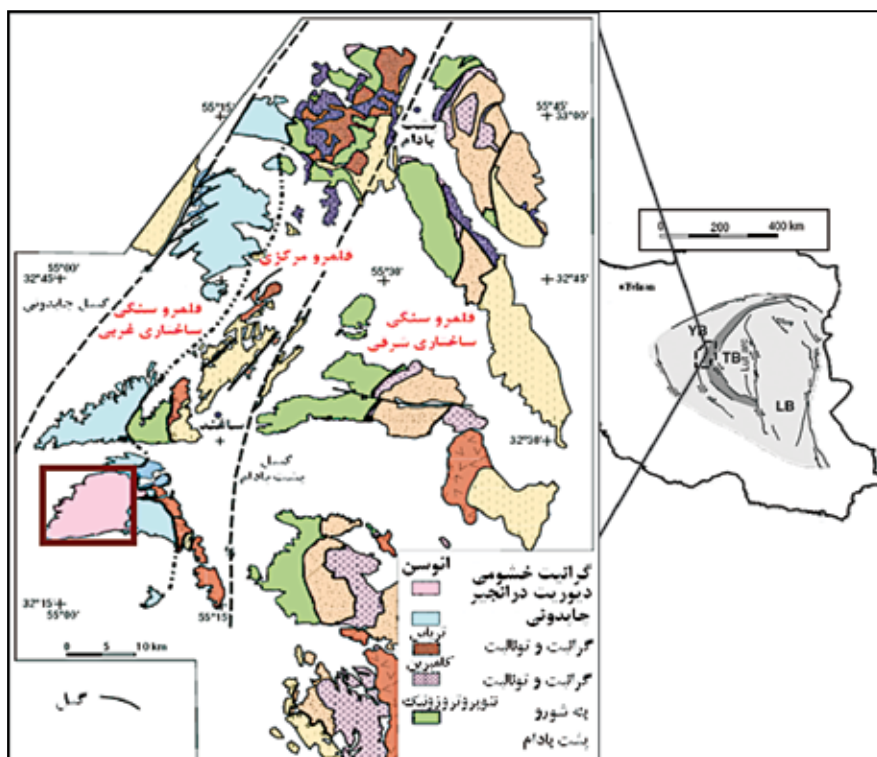
مجموعه نفوذی خشومی- درانجیر به سن ائوسن پسین، مشتمل بر دو توده بلافضل گرانیت خشومی و دیوریت درانجیر و همچنین دایک‌های وابسته، در منطقه ساغند و در پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه نفوذی شامل طیف گسترده‌ای بوده که حجم کمی از سنگ‌های بازیک (مونزوگابرو)، حدواسط (تونالیت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت) تا اسیدی (مونزونیت، مونزو گرانیت و سینو گرانیت) هیپرسولوس را دربرمی‌گیرد. این سنگ‌ها عمدتاً از گرانیتوئیدهای نوع I بوده که با مقدار کمی از گرانیتوئیدهای نوع A همراهی می‌شوند. از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی اغلب متاآلوئین تا کمی پرآلوئین، کلسیمی- قلیایی پتاسیم بالا (KCG)، منیزیمی و کلسی- آلکالیک تا آلکالیک بوده و از لحاظ رفتار Zr در آنها در گروه گرانیت‌های حرارت بالا (Chappell et al., 2004) تقسیم‌بندی می‌شوند. الگوهای توزیع عناصر کمیاب خاکی حاکی از تفریق درون گروهی این عناصر و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در سنگ‌های سازنده این مجموعه نفوذی بوده و همچنین بیانگر نقش حائز اهمیت آمفیبول در جذب MREE است. این توده‌ها پس از برخوردی بوده و از لحاظ جایگاه زمین‌ساختی، به کمان‌های آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش، همچنین ماگماتیسیم درون‌صفحه‌ای تعلق دارند. با شکل‌گیری محیط‌های کشتی پس از برخورد صفحه عربستان با خرده قاره ایران مرکزی، به دلیل نازک‌شدگی سنگ‌کره‌ای و برخاستگی سست‌کره، ماگمای گوشته‌ای موجب ذوب پوسته زیرین تا میانی (۱۳ کیلومتری) شده و ماگماهای سازنده این سنگ‌ها در ائوسن پایانی به درون سنگ‌های دگرگونی مجموعه چاپدوننی تزریق شده‌اند. همانند بسیاری از توده‌های کلسیمی- قلیایی پتاسیم بالا (KCG)، تبلور بخشی و آمیختگی ماگماهای مافیک - فلسیک نقشی اساسی در تکوین این مجموعه نفوذی داشته است.

خطی با شیب متوسط پیروی می‌کنند (شکل ۲۰-ب) و برای آن که معلوم شود درجات متفاوت ذوب بخشی یا آمیختگی ماگمایی باعث شکل‌گیری چنین روندی هستند، از نمودار Cr-Rb استفاده شد. داده‌های سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودار آرایش خطی و به موازات محور عمودی به خود می‌گیرند که نشان از فرایند تبلور بخشی است. این حالت در نمونه‌های توده دیوریتی درانجیر آشکارتر بوده و می‌توان آن را نشانه رخداد تفریق و تبلور بخشی در ماگمای مافیک پیش از آمیختگی آن با ماگمای فلسیک فرض کرد (شکل ۲۰-ج). مدل‌سازی عناصر کمیاب حاکی از تفریق تأثیرگذار آمفیبول در ماگمای مافیک و فلدسپات کلسیمی در ماگمای فلسیک پیش از آمیختگی است (شکل ۲۰-د).

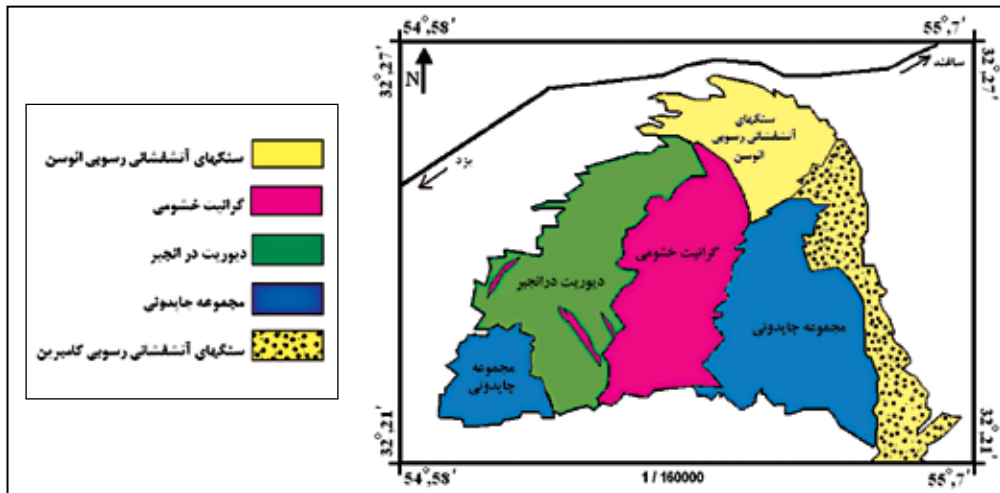
۹- جایگاه زمین‌ساختی

جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های منطقه در نمودارهای طبقه‌بندی (Frost et al., 2001, 2008)، با قلمرو توده‌های پس از برخوردی کالدونین انگلستان و ایرلند، شباهت نشان می‌دهند. این پژوهشگران عمدتاً چنین سنگ‌هایی را گرانیت‌های نوع I و A پس از برخورد معرفی نموده‌اند. در نمودارهای عناصر کمیاب (Pearce et al., 1984 و Schandl & Gorton, 2002)، بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و درون‌صفحه‌ای (WPG) قرار می‌گیرند (شکل ۲۱). هیچ‌کدام از نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی قرار نمی‌گیرند.

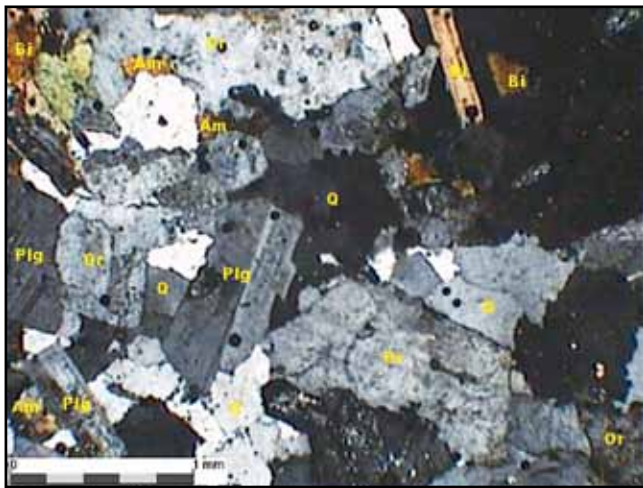
در ژئوشیمی سنگ‌های مجموعه نفوذی خشومی- درانجیر نیز ویژگی‌های این محیط‌ها انعکاس دارد، از جمله می‌توان به تهی‌شدگی عناصر Nb, Ti, P اشاره داشت که از ویژگی‌های مناطق فرورانش بوده و می‌توان آن را به فرورانش صفحه عربستان به زیر خرده قاره ایران مرکزی مربوط دانست. از طرفی ذوب بخشی پوسته قاره‌ای نیز می‌تواند منجر به تهی‌شدگی در فراوانی این عناصر گردد. به باور Barbarin (1999) گرانیت‌های KCG عموماً در محیط‌های کشتی پس از برخورد تشکیل شده و بیشترشان هم به دلیل ماهیت تحولی آنها، ویژگی‌هایی از هر دو جایگاه



شکل ۱- موقعیت منطقه ساغند در بلوک‌های سه‌گانه ایران مرکزی و نقشه زمین‌شناسی ناحیه ساغند پشت بادام. قلمروهای سنگی ساختاری بلوک یزد و همچنین منطقه مورد نظر این پژوهش در کادر مشخص شده به نمایش درآمده است (برگرفته با تغییر از Verdel et al., 2007).

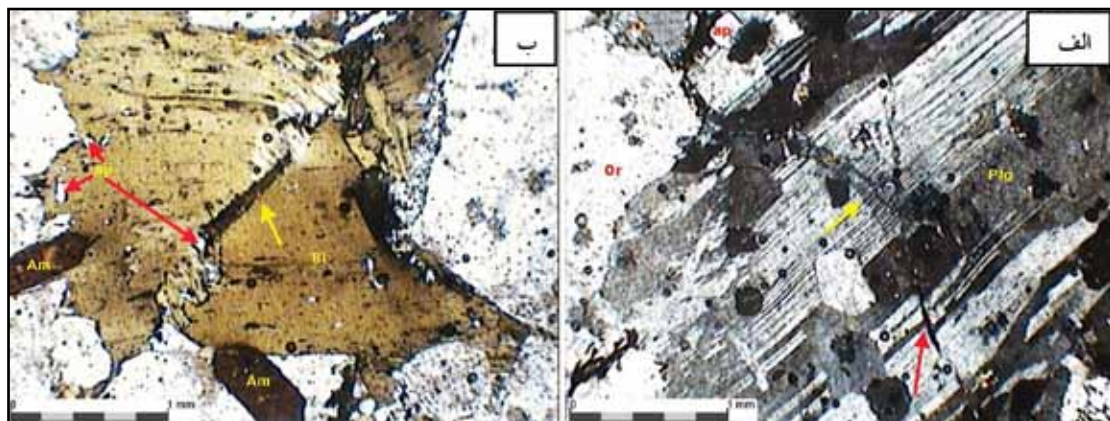


شکل ۲- نقشه زمین شناسی ساده شده مجموعه نفوذی خوشمی- درانجیر

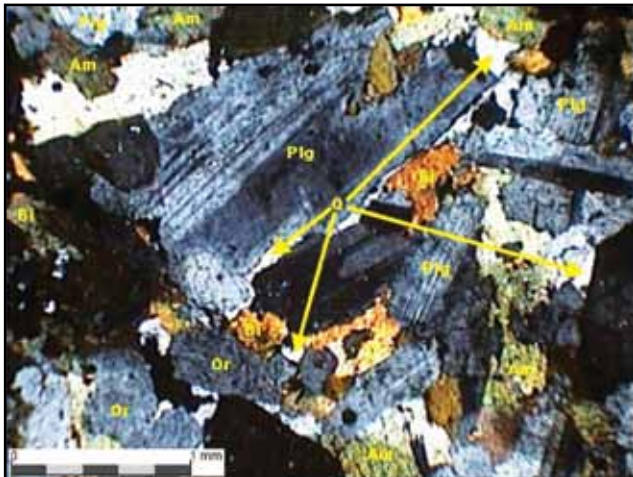


شکل ۳- اشلایرن بیوتیت در توده گرانیتی خوشمی

شکل ۴- نمایی از بافت نیمه‌شکل‌دار ناهمسان‌دانه (Hypidiomorphic Heterogranular) در گرانیت‌های توده خوشمی. نور XPL. Am: Amphibole; Ap: Apatite; Bi: Biotite; Or: Orthoclase; Plg: Plagioclase; Q: Quartz



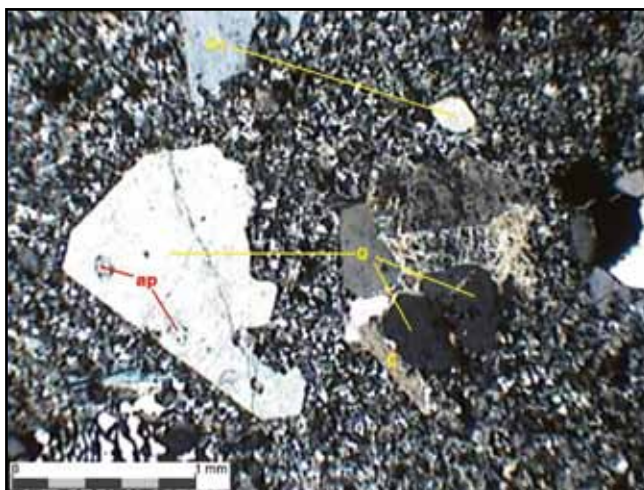
شکل ۵- الف) یک نوار شکنجی (Kink Band) کوچک در پلاژیو کلاز. پیکان زرد رنگ محل این نوار شکنجی را نشان می‌دهد. انحنا ملایم تیغه‌های ماکل و جابه‌جایی آنها توسط شکستگی‌های کوچک با پیکان قرمز رنگ مشخص شده‌است. نور XPL. ب) وجود نوار شکنجی در کانی بیوتیت که با پیکان زرد رنگ مشخص شده‌است. پیکان‌های قرمز رنگ میان‌بارهای (انکلوزیون) آپاتیت را نشان می‌دهند. نور PPL. هر دو عکس از نمونه‌های گرانیتی توده خوشمی گرفته شده‌است



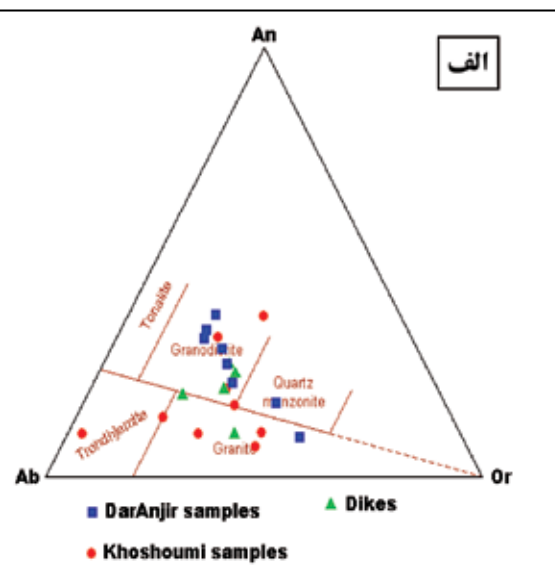
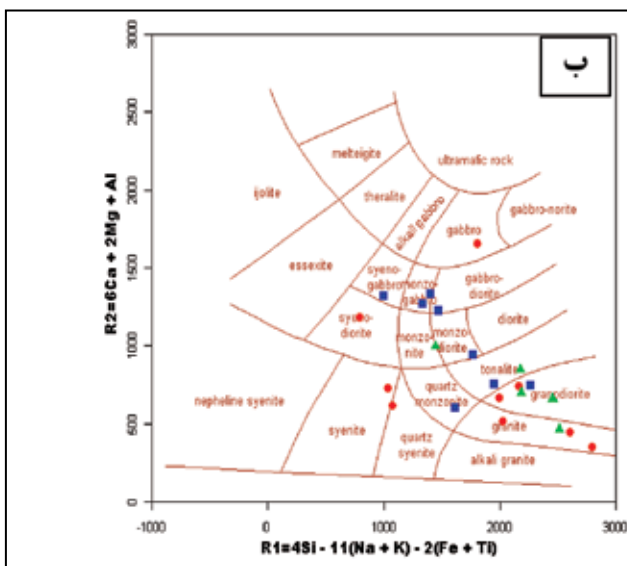
شکل ۷- کوارتز دیوریت توده درانجیر با بافت نیمه شکل دار ناهمسان دانه. بلورهای بدون شکل کوارتز فضای بین بلورهای خود شکل تا نیمه شکل دار پلاژیوکلازها را اشغال کرده اند. آملفیبول و بیوتیت کانی های مافیک سنگ بوده که اغلب نیمه شکل دار هستند. نور XPL.



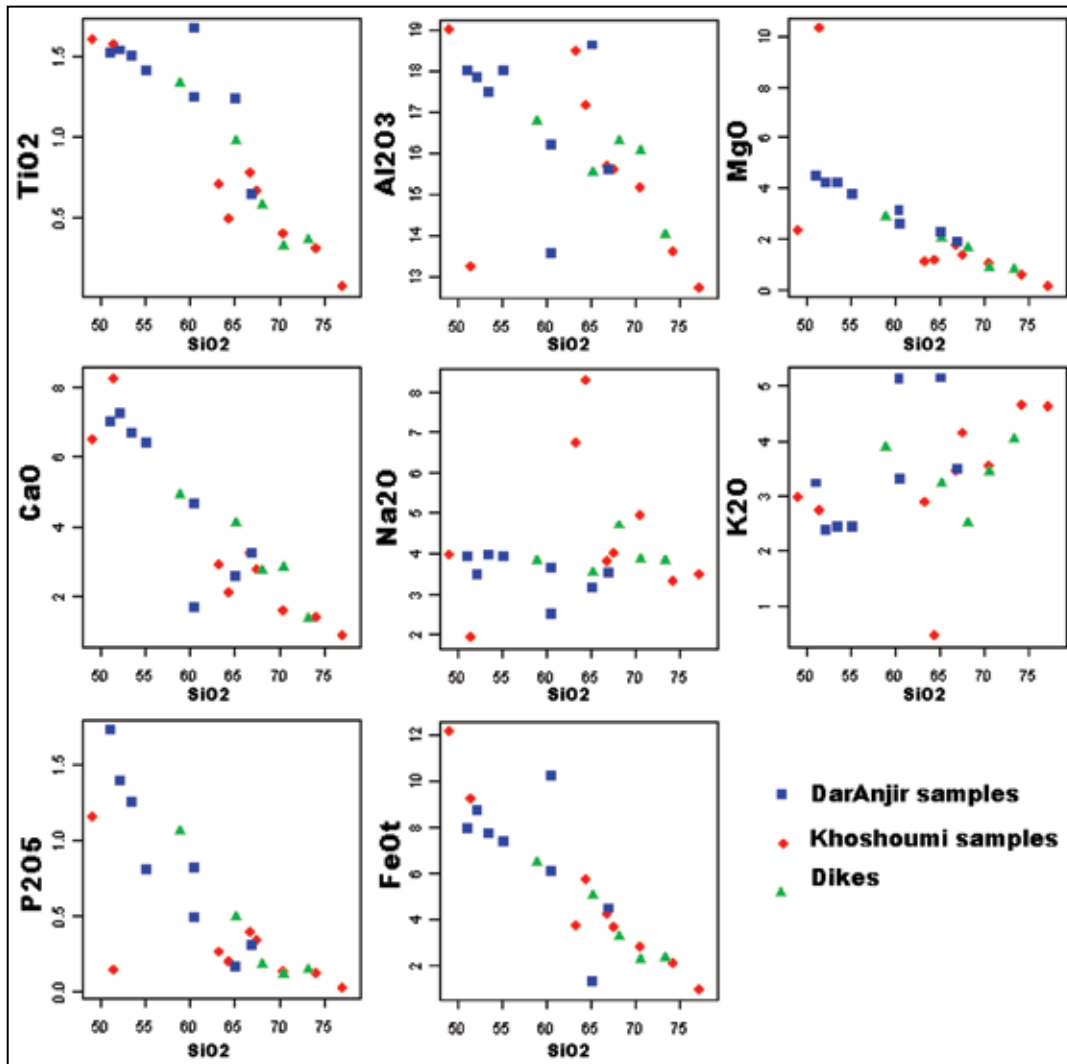
شکل ۶- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با اندازه های متفاوت در توده گرانیتی خشومی



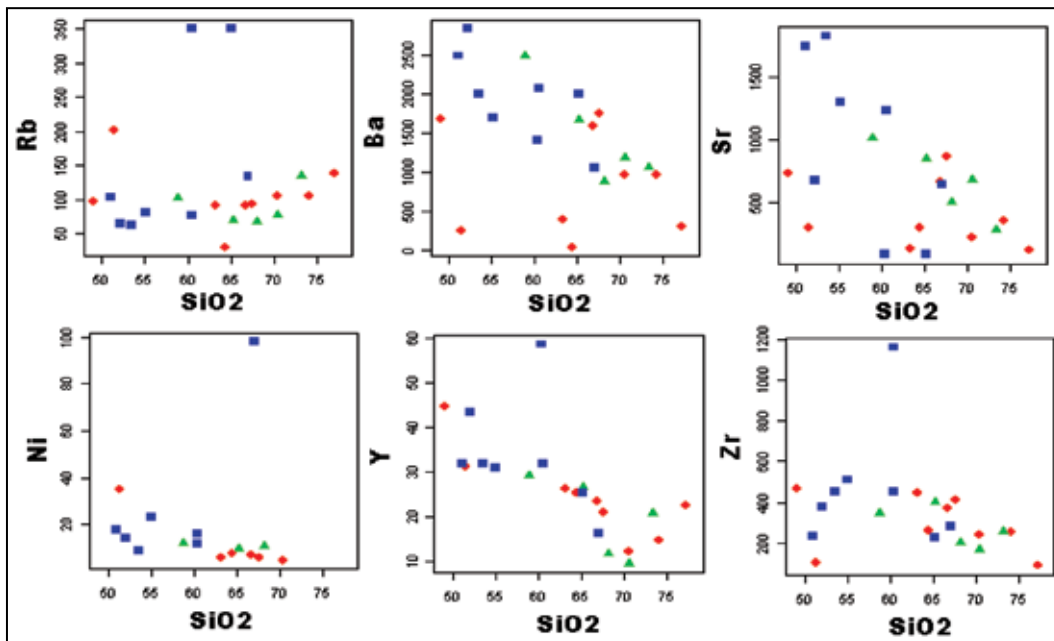
شکل ۸- بافت ریزدانه پورفیریتیک (microgranular porphyritic) در دایک آپلیتی. در گوشه پایین سمت چپ تصویر بافت گرانوفیری حاصل هم رشدی کوارتز و فلدسپات قلیایی به چشم می خورد. درشت بلورهای (فتوکریستال) کوارتز اغلب نیمه شکل دار تا بی شکل بوده و گاهی خوردگی های خلیجی مانند در آنها دیده می شود. نور XPL.



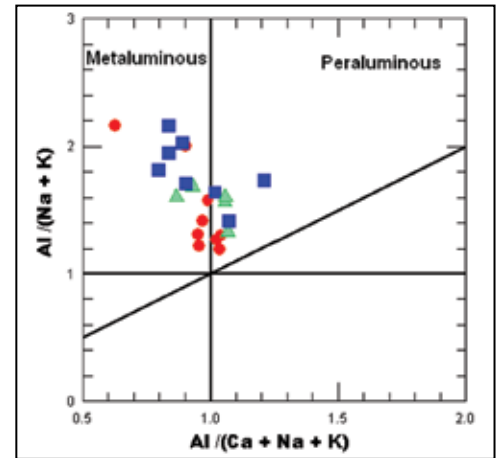
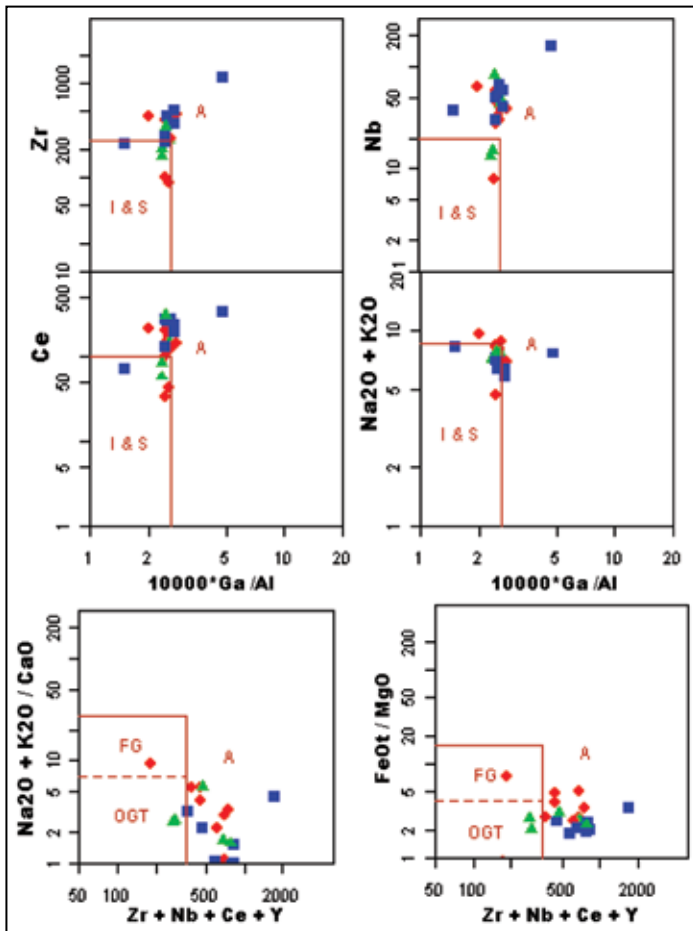
شکل ۹- نمودارهای طبقه بندی سنگ های مجموعه خشومی - درانجیر. الف) نمودار (1965) O' Conner بر اساس کانی های نورماتو. ب) نمودار کاتیونی (1980) De La Roch et al.



شکل ۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس برای سنگ‌های منطقه

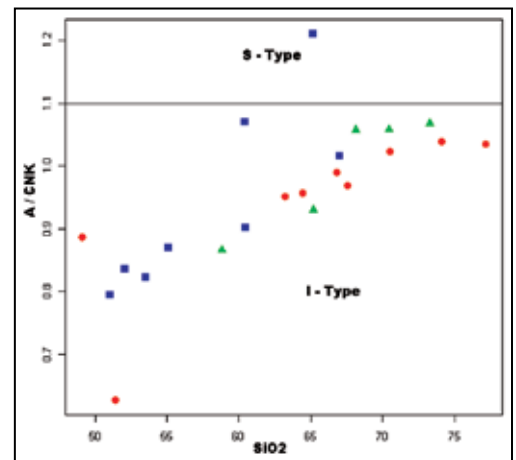


شکل ۱۱- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس (علامت مانند شکل ۱۰)

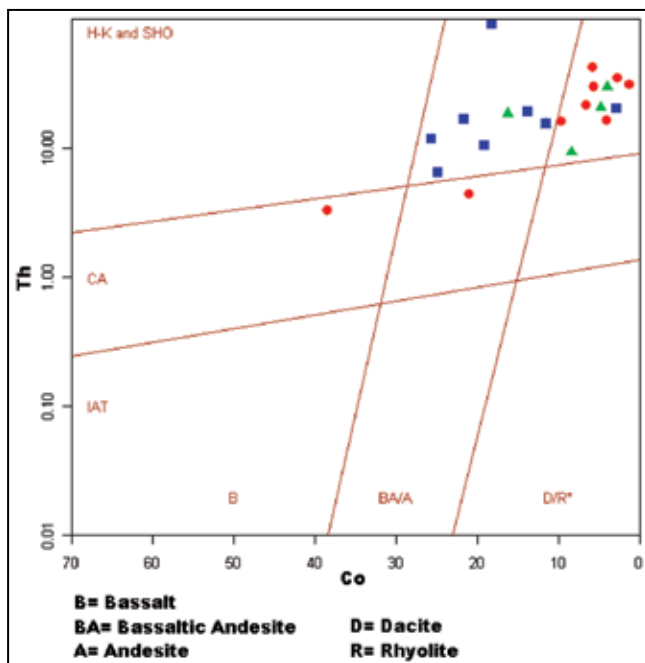


شکل ۱۲- نمودار ضریب اشیاعی آلومینیم (ASI) برای سنگ‌های منطقه، نمونه‌ها متاآلومین تا کمی پراآلومین هستند (علائم مانند شکل ۱۰)

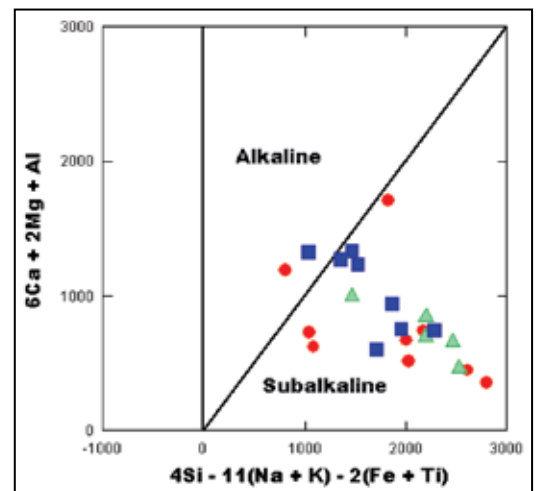
شکل ۱۵- نمودارهای جدا کننده گرانیت‌های نوع A (Whalen et al., 1987)، بیشتر نمونه‌ها حالت حدواسط نشان می‌دهند. هیچ یک از نمونه‌ها در میدان گرانیت‌های کوهزایی قرار نمی‌گیرند (علائم مانند شکل ۱۰). FG = گرانیت‌های تفریق یافته؛ OGT = گرانیت‌های کوهزایی



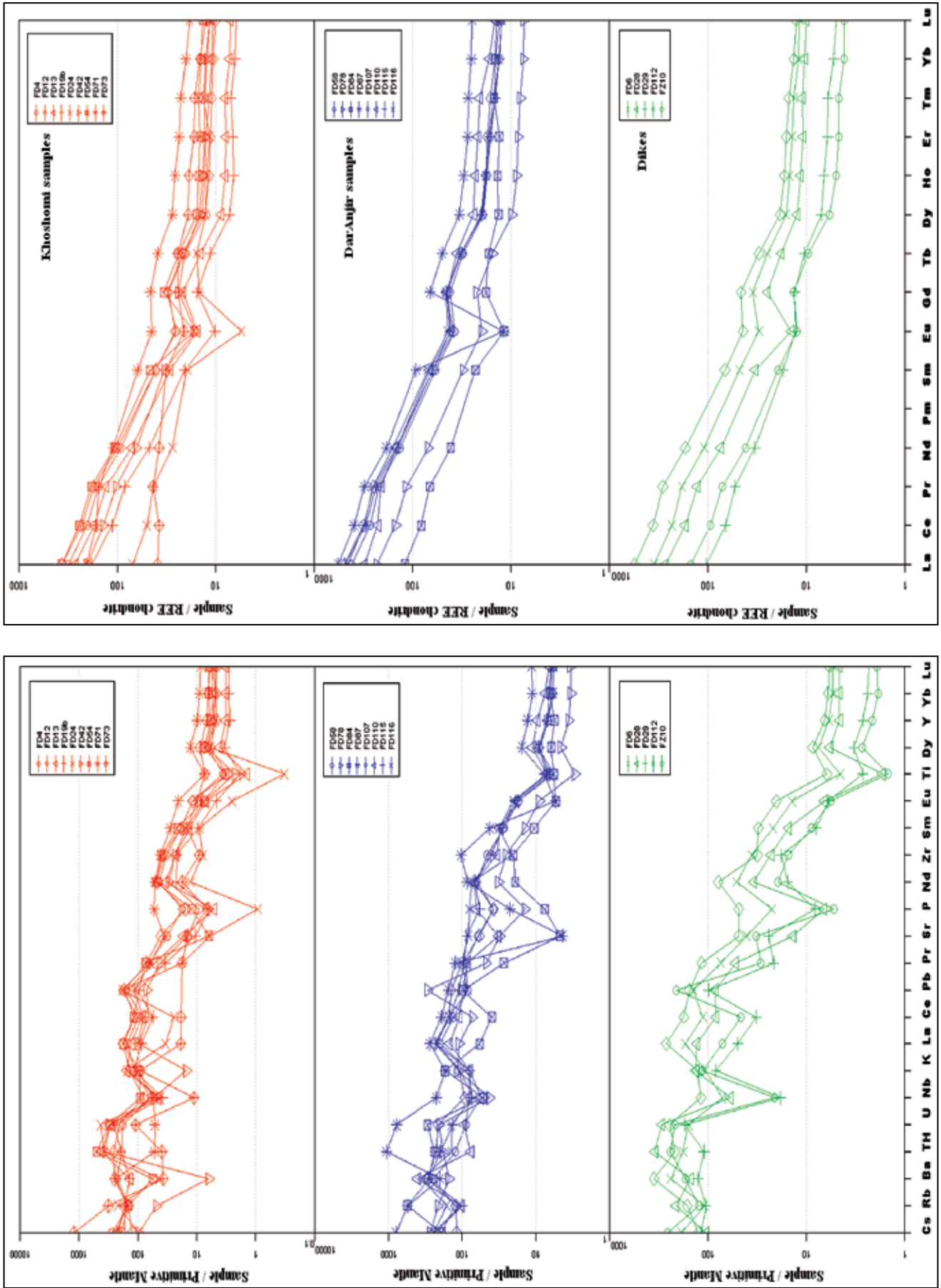
شکل ۱۳- در این نمودار، سنگ‌های منطقه در میدان گرانیت‌های نوع I قرار گرفته‌اند (Chappell & White, 1974)



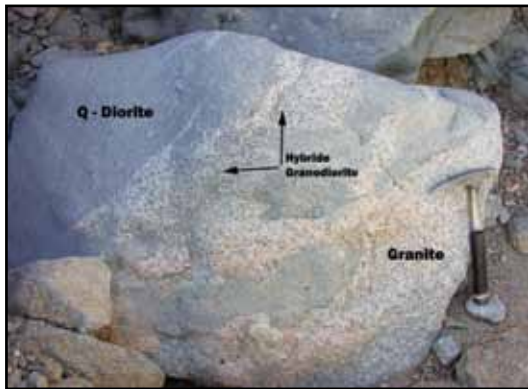
شکل ۱۶- ماهیت پتاسیم بالای سنگ‌های مجموعه خوشمی - درانجیر در نمودار Th-Co به خوبی نمایان شده است (Hastie et al., 2007) (علائم مانند شکل ۱۰)



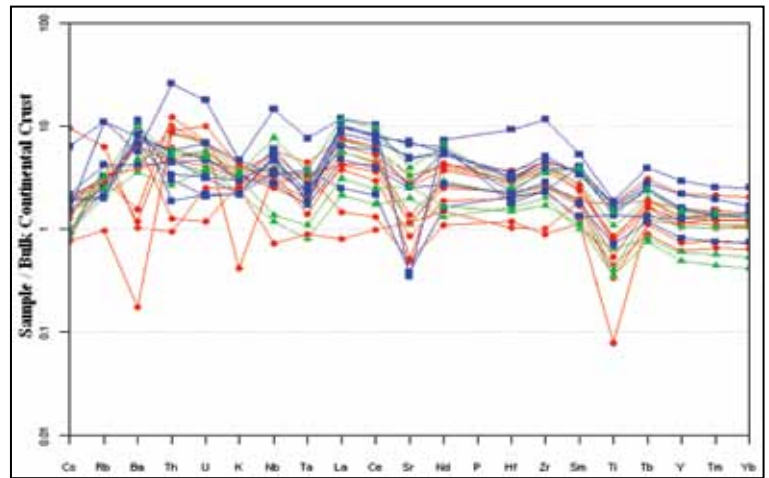
شکل ۱۴- نمودار بیانگر ماهیت نیمه‌قلیایی سنگ‌های منطقه مورد نظر است (De La Roch et al., 1980)



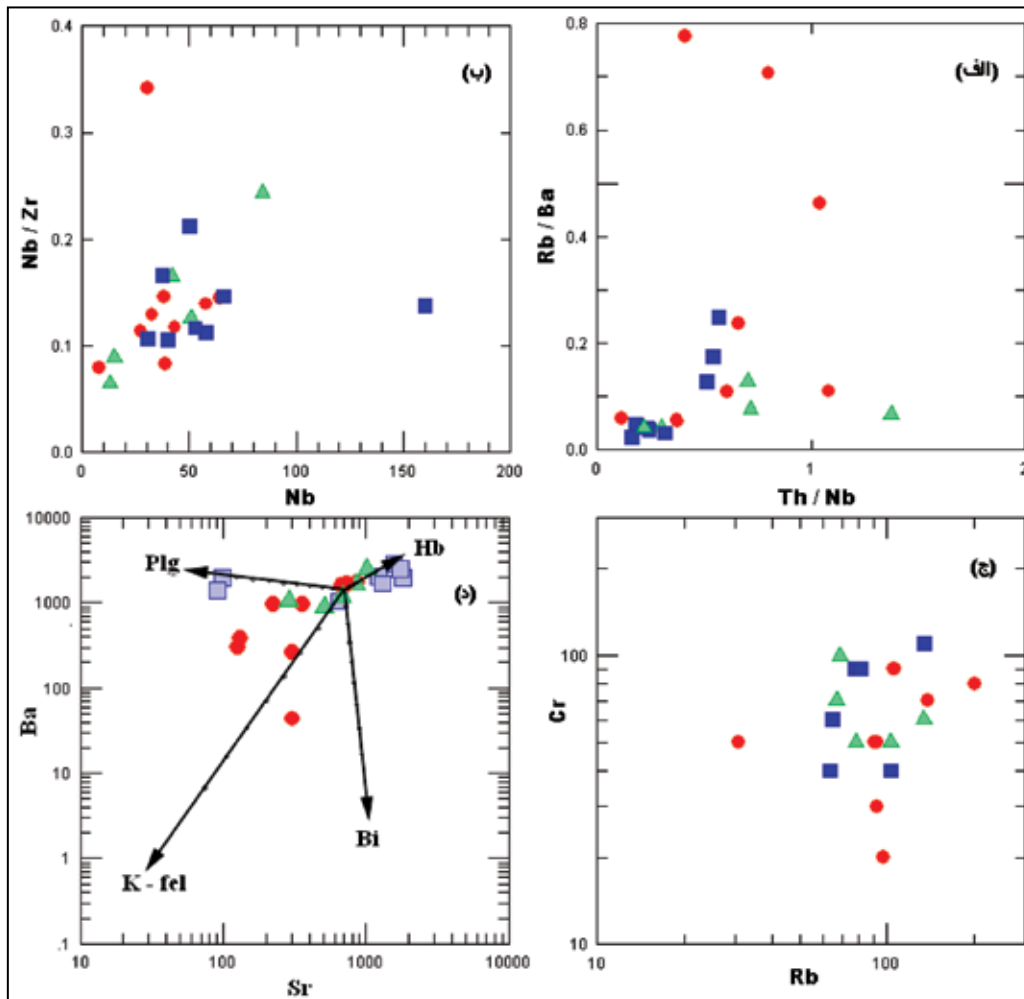
شکل ۱۷- نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منفله که با مقادیر کندریتی (Nakamura, 1974) و گوشه اولیه (Sun & Mc Donough, 1989) بهنجار شده‌اند.



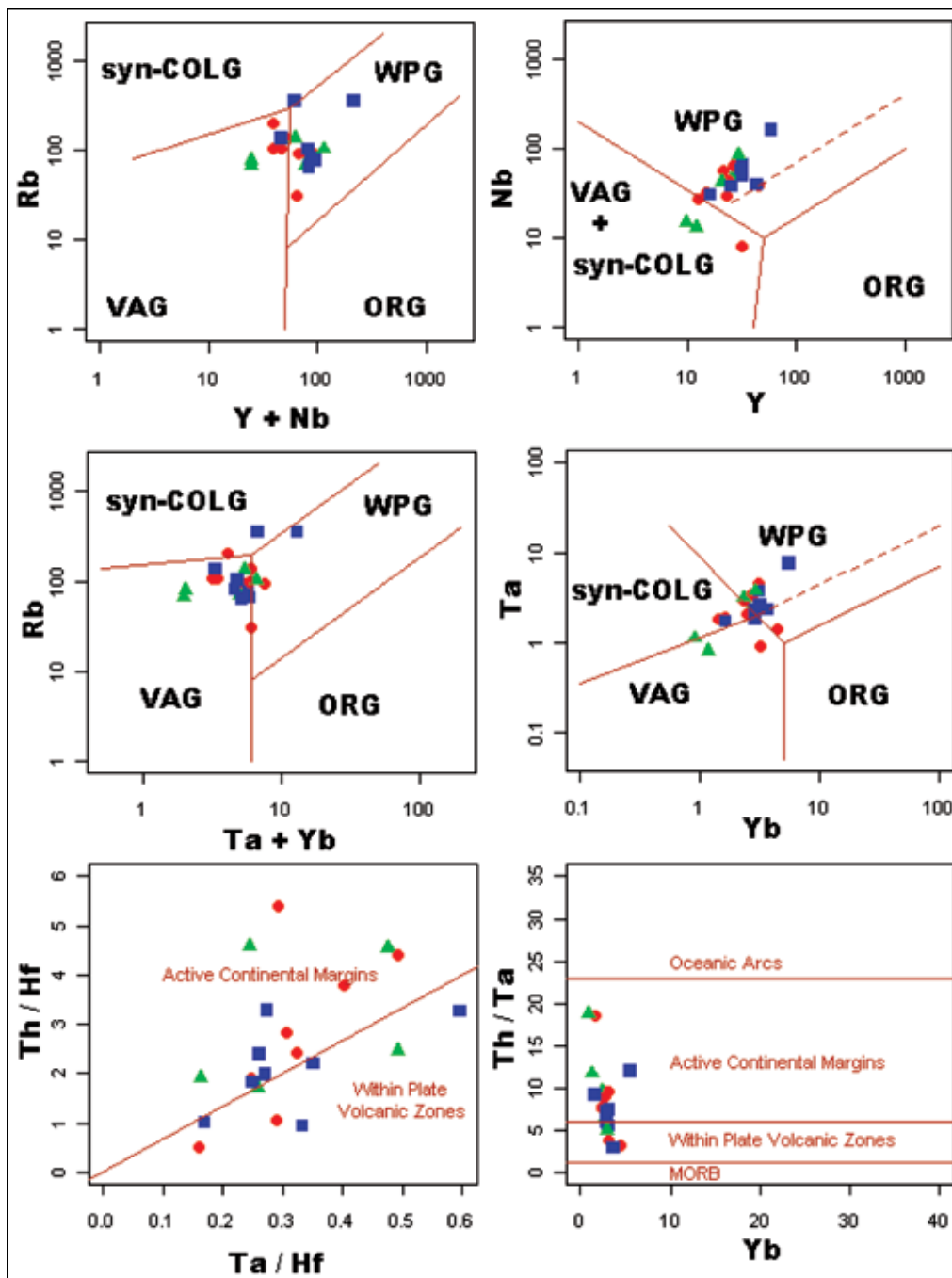
شکل ۱۹- شواهد آمیختگی ماگمای مافیک - فلسیک و تشکیل سنگ‌های دورگه در محل تماس دو توده.



شکل ۱۸- مقایسه رفتار عناصر کمیاب مجموعه با پوسته قاره‌ای (Taylor and Mc Lennan, 1995) (اعلانم مانند شکل ۱۰)



شکل ۲۰- نمودارهای نشان‌دهنده اثرات ژئوشیمیایی فرایندهای سنگ زادی (پتروژنتیکی) مختلف. در نمودارهای (الف) و (ب) آرایش خطی یا منحنی شکل داده‌ها نشانه رخداد آمیختگی ماگمایی تلقی شده است. در نمودار (ج) آرایش موازی با محور عمودی نمودار نشانه رخداد تبلور بخشی در نظر گرفته شده است. در نمودار (د) تأثیر تفریق کانی‌های مختلف بر روی سنگ‌های مجموعه به نمایش درآمده است. مدل‌سازی حاکی از تفریق مؤثر آمفیبول در ماگمای مافیک پیش از آمیختگی است در حالی که در ماگمای فلسیک فلدسپات پتاسیک و پلاژیو کلاز این نقش را دارند. نمودار یاد شده تحول مستقل توده‌ها پیش از آمیختگی ماگمایی را به خوبی نشان می‌دهد (اعلانم مانند شکل ۱۰).



شکل ۲۱- نمودارهای جایگاه زمین‌ساختی مجموعه نفوذی خشومی- درانجیر. در تمامی نمودارها سنگ‌نگاه‌های منطقه در میدان‌های کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای و مناطق آتشفشانی درون‌صفحه‌ای قرار گرفته‌اند. چهارنمودار بالا از Pearce et al. (1984) و دونمودار پایین از Schandl & Gorton (2002) (علامت مانند شکل ۱۰).

	FD4	FD6	FD12	FD13	FD19b	FD24	FD28	FD29	FD42	FD54	FD58	FD71	FD73	FD78	FD84	FD87	FD107	FD110	FD112	FD115	FD116	FZ10
SiO ₂ (wt%)	67.59	65.18	66.79	74.12	70.49	77.19	73.26	68.11	64.42	63.21	60.49	49.07	51.39	67.03	64.17	60.39	55.07	52.08	70.44	53.51	51.05	58.81
TiO ₂	0.66	0.98	0.77	0.30	0.40	0.07	0.36	0.57	0.48	0.70	1.25	1.61	1.58	0.64	1.24	1.68	1.41	1.54	0.32	1.51	1.52	1.33
Al ₂ O ₃	15.60	15.56	15.68	13.61	15.16	12.75	14.03	16.30	17.16	18.50	16.22	19.02	13.33	15.62	17.64	13.59	18.02	17.87	16.07	17.50	18.00	16.78
Fe ₂ O ₃	2.15	2.46	2.26	1.8	1.89	0.94	1.85	2.05	1.97	2.17	2.72	3.06	3.03	2.13	3.12	2.88	3.26	1.81	2.44	2.44	2.36	2.78
FeO	1.66	2.83	2.19	0.29	1.03	0.13	0.52	1.34	4.13	1.73	3.75	10.09	6.91	2.6	2.28	7.88	4.96	6.07	0.45	5.89	6.16	4.08
MgO	1.36	2.03	1.75	0.54	1.02	0.13	0.77	1.65	1.15	1.10	2.59	2.35	10.33	1.86	2.28	3.08	3.73	4.19	0.83	4.22	4.45	2.89
CaO	2.77	4.11	3.24	1.43	1.58	0.88	1.40	2.76	2.10	2.92	4.66	6.47	8.25	3.22	2.57	1.69	6.41	7.22	2.84	6.68	7.00	4.91
Na ₂ O	4.00	3.51	3.78	3.32	4.95	3.49	3.80	4.69	8.29	6.71	3.62	3.95	1.92	3.50	3.14	2.48	3.91	3.46	3.84	3.97	3.91	3.81
K ₂ O	4.14	3.22	3.46	4.65	3.53	4.60	4.02	2.49	0.45	2.87	3.29	2.98	2.74	3.48	5.14	5.13	2.44	2.37	3.43	2.42	3.22	3.87
P ₂ O ₅	0.34	0.49	0.39	0.11	0.13	0.02	0.14	0.18	0.20	0.26	0.82	1.16	0.14	0.30	0.16	0.49	0.81	1.40	0.11	1.26	1.73	1.06
MnO	0.06	0.08	0.06	0.01	0.03	0.01	0.03	0.08	0.11	0.04	0.10	0.22	0.21	0.04	0.07	0.21	0.09	0.09	0.02	0.13	0.14	0.12
total	100.3	100.4	100.3	100.1	100.2	100.2	100.1	100.2	100.4	100.2	99.5	99.9	99.7	100.4	100	99.7	99.7	99.5	100.1	99.5	99.5	100.4
ASI	0.97	0.93	0.99	1.04	1.02	1.03	1.07	1.06	0.96	0.95	0.90	0.89	0.63	1.02	1.21	1.07	0.87	0.84	1.06	0.82	0.79	0.87
Rb ppm	92.7	68.9	90.4	105.5	106	138	134	67	30.8	92.2	77.7	96.9	201	134.5	351	350	80.9	65.1	78.3	63.4	103	103
Ba	1745	1670	1595	961	969	299	1055	880	43.6	389	2070	1670	259	1050	1995	1405	1695	2840	1190	2000	2490	2480
Th	21.7	15.2	16.1	35.2	16.65	31.6	29.6	9.33	30.4	42.1	13	38	30.4	42.6	16.05	4.47	3.3	15.55	20.2	91	10.55	18.5
Nb	57.6	50.7	43.2	32.6	27.3	30.4	42.1	13	38	64.3	66	38.8	8	30.3	37.4	160	57.7	39.9	15	52.7	50.3	84.1
Sr	866	851	672	358	223	127.5	289	512	303	132.5	1240	741	303	653	98.7	90.8	1300	1585	681	1830	1745	1020
Zr	414	402	369	253	241	89	256	201	261	445	451	467	101	285	226	1160	511	378	169	452	237	346
Y	21.1	26.6	23.4	14.7	12.4	22.6	20.8	11.9	25.4	26.4	31.8	44.6	31.2	16.3	25.3	58.6	30.9	43.6	9.7	31.9	32	29.3
Ni	6	10	7	nd	5	nd	nd	11	8	6	12	nd	35	98	nd	16	23	14	nd	9	18	12
Co	6.7	11.6	9.7	2.8	4.1	1.3	4	8.4	5.7	5.8	13.8	21	38.6	11.5	2.8	18.2	19.1	24.8	4.8	21.7	25.6	16.3
La	120.5	117	103.5	89.8	60.1	23.2	89.2	34	66.9	122	162	67.8	12.9	76	39.6	189.5	136.5	102	49.1	159	151.5	183
Ce	200	200	175	149.5	98.1	43.3	147.5	57.1	120	211	273	142	32.6	126	70.4	340	234	195.5	81.3	258	268	313
Nd	63.4	668.7	58.7	45.3	29.8	17.4	46.5	20.9	40.2	66.8	93.1	69.7	23.8	43.5	25.7	116	84.3	91.3	26.2	89.5	100.5	106.5
Sm	8.31	9.66	8.25	5.87	4.2	3.98	6.7	3.49	6.77	9.4	12.65	12.6	6.47	6.17	4.64	18.7	11.85	13.65	3.92	12.5	14.1	13.6
Eu	1.98	2.33	1.94	1.18	0.78	0.42	1.09	0.99	1.24	1.28	2.95	3.46	1.62	1.51	0.9	0.91	2.86	3.14	0.95	3.19	3.36	3.38
Gd	8.43	9.58	8.51	5.96	4.24	4.06	6.84	3.91	6.58	9.3	12.7	12.75	6.6	6.1	4.93	18.25	11.5	12.2	3.72	12.25	12.75	12.65
Dy	4.37	5.48	4.76	3.02	2.48	4.34	4.23	2.4	5	5.36	6.37	9.43	6.25	3.34	4.56	11.35	6.57	8.2	1.98	6.84	6.65	6.32
Er	2.55	3.11	2.82	1.78	1.51	2.59	2.43	1.36	2.92	3.23	3.88	5.27	3.72	1.89	2.93	6.13	3.6	4.9	1.05	3.92	3.77	3.59
Yb	2.32	2.65	2.42	1.59	1.4	2.75	2.28	1.16	2.69	3.07	3.19	4.43	3.16	1.62	3.11	5.52	2.87	3.66	0.91	2.9	2.91	2.93
Lu	0.34	0.4	0.36	0.24	0.21	0.39	0.34	0.17	0.39	0.46	0.47	0.63	0.43	0.25	0.44	0.84	0.42	0.49	0.14	0.42	0.42	0.43
(La/Th) _N [‡]	34.63	29.43	28.51	37.65	28.62	5.62	26.08	19.54	16.58	26.49	33.86	10.20	2.72	31.28	8.49	22.89	31.71	18.58	35.97	36.55	34.71	41.64
Eu/Eu _N [‡]	0.719	0.735	0.705	0.607	0.562	0.318	0.490	0.820	0.563	0.416	0.707	0.830	0.754	0.747	0.574	0.149	0.743	0.732	0.753	0.782	0.755	0.778

nd = not determined

[‡]normalizing values from Nakanamura (1974)

[‡]Eu/Eu_N[‡]=(Eu_N/√[(Sm_N)(Gd_N)]

جدول ۲- ترکیب کانی شناسی و طبقه‌بندی مودال سنگ‌های مورد مطالعه

شماره نمونه	ترکیب کانی شناسی							نام سنگ
	Q	A-Fel	Plg	Bi	Amph	Acc	Sec	
FD.4 FD.13 FD.19b FD.24 FD.28 FD.112	40 - 45 %	10 - 20 %	10 - 15 %	10 - 15 %	1 - 10 %	2 - 5 %	1 - 5 %	سینوگرانیت مونزوگرانیت
FD.6 FD.29 FD.42 FD.54 FZ.10	10 - 25 %	30 - 35 %	25 - 30 %	10 - 15 %	10 - 15 %	2 - 5 %	1 - 5 %	مونزونیت کوارتز مونزونیت
FD.12 FD.58 FD.71 FD.73 FD.78 FD.84 FD.87 FD.107	20 - 35 %	10 - 15 %	20 - 35 %	10 - 15 %	10 - 15 %	5 - 10 %	1 - 5 %	گرانودیوریت مونزودیوریت کوارتز دیوریت
FD.110 FD.115 FD.116	20 - 35 %	5 - 10 %	35 - 50 %	5 - 10 %	10 - 15 %	5 - 10 %	1 - 5 %	تونالیت

Q, Quartz; A-Fel, Alkaline Feldspars; Plg, Plagioclase; Bi, Biotite; Amph, Amphibol; Acc, Accessory minerals; Sec, Secondary minerals

کتابنگاری

مجیدی، ج.، باباخانی، ع.، ر.، ۱۳۷۹ - نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ آر. س. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. هوشمند زاده، ع.، ۱۳۶۷ - مقدمه ای بر زمین شناسی ناحیه بیابانک - بافق، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی، ۵۳ صفحه.

References

- Barbarin, B., 1999- A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**, 605-626.
- Barbarin, B., 2005- Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, **80**, 155-177.
- Barnes, C. G., Burton, B. R., Burling, T. C., Wright, J. E. & Karlsson, H. R., 2001- Petrology and geochemistry of the Late Eocene Harrison Pass Pluton, Ruby Mountains Core Complex, northeastern Nevada. *Journal of Petrology*, **42**, 901-929.
- Bateman, R., 1995- The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth Science Reviews* **39**, 91-106.
- Bonin, B., 2004- Do coeval mafic and felsic magmas in postcollisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, **78**, 1-24.
- Bonin, B., 2007- A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**, 1-29.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, **8**, 173 - 174.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S. and Wyborn, D., 2004- Low- and high- temperature granites. In Ishihara, S., Stephens, W. E., Harley, S. L., Arima, M. and Nakajima, T. (eds) Fifth Hutton Symposium The Origin of Granites and Related Rocks. THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, Special Paper **389**, 125 - 140.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W., 1982- Nature and origine of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **80**, 189 - 200.

- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**, 183–210.
- Didier, J. & Barbarin, B., 1991- Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam. Elsevier.
- Frost, B. R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R. J., Ellis, D.J & Frost, C.D., 2001- A Geochemical classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**, 2033- 2048.
- Frost, B. and Frost, C.D., 2008- A Geochemical classification for feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, **46**, 1955-1969.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W., 2006- Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *J. Geophys. Res.*, **111**, B08401, doi:10.1029/2005JB003791.
- Haghipour, A., 1977- Etude Géologique de la région de Biabanak-Bafq (Iran central), with coloured map. Geol. Sur. Iran, Rep. No. 34.
- Haghipour, A. & Pelissier, G., 1968- Geology of the Posht-e-Badam/Saghand area (East-central Iran). Geol. sur. Iran, Geol. note no.48, 144.
- Haghipour, A., Pelissier, G., 1977- Explanatory text of the Ardekan quadrangle map. Geol. sur. Iran. Geol. Quadrangle map of Iran, No. 48, 120 PP.
- Halla, J., 2005- Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust-mantle interactions. *Lithos*, **79**, 161- 178.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A and Mitchell, S.F., 2007- Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, **48**, 2341-2357.
- Houshmandzadeh, A., 1969- Metamorphism et granitisation du massif chapedony (Iran central): These Doc, Univ. Grenoble, 242pp.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 523–548.
- Janousek, V., Bowes, D. R., Braithwaite, C. J. R. & Rogers, G., 2000- Microstructural and mineralogical evidence for limited involvement of magma mixing in the petrogenesis of Hercynian high-K calc-alkaline intrusion; the Kozarovice Granodiorite, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **91**, 15- 26.
- Janousek, V., Braithwaite, C. J. R., Bowes, D. R. & Gerdes, A., 2004- Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sazava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos* **78**, 67-99.
- Kargaran, F., Neubauer, F., Gesner, J., Houshmandzadeh, A., 2006- The eocen chapedony metamorphic core complex in central Iran: preliminary structural results, Geophysical Research Abstracts, **8**, 05008, 2006.
- Kargaranbafghi, F., Foeken, J. P.T., Neubauer, F., Finlay, M. S., 2008- How Chapedony metamorphic core complex (Central Iran) became cool and how it was overprinted by Neogene asthenosphere uprise: Inferences from (U-Th)/He thermochronology. Geophysical Research Abstracts, **10**, EGU2008-A-08886, 2008.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F. and Gesner, J., 2009- The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of western Central Iran seen through detrital white mica. Geophysical Research Abstracts, **11**, EGU2009 -7969, 2009.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F. and Gesner, J., 2010- Mesozoic and Eocene ductile deformation of western Central Iran: from Cimmerian collisional orogeny to Eocene extension and exhumation. Geophysical Research Abstracts, **12**, EGU2010 -6268, 2010.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Gesner, J., 2011 - Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence. *Tectonophysics*, **502**, 221-243.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H., Mikhtari, M., 2007- A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran). *Geophys. J. Int.*, **171**, 399-410.
- Kerim, K., 2006- Hybridization of mafic microgranular enclaves: mineral and whole-rock chemistry evidence from the Karamadazi Granitoid, Central Turkey. *International Journal of Earth Sciences* **95**, 587-607.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997- Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**, 371-391.
- Nadimi, A. R., 2007- Evolution of the central Iranian basement. *Gondwana Research*, **12**, 324-333.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **38**, 757-775.
- O'Connor, J. T., 1965- A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *US Geological Survey Professional Paper B525*. USGS, 79–84.

- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., Mokhtari, M., 2006- Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophys. J.Int*, **166**, 227-237.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 956-983.
- Ramezani, J., 1997- Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, central Iran, Ph.D these, Washington Univ. 387p.
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003- The saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, **303**, 622-665.
- Samsonov, A.V., Bogina, M.M., Bibikova, E.V., Petrova, A.Y. & Shchipansky, A. A., 2005- The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield. *Lithos*, **79**, 83-106.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., Sharara, N.A., 2002- The origin of major talc deposits in the Eastern Desert of Egypt: relict fragments of a metamorphosed carbonate horizon? *Journal of African Earth Sciences*, **34**, 259-273.
- Slaby, E. and Martin, H., 2008- Mafic and Felsic Magma Interaction in Granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *Journal of Petrology*, **49**, 353-391.
- Soesoo, A., 2000- Fractional crystallization of mantle-driven melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of the Geological Society, London*, **157**, 135-149.
- Solgadi, F., Vanderhaege, O., Moyon, J. F., Sawyer, E. & Reisberg, L., 2007- Generation of synorogenic Hercynian granites in the Livaradois area, French Massif Central: The relative roles of crustal anatexis and mantle derived magmas. *Canadian Mineralogist*, **45**, 581-606.
- Stocklin, J., 1968b- Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, **52**, 1229-1258.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications*, **42**, 313-345.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1995- The Geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **33**, 241-265.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R., Spell, T.L., 2007- Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-Style metamorphic core complexes in the Saghand region of Central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, **119**, 961-977.
- Vernon, R. H., 2008- A Practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press.
- Wiebe, R. A., 1996- Mafic – silicic layered intrusions: the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **87**, 233- 242.
- Wiebe, R. A., Blair, K. D., Hawkins, D. P. & Sabine, C. P., 2002- Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geological Society of America Bulletin* **114**, 909-920.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to mineralogy and petrology*, **95**, 407-419.