

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات در پیکره گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان

نازنین سرحدی^۱، علی احمدی^۲، زهرا فیروزکوهی^۳ و محسن جامی^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۳ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۴ دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

پیکره گرانودیوریتی لخشک به سن الیگومیوسن در شمال باختر زاهدان و رسوبات فلیشی ائوسن رخنمون یافته است. این پیکره مورد هجوم دسته‌دایک‌هایی با درجه رنگینی متغیر از مزوکرات تا ملانوکرات و با روند شمال خاور- جنوب باختر قرار گرفته است. با توجه به شواهد صحرایی، در بخش‌هایی از پیکره، دایک‌های ملانوکرات، دایک‌های مزوکرات را قطع کرده‌اند که تأخر و جوان‌تر بودن این دسته از دایک‌ها را نشان می‌دهد. ستبرای متفاوت دایک‌ها (۲ تا ۱۲ متر) نشان‌دهنده تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی و تزریق ماگما در بازشدگی‌های ساختاری و شکل‌گیری دایک‌ها در هنگام عملکرد زمین‌ساختی است. از دید سنگ‌شناسی پیکره لخشک از نوع گرانودیوریتی، دایک‌های مزوکرات از نوع داسیتی و دایک‌های ملانوکرات از نوع میکرودیوریتی و آندزیتی هستند. این پیکره گرانودیوریتی و دو دسته دایک از نوع I هستند و ماهیت کالک‌آلکان، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و متآلومینوس دارند. بر پایه ویژگی‌های ژئوشیمیایی، دایک‌ها و گرانودیوریت‌های پیکره غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE مانند: Eu, Rb, Cs, Ba و Pb و تهی‌شدگی از عناصر HFSE و HREE مانند: Ti, Nb و Ta دارند که از ویژگی شاخص ماگماهای موقعیت زمین‌ساختی کمان آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای است. بی‌هنجاری مثبت Pb به دلیل متاسوماتیسم گوه‌گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و آلاش ماگما با پوسته قاره‌ای است. با توجه به شواهد صحرایی و پتروژنز، پیکره گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات حاصل فعالیت ماگمایی مربوط به فرورانش صفحه اقیانوسی فرورانده شده (صفحه سیستان) به زیر صفحه قاره‌ای (بلوک افغان) هستند. ماگمای سازنده پیکره گرانودیوریتی لخشک از ترکیب مذاب‌های حاصل از ذوب آمفیبولیت هاست و دایک‌ها مشتقات تأخیری تبلور ماگمای سازنده این پیکره هستند.

کلیدواژه‌ها: گرانودیوریت، دایک، مزوکرات، ملانوکرات، پتروژنز، فرورانش.

نویسنده مسئول: نازنین سرحدی

Email: Nazanin_sarhaddi@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

گرانیتوئید زاهدان که در ژرفای ۹ کیلومتری زمین جایگزین و سپس به ترازهای بالاتر رسیده (Sadeghian et al., 2005) بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان- سراوان است که رخنمون‌های فراوانی دارد (شکل ۱- الف). پیکره گرانودیوریتی لخشک به عنوان بخشی از رخنمون شمال باختر گرانیتوئید زاهدان، به صورت بیضوی با امتداد شمال باختر- جنوب خاور در رسوبات فلیشی ائوسن قرار گرفته است. این پیکره در زمان الیگو- میوسن (Camp and Griffis, 1982) به همراه سنگ‌های دربرگیرنده خود بخشی از زون جوش‌خورده سیستان در میان دو بلوک لوت و افغان را تشکیل داده است (Tirru et al., 1983). در این منطقه دایک‌ها به صورت دسته‌ای بیشتر با روند شمال خاور- جنوب باختر و به طور تقریبی ۳۵ تا ۴۰ درصد حجم پیکره گرانیتوئیدی را تشکیل داده‌اند (شکل ۱- ب). از کارهای مطالعاتی انجام شده در منطقه (از قدیم به جدید) می‌توان به مطالعات (Camp and Griffis (1982)، (Tirru et al. (1983)، حسینی (۱۳۸۱)، تیوای (۱۳۸۱)، صادقیان (۱۳۸۳)، بومری و همکاران (۱۳۸۳)، کشتگر (۱۳۸۳)، کنعانیان و همکاران (۱۳۸۵)، رضایی کهخانی (۱۳۸۵)، علی‌موسی و رضایی کهخانی (۱۳۹۳)، سرحدی (۱۳۹۳) و ایرانی (۱۳۹۳) اشاره کرد. نفوذ دایک در پیکره‌های گرانیتوئیدی از مناطق مختلف جهان گزارش شده است (Beard, 1997)، اما، تا آنجا که در این پژوهش معلوم شده، وجود دایک در پیکره‌های گرانیتوئیدی با این حجم و با این درجه از نظم زمین‌ساختی در مقیاس جهانی بی‌نظیر است. پژوهش حاضر در پی آن است تا با بهره‌گیری از پیشینه مطالعات پیشین، مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، طبیعت و منشأ دایک‌های پیکره لخشک مورد بحث قرار گیرد.

۲- روش بررسی

به منظور بررسی دایک‌های مورد مطالعه در ابتدا مطالعات کتابخانه‌ای و سپس با اتکا به این اطلاعات پایه، بازدید صحرایی و نمونه‌برداری از منطقه انجام شد. بیش از ۷۰ نمونه دستی برای انجام بررسی‌های دقیق‌تر به آزمایشگاه منتقل و از میان آنها ۶۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک صیقلی انتخاب شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی و مقایسه با نمونه‌های دستی، ۹ نمونه از دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات و ۶ نمونه از گرانیتوئیدها برای سنجش میزان عناصر اصلی به روش XRF و با استفاده از دستگاه ICPOES 735 و میزان عناصر کمیاب به روش ICP-MS و با استفاده از دستگاه AGILENT SERIES 4500 به آزمایشگاه زرآزما ماهان در کرمان فرستاده شده است. سه نمونه از استاندارد GI، از سری استانداردهای سنگی سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا، برداشت شده از گرانیت پوکیوک (Pokiok) در شمال ایالت مین (Maine) به صورت ناشناس برای بررسی درستی و دقت تجزیه‌ها به همراه نمونه‌ها تجزیه شد. درستی تجزیه‌ها به صورت متوسط مقادیر Sample Standard/ Standard×100 در نظر گرفته شد. دقت تجزیه‌ها با رجوع به انحراف معیار (Standard deviation) روی مقدار متوسط مقادیر به دست آمده با تغییرات ۲ سیگما (2σ Variation) ارزیابی شد. محاسبات بیان شده نشان داد که تجزیه‌ها درستی و دقت قابل قبولی دارند.

۳- زمین‌شناسی

پیکره گرانودیوریتی لخشک در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان در ۱۰ کیلومتری شمال باختر زاهدان جای دارد (Behrouzi, 1993). این پیکره و سنگ‌های دربرگیرنده آن بخشی از پهنه فلیشی خاور ایران به‌شمار می‌روند (Stocklin, 1968)، که

دانه‌های پلاژیوکلاز نسبت به دانه‌های کوارتز است (Drury and Urai, 1990) (شکل ۴- الف). کوارتزها (۲۰ درصد) در خمیره سنگ دارای خاموشی موجه هستند و همچنین بافت‌های کنسرتال و گرانوفیری از خود نشان می‌دهند (شکل ۴- ب). بلورهای فلدسپار پتاسیم (۱۸ درصد) بافت پرتیتی دارند و به صورت زمینه بلورهای هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز را دربر گرفته‌اند، بنابراین تبلور بیوتیت پیش از فلدسپار آلکالن صورت گرفته و در نتیجه مقدار آب ماگما احتمالاً بیشتر از ۳ درصد بوده است (Maaloe and Whillie, 1975) (شکل‌های ۴- پ و ت). هورنبلندها (۹ درصد) در مقطع عرضی دو دسته رخ دارند (شکل ۴- ث). بیوتیت‌ها (۸ درصد) بیشتر کلریتی هستند و در بیشتر موارد ماکل کینک‌باند نشان می‌دهند (شکل ۴- ج)، این بلورها بیشتر از نوع ماگمایی و اولیه هستند (علی‌موسی و رضایی کهخانی، ۱۳۹۳). در زمینه سنگ بلورهای آپاتیت، زیرکن و اسفن روی بلورهای دیگر قرار گرفته‌اند.

۵-۲. دایک‌های با ترکیب میکرودیوریتی

بلورهای درشت پلاژیوکلاز (۴۵ درصد) دارای ماکل‌های پلی‌سنتیتیک، کارلسباد و منطقه‌بندی است (شکل ۵- الف). بلورهای هورنبلند (۳۰ درصد) با اندازه ۰/۲۵ تا ۱/۵ میلی‌متر به صورت لوزوجه، دارای دو دسته رخ و اوپاسیتی شده هستند (شکل‌های ۵- ب و پ). در زمینه این سنگ‌ها می‌توان کوارتزها (۵ درصد) را به صورت بی‌شکل با خاموشی موجه تشخیص داد. بلورهای فلدسپار پتاسیم (۱۵ درصد) به صورت بی‌شکل و دارای ماکل کارلسباد هستند. بیوتیت‌ها (۵ درصد) یک دسته رخ دارند و در مواردی با اثرات کلریتی شدن در میان بلورهای دیگر پراکنده شده‌اند. در برخی از دایک‌ها بلورهای پلاژیوکلاز (۶۵ درصد) به صورت ریزبلور و درشت‌بلور با اندازه ۰/۲۵ تا ۳ میلی‌متر و سرسیتی شده در زمینه دیده می‌شوند (شکل ۵- ت). همچنین دارای بلورهای کوارتز (۴ درصد)، بلورهای هورنبلند به مقدار کم (۳ درصد) و بلورهای فراوان پیروکسن (۲۵ درصد) نیز هستند؛ که تمایل نزدیکی به سوی ترکیب میکروگابرو را از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۵- ث و ج).

۵-۳. دایک‌های با ترکیب آندزیتی

پلاژیوکلازها (۶۸ درصد) با اندازه ۰/۷۵ تا ۳/۵ میلی‌متر، دارای ماکل‌های کارلسباد، پلی‌سنتیتیک و منطقه‌بندی هستند و بیشتر از مرکز سرسیتی شده‌اند (شکل ۶- الف). در مقاطع نازک کوارتزها (۵ درصد) به صورت ریزبلور و درشت‌بلور دیده می‌شوند؛ وجود برجستگی کم و شکستگی‌ها در این بلورها نشانه‌هایی از کوارتز دمابالاست (شکل ۶- ب). بلورهای هورنبلند (۳۰ درصد) با اندازه‌ای بین ۰/۲۵ تا ۲ میلی‌متر به صورت لوزوجه و کشیده و گاه از مرکز اوپاسیتی شده‌اند (شکل ۶- پ). اوپاسیتی شدن هورنبلندها به علت کاهش فشار ماگما، نزدیک شدن آن به سطح زمین و فوگاسیته اکسیژن سامانه مخزنی است (Farrow, 1968). فلدسپار پتاسیم با درصد حجمی کم (۵ درصد) در میان بلورها دیده می‌شود. بیوتیت‌ها با اندازه ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر بیشتر کلریتی شده و دارای یک دسته رخ هستند.

۵-۴. دایک‌های با ترکیب داسیتی

بافت این سنگ‌ها به صورت پورفیری، میکروپورفیری و میکروگرانولار است. پلاژیوکلازها (۵۵ درصد) دارای ماکل‌های پلی‌سنتیتیک، کارلسباد و صفحه شطرنجی و منطقه‌بندی هستند (شکل‌های ۷- الف تا پ). کوارتزها (۲۰ درصد) به صورت بلور ریز و بی‌شکل دارای خاموشی موجه و بلور درشت در زمینه دیده می‌شوند. در این بلورها انحلال از حاشیه بلور، سبب ایجاد بافت خلیجی شده است (شکل‌های ۷- ت و ث). وجود بلورهای سیلیسی دمابالا یکی از ویژگی‌های سنگ‌های بیرونی و درونی کم‌ژرفاست و حرکت سریع ماگما به سطح زمین را نشان می‌دهد (Nesse, 1986). همچنین به نظر می‌رسد، سنگ میزبان گرانودیوریتی در نزدیک سطح زمین قرار دارد که دایک‌ها توانسته‌اند در آنها نفوذ کنند. در برخی مقاطع نازک، کوارتزهای ریزدانه شکستگی‌های برخی از پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند (شکل ۷- ج). بلورهای فلدسپار پتاسیم (۱۰ درصد) با ماکل کارلسباد از

به زون جوش خورده سیستان هم معروف هستند (Tirrul et al., 1983). بیشتر سنگ‌های این پهنه دارای سن کرتاسه بالایی تا میوس هستند. تعیین سن‌های انجام شده روی این پهنه به روش K-Ar، میانگین سن این واحدها را حدود ۳۲ میلیون سال ارزیابی کرده است (Camp and Griffis, 1982). به نظر می‌رسد تشکیل پیکره گرانودیوریتی لخشک حاصل فروانش پوسته اقیانوسی جوان سیستان به زیر بلوک افغان است (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵). قرارگیری این پیکره گرانودیوریتی سبب ایجاد دگرگونی ناحیه‌ای درجه ضعیف در منطقه شده است که در اثر تماس مواد نفوذی با سنگ میزبان، بیشتر آنها به هورنفلس تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۲- الف و پ). دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات در پیکره گرانودیوریتی لخشک با روند چیره شمال خاور- جنوب باختر و کمتر دایک‌های ملانوکرات با روند شمال باختر- جنوب خاور به صورت آثار سطحی و دسته‌ای دیده می‌شوند (شکل ۲- ب). در بخش‌هایی از پیکره، برخی دایک‌های ملانوکرات با روند نامنظم، دایک‌های مزوکرات را قطع کرده‌اند که نشان از تأخر و جوان‌تر بودن این دسته از دایک‌هاست (شکل ۲- ت). فعالیت‌های زمین‌ساختی حاکم در منطقه، سبب خردشدگی سطح دایک‌ها، گرانودیوریت‌ها و حذف بخش‌هایی از آنها شده است (شکل ۲- ث). در بیشتر موارد طول دایک‌ها از چندین متر (۱ تا ۱۰۰ متر) تا چند کیلومتر متغیر است (شکل ۲- ج). مرز دایک‌ها با گرانودیوریت‌ها بیشتر به صورت تند است (شکل ۲- چ)، که این امر نشان می‌دهد در زمان جایگیری دایک‌ها، سنگ میزبان گرانودیوریتی کمتر قابلیت تغییر شکل داشته است. ستبرای دایک‌های ملانوکرات میان ۱ تا ۸ متر است و ستبرای دایک‌های مزوکرات در مواردی به ۱۲ متر نیز می‌رسد (شکل ۲- ح).

۴- تجزیه و تحلیل ساختاری دایک‌ها

تنش‌های اصلی حاکم در منطقه بی‌درنگ پس از نفوذ ماگما و در اواخر نفوذ ماگما موجب شده است تا ماگمای پایانی به صورت دایک در پیکره گرانودیوریتی جایگزین شود (صادقیان و ولی‌زاده، ۱۳۸۶). مناسب‌ترین راه خروج ماگما ترک‌های موجود در سنگ‌هاست که ماگما را به سوی محیط بیرون و کم‌دما هدایت می‌کند (Narshimha et al., 2014). امتدادهای ساختاری موجود در پیکره گرانودیوریتی لخشک نشان از تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی و تزریق ماگما در محل بازشدگی‌ها و شکل‌گیری دایک‌ها در هنگام چنین فعالیت‌هایی است. با توجه به اینکه پیکره گرانودیوریتی لخشک در پهنه برشی قرار داشته است؛ به نظر می‌رسد که چگونگی جایگزینی دایک‌ها با زون‌های برشی شکل‌پذیر در پیکره مرتبط بوده است و به عبارت دیگر پهنه‌های برشی حاشیه توده با ایجاد شکستگی‌ها و سطوح ضعف سبب شده‌اند که در طی مرحله بعدی فعالیت ماگمایی، مواد مذاب به شکل دایک در این سطوح ضعف تزریق شده باشند (رضایی کهخانی و همکاران، ۱۳۸۵). شیب و امتداد ۱۲۸ نقطه از دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات پیکره گرانودیوریتی لخشک اندازه‌گیری شده است، از این میان، ۲۴ داده حاصل از برداشت‌های صحرایی دایک‌ها در منطقه، در جدول ۱ آورده شده است. روند چیره دایک‌ها (برای تنش اصلی بیشینه 18) شمال خاور- جنوب باختر با روندی مشابه (N35E-75SE) است. اما روند تنش اصلی کمینه (38) در منطقه با توجه به نفوذ دایک‌ها در پیکره گرانودیوریتی لخشک، عمود بر 18، به موازات کشش و در سوی بازشدگی شکستگی‌ها است (شکل‌های ۳- الف و ب).

۵- کانی‌شناسی

۵-۱. گرانودیوریت‌ها

سنگ‌شناسی چیره پیکره لخشک را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند. بلورهای پلاژیوکلاز (۴۵ درصد) با اندازه ۱ تا ۴/۵ میلی‌متر، دارای ماکل‌های پلی‌سنتیتیک، کارلسباد، صفحه شطرنجی و منطقه‌بندی هستند. لبه برخی از پلاژیوکلازها بر اثر مهاجرت مرز دانه در مقیاس خیلی کوچک، دندان‌های و کنگره‌دار شده است. کنگره‌دار شدن حاشیه پلاژیوکلاز ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی

غنی‌شدگی از LREEها را می‌توان به عواملی همچون درجات پایین ذوب‌بخشی (کمتر از ۱۵٪)، منبع گوشته‌ای (Hirschman et al., 1998) و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (Almeida et al., 2007; Sirvastava and Singh, 2004). همچنین عناصر کمیاب خاکی سنگین مانند Er و Yb بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند که ناشی از باقی ماندن این عناصر در فازهای دیرگداز ایلمنیت-مونازیت و اسفن موجود در تفاله‌های دیرگداز سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده و نداشتن انحلال و مشارکت آنها در مذاب حاصل از این مناطق است. الگوی غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک در دایک‌های ملانوکرات به نظر نشان‌دهنده تحول و تفریق ماگمای آنهاست. افزون بر این، دایک‌ها و گرانودیوریت‌های پیکره لخشک، بی‌هنجاری منفی از Eu ($Eu/Eu^* = 0.98-0.82$) نشان می‌دهند که با افزایش SiO_2 مقدار آن کاهش می‌یابد. بی‌هنجاری منفی Eu نشانگر جدایش پلاژیوکلاز کلسیک از مذاب طی تفریق بلوری یا ذوب‌بخشی و یا فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تبلور ماگماست (Rollinson, 1993).

۶-۳. الگوی چندعنصری

در نمودارهای بهنجار شده با کندریت (Thompson, 1982) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، دایک‌ها و گرانودیوریت‌های پیکره، غنی‌شدگی در عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون LILE مانند Eu، Rb، Cs، Ba و Pb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و Th نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti، Nb و Ta و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) همراه با بی‌هنجاری منفی و شدید Zr نشان می‌دهند که از ویژگی شاخص ماگماهای موقعیت زمین‌ساختی کمان آتشفشانی است (Saunders et al., 1980). میزان غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE می‌تواند دلیلی بر وجود یک منبع گوشته‌ای غنی شده در زیر سنگ‌کره قاره‌ای (گوشته متاسوماتیسم شده) به عنوان محل منشأ ماگمای مادر دایک‌های ملانوکرات پیکره گرانودیوریتی لخشک باشد. بی‌هنجاری منفی Nb ناشی از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش است؛ همچنین این بی‌هنجاری منفی می‌تواند حاصل ذوب گوه گوشته‌ای غنی شده توسط سیال‌های متاسوماتیسم کننده باشد (Chappell and White, 2001). بی‌هنجاری منفی ماگماهای این منطقه از عناصر HFSE ناشی از مشارکت این عناصر در ساخت کانی‌های دیرگداز همچون اسفن، ایلمنیت، روتیل، فلوگوپیت و برخی از آمفیبول‌ها در پوسته اقیانوسی فرورونده دگرگون شده است (Glenn, 2004). این فازهای فرعی دیرگداز در پوسته اقیانوسی فرورونده دگرگون شده (اکلوژیت) پایدار هستند؛ عناصر HFSE مانند Ta، Ti، Nb را در خود نگه می‌دارند و از حل شدن آنها در سیال‌های آزاد شده از پوسته اقیانوسی و مشارکت آنها در سیالات سیال‌های شده گوه گوشته‌ای روی آن جلوگیری می‌کنند. در نتیجه، ماگماهای حاصل از ذوب این منابع (پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه گوشته‌ای روی آن)، دارای بی‌هنجاری منفی از این عناصر خواهد بود. بی‌هنجاری منفی شدید Zr به دلیل تخریب و کاهش زیرکن در هنگام تفریق است (Asran et al., 2012). بی‌هنجاری مثبت Pb به دلیل متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای است (Wang et al., 2005; Kamber et al., 2002; Atherton and Ghani, 2002) (شکل‌های ۱۱-ب و پ).

۷-۲. پتروژنز

برای ارزیابی محیط زمین‌ساختی دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات و گرانودیوریت‌ها از نمودارهایی استفاده شده است که بر پایه فراوانی عناصر کمیاب کم‌تحرک در برابر فرایندهای دگرسانی و هوازگی طراحی شده‌اند (Pearce et al., 1984). در نمودار Rb در برابر Y+Nb، Rb در برابر Ta+Yb (Pearce et al., 1984)، نمودار سه‌تایی Hf، Rb/30، Nb/30 (Harris et al., 1986) و رده‌بندی گرانیتویدها از دیدگاه (Maniar and Piccoli, 1989) (کنعتیان و همکاران، ۱۳۸۵) پیکره گرانودیوریتی لخشک و هر دو دسته دایک در

دیگر کانی‌ها تشخیص داده می‌شوند. رشد همزمان این کانی‌ها با کوارتز سبب ایجاد بافت گرانوفیری در پیرامون پلاژیوکلازها شده است. هورنبلند (۱۵ درصد) به صورت لوزوجه و کشیده و در مواردی اوپاسیتی شده‌اند (شکل ۷-چ). بلورهای بیوتیت در اثر اعمال فشار ناشی از تنش‌های منطقه و جایگزینی دایک‌ها، حالت خمیده پیدا کرده‌اند و می‌توان در آنها ماکل کینک باند را دید (شکل ۷-ح). بلورهای اسفن، آپاتیت و زیرکن به صورت ادخال در بلورهای کوارتز و بیوتیت قرار دارند (شکل ۷-خ).

۶-۲. ژئوشیمی

۶-۱. رده‌بندی

برای بررسی ماهیت دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات و گرانودیوریت‌های پیکره لخشک نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده برای تجزیه شیمیایی انتخاب و در تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی، از عناصری استفاده شده است که در محیط‌های دگرسان به نسبت کم‌تحرک و غیر فعال باقی می‌مانند. جدول ۲ نتایج حاصل از تجزیه شیمی نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

دایک‌های ملانوکرات مورد بررسی با مقدار SiO_2 برابر ۴۷/۵۷ تا ۵۱/۴۱ درصد وزنی، دایک‌های مزوکرات با مقدار SiO_2 برابر با مقدار ۶۱/۳۵ تا ۷۰/۰۵ درصد وزنی و نمونه‌های پیکره گرانودیوریتی لخشک با مقدار SiO_2 برابر ۶۶/۳۷ تا ۷۰/۱۱ درصد وزنی، بر پایه نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985) به ترتیب در گستره تغییرات ترکیبی از مونزونیت و مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت و نمونه‌های پیکره اصلی در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۸-الف). همچنین بر پایه نمودار نسبت کاتیونی R1-R2 (De la Roche et al., 1980) دایک‌های ملانوکرات و مزوکرات به ترتیب در محدوده گابرو، مونزوگابرو، تونالیت و گرانودیوریت و نمونه‌های پیکره اصلی در محدوده تونالیت و گرانودیوریت جای گرفته‌اند (شکل ۸-ب).

بررسی شاخص اشباع آلومین نمونه‌ها بر پایه نمودار $A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در برابر $A/CNK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ (Shand, 1943) و همچنین میزان P_2O_5 و همبستگی منفی آن با مقدار SiO_2 که از معیارهای بنیادین در تشخیص گرانیتویدهای نوع I و نوع S است (Chappell and White, 2001) نشان می‌دهد که دایک‌ها و گرانودیوریت‌های پیکره لخشک متآلومینوس و از نوع I هستند (شکل ۹-الف). نمودار تعیین سری‌های ماگمایی از Irvine and Baragar (1971) نشان می‌دهد که دایک‌های ملانوکرات گرایش موضعی به سوی محدوده آلکالین دارند و دایک‌های مزوکرات و گرانودیوریت‌ها در محدوده ساب آلکالین جانمایی می‌شوند (شکل ۹-ب). در نمودار K_2O-SiO_2 (Peccherillo and Taylor, 1976) دایک‌های ملانوکرات و مزوکرات و گرانودیوریت‌های پیکره لخشک بیشتر سرشت کالک‌آلکالین و کالک‌آلکالین پتاسیم‌بالا دارند که از ویژگی‌های ماگماهای مناطق کوهزایی است (Miyashiro, 1974) (شکل ۹-پ).

روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس نشان از وجود دو مجموعه جداگانه دارد که شامل دایک‌های ملانوکرات و مزوکرات و گرانودیوریت‌هاست؛ که هر یک از مجموعه‌ها طیف ترکیبی پیوسته را نشان می‌دهند. با افزایش مقدار SiO_2 میزان اکسیدهای Na_2O و K_2O افزایش و اکسیدهای CaO ، Fe_2O_3 ، Al_2O_3 و P_2O_5 و TiO_2 به علت قرار گرفتن آنها در ساختار کانی‌های فرمونیزین مراحل اولیه تبلور ماگما کاهش یافته است. نمودار P_2O_5 در برابر SiO_2 برای دایک‌ها و گرانودیوریت‌های پیکره لخشک روند منفی نشان می‌دهد که این روند از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I است. میان دو دسته دایک و گرانودیوریت‌ها رابطه ژنتیکی برقرار است و به نظر دایک‌ها مشتقات تأخیری تبلور ماگمای سازنده توده گرانودیوریتی هستند (شکل ۱۰).

۶-۲. الگوی عناصر خاکی کمیاب

بهنجارسازی عناصر خاکی کمیاب از متوسط دایک‌های ملانوکرات، مزوکرات و همچنین دو نمونه از گرانودیوریت‌های منطقه، نشان می‌دهد که نمونه‌ها از عناصر LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی دارند (شکل ۱۱-الف). به‌طور کلی

۸- نتیجه‌گیری

سنگ‌های پیکره لخشک به دو گروه آذرین درونی و بیرونی شامل گرانودیوریت‌ها که بخش اصلی پیکره لخشک هستند و دایک‌های نفوذ کرده در آن با درجه رنگینی متغیر از مزوکرات تا ملانوکرات تقسیم‌بندی می‌شوند.

با توجه به شواهد صحرایی، سنگ‌شناختی، مرز دایک‌ها با گرانودیوریت‌ها بیشتر به صورت تند است؛ که نشان می‌دهد در زمان جایگیری دایک‌ها، سنگ میزبان گرانودیوریتی قابلیت تغییر شکل کمتری داشته‌اند.

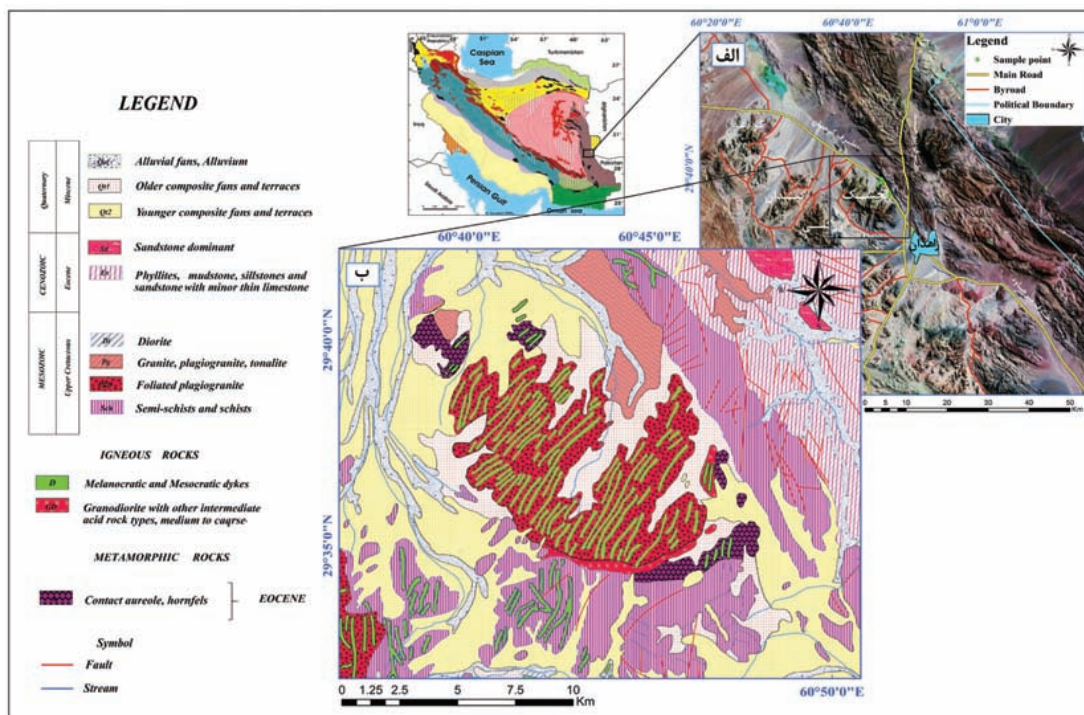
دایک‌ها در امتداد طول خود دارای ستبرای‌های متفاوت میان ۲ تا ۱۲ متر هستند؛ که این امر مربوط به وضعیت تنش‌های منطقه در زمان جایگیری دایک‌هاست. همچنین در بخش‌هایی از پیکره گرانودیوریتی دایک‌های ملانوکرات، دایک‌های مزوکرات را قطع کرده‌اند که نشان از تأخر و جوان‌تر بودن این دسته از دایک‌ها دارد.

شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این پیکره گرانودیوریتی و دو دسته دایک از نوع I و دارای ماهیت کالک‌آلکان، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و مت‌آلومینوس است. رفتار عناصر کمیاب روی نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهد دایک‌ها و گرانودیوریت‌های پیکره، در عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE)، عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و Th نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) و Zr (به شدت) غنی شدگی نشان می‌دهند؛ که از ویژگی‌های شاخص ماگماهای موقعیت زمین‌ساختی کمان آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای است.

با توجه به شواهد صحرایی و موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، می‌توان گفت که پیکره گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات حاصل فعالیت ماگمایی مربوط به فرورانش صفحه اقیانوسی فرورانده شده (صفحه سیستان) به زیر صفحه قاره‌ای (بلوک افغان) است. ماگمای سازنده پیکره گرانودیوریتی لخشک از ترکیب مذاب‌های حاصل از ذوب آمفیبولیت‌هاست و به نظر دایک‌ها مشتقات تأخیری تبلور ماگمای سازنده این پیکره هستند.

محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی (VAG) و کمان قاره‌ای (CAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۲).

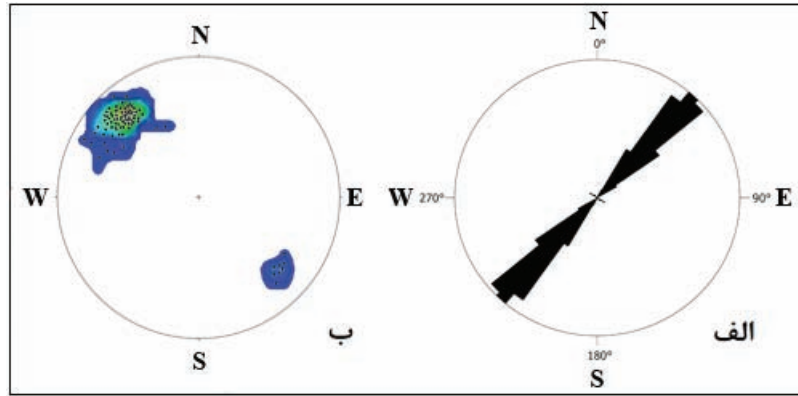
همانطور که گفته شد؛ در نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943) گرانودیوریت‌ها و دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات در محدوده گرانیتویدهای نوع I قرار می‌گیرند (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵) (شکل ۹- الف). این ویژگی‌ها بیانگر آن است که این پیکره گرانودیوریتی حاصل ذوب یک صفحه اقیانوسی فرورانده شده (صفحه سیستان) به زیر یک صفحه قاره‌ای (بلوک افغان) است. این فرایند با ذوب یک خاستگاه مافیک با ترکیب آمفیبولیتی (صفحه اقیانوسی دگرگون شده تا حد آمفیبولیت)، یا منشأ گرفتن آنها از منشأ آمفیبولیتی، به ویژه برای دایک‌های ملانوکرات سازگار است. در نمودارهای $Al_2O_3/MgO+TiO_2+FeO$ در برابر $CaO/FeO+MgO+TiO_2+FeO$ (Magna et al., 2010) و $Al_2O_3/MgO+TiO_2+FeO$ در برابر $CaO/FeO+MgO+TiO_2$ (Patino Dpuce, 1999) محدوده‌ها به ۳ بخش مذاب‌های پلیتی، مذاب‌های حاصل از ذوب گری‌وک‌ها و مذاب‌های حاصل از ذوب آمفیبولیت‌ها تقسیم شده است. از آنجایی که مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های مافیک نسبت $Al_2O_3/MgO+TiO_2+FeO$ و $Al_2O_3/MgO+TiO_2+FeO$ پایین‌تری نسبت به مذاب‌های حاصل از سنگ‌های پوسته‌ای دارند؛ بنابراین گرانیتهای نوع S با داشتن مقادیر به نسبت بالای Al احتمالاً حاصل ذوب سنگ‌های پوسته‌ای هستند. بر پایه این نمودار پیکره گرانودیوریتی و دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات در محدوده ترکیبی آمفیبولیت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۳- الف و ب). نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y (Temel et al., 1998) برای تشخیص غنی‌شدگی سیال‌ها در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای است. روند‌های این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آیند؛ بنابراین میزان Rb/Y در نسبت Rb/Y بالا می‌رود. در موقعیت غنی‌شدگی درون صفحه‌ای روندی مثبت میان Rb و Nb نشان داده می‌شود که در آن نسبت Nb/Y برابر با ۱ است. در این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه دچار آرایش پوسته‌ای شده‌اند (شکل ۱۳- پ).



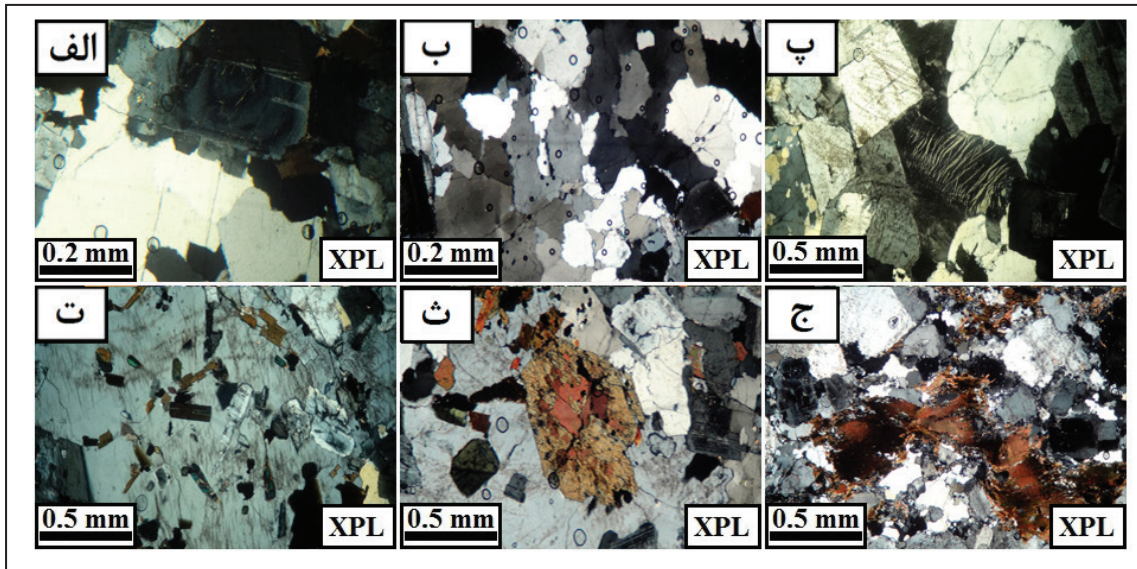
شکل ۱- الف) تصویر ماهواره‌ای بخشی از موقعیت باتولیت زاهدان و راه‌های دسترسی به مناطق؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ شمال باختر زاهدان، نشان‌دهنده جایگاه زمین‌شناختی پیکره گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات (بر گرفته از Behrouzi, 1993 با تغییرات کلی).



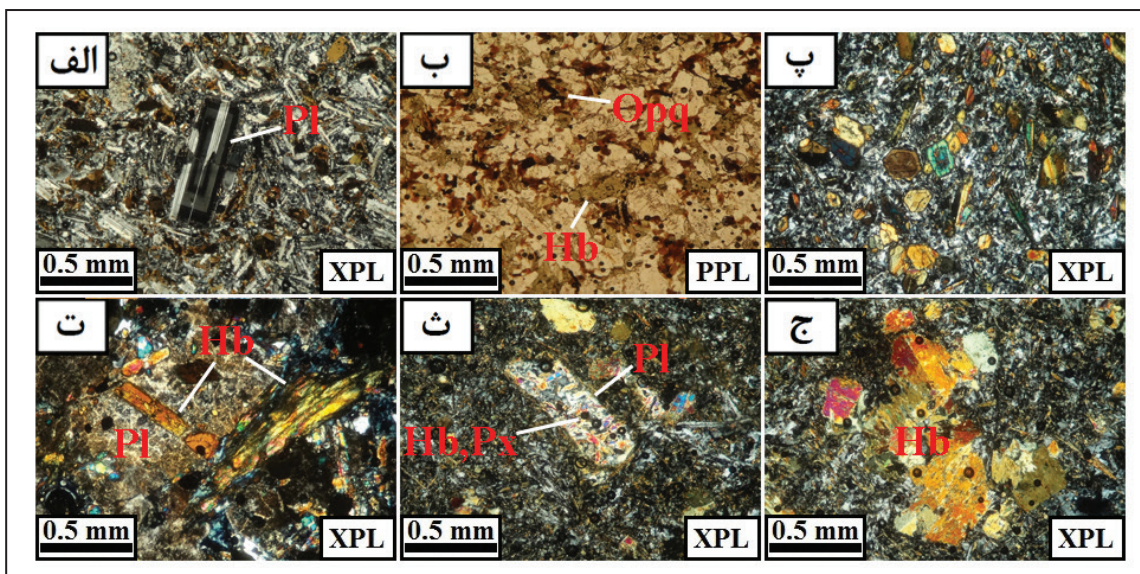
شکل ۲- الف) نمای کلی از فلیش‌ها، پیکره گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات (دید به سوی باختر)؛ ب) نمایی از نفوذ دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات در پیکره گرانودیوریتی لخشک (دید به سوی جنوب)؛ پ) سطح تماس گرانودیوریت و هورنفلس در پیکره لخشک (دید به سوی خاور)؛ ت) روند نامنتظم از دایک ملانوکرات در دیگر دایک‌های پیکره گرانودیوریتی لخشک (دید به سوی شمال خاور)؛ ث) خردشدگی میان دایک و گرانودیوریت در پیکره لخشک (دید به سوی جنوب باختر)؛ ج) نمایی از دایک مزوکرات با طول ۱۰۰ متر دارای روند شمال خاور- جنوب باختر در پیکره گرانودیوریتی لخشک (دید به سوی جنوب خاور)؛ چ) مرز تند بین دایک ملانوکرات و گرانودیوریت در پیکره لخشک (دید به سوی شمال خاور)؛ ح) نفوذ دایک مزوکرات با ستبرای بیش از ۸ متر در پیکره گرانودیوریتی لخشک (دید به سوی جنوب باختر).



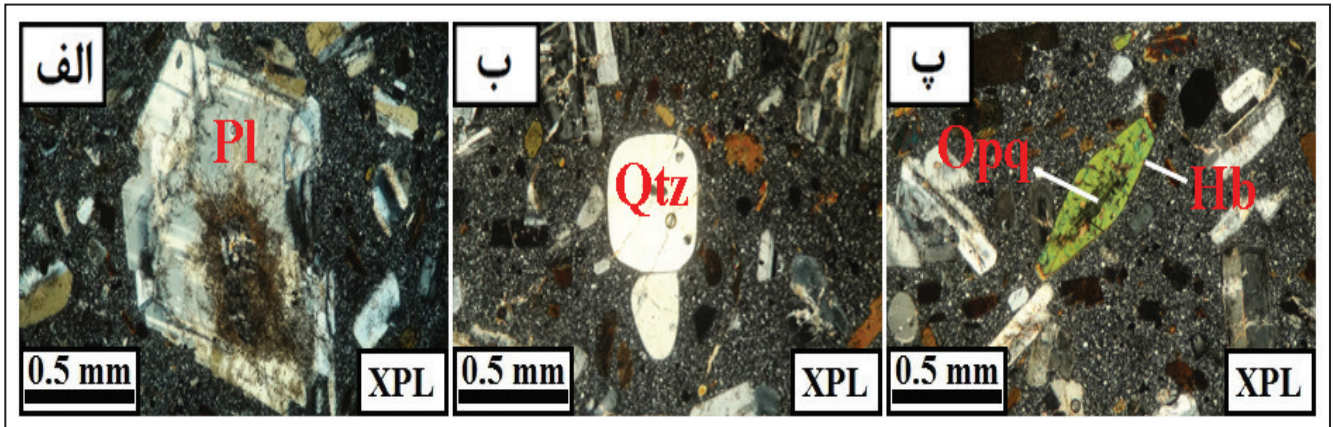
شکل ۳- الف) نمودار گل سرخی دایک‌های ملانوکرات، مزوکرات پیکره لخشک؛ ب) نمودار کنتروری دایک‌های ملانوکرات و مزوکرات پیکره لخشک.



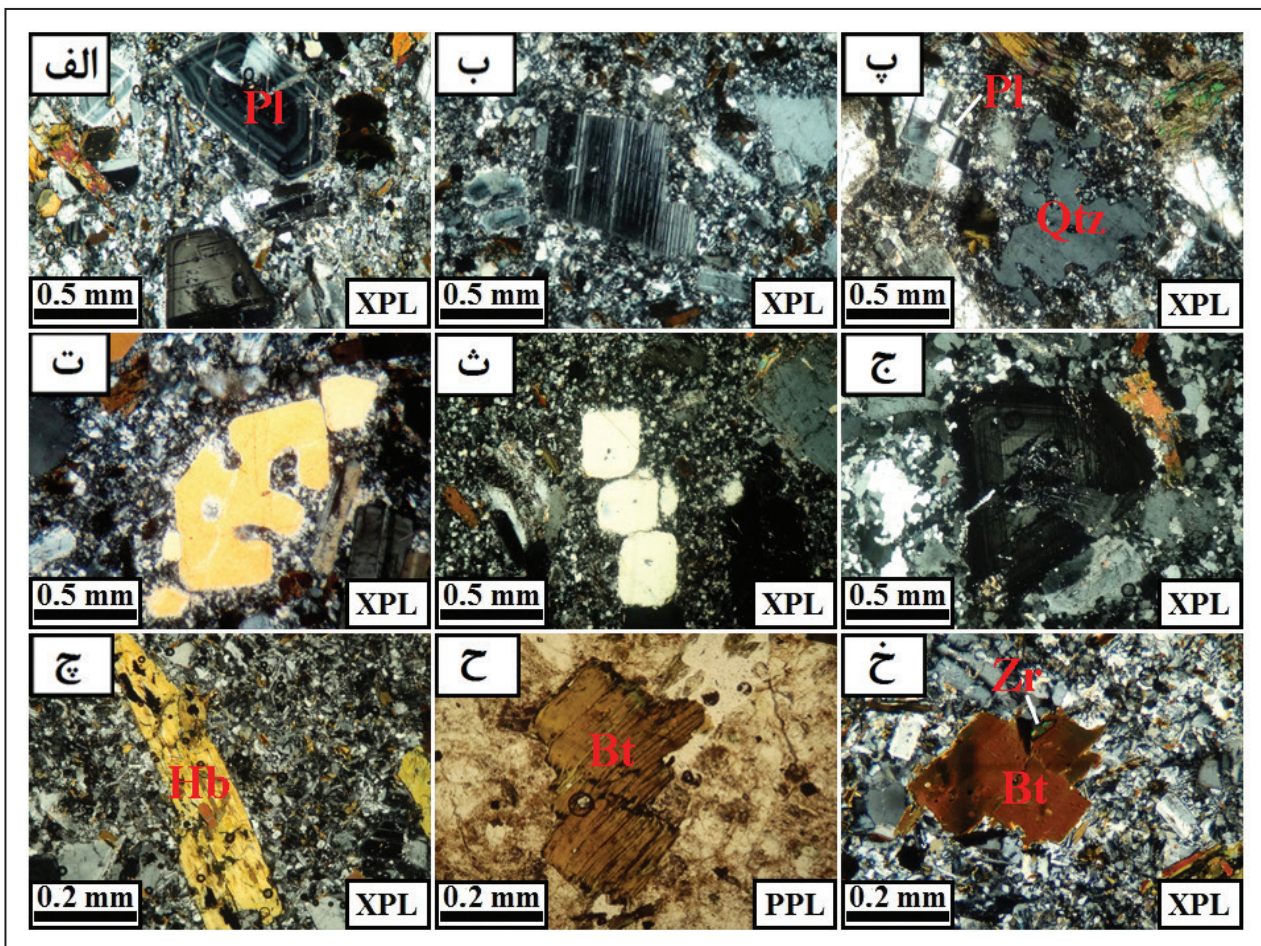
شکل ۴- مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های گرانودیوریتی؛ الف) کنگره‌دار شدن حاشیه بلور پلاژیوکلاز؛ ب) بافت کنسرتال در بلورهای کوارتز؛ پ) بافت پرتیتی آتش‌گون در بلور فلدسپار قلیایی؛ ت) بافت پویی کلیتیک که در آن درشت‌بلور فلدسپار قلیایی به صورت زمینه بلورهای هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت را در بر گرفته است؛ ث) بلور هورنبلند نیمه شکل‌دار به صورت عرضی، دارای دو دسته رخ؛ ج) ماگل کینک‌باند در بلورهای بیوتیت و تجمع ریز بلورهای بیوتیت، کوارتز و فلدسپار قلیایی در پیرامون بلورهای بیوتیت.



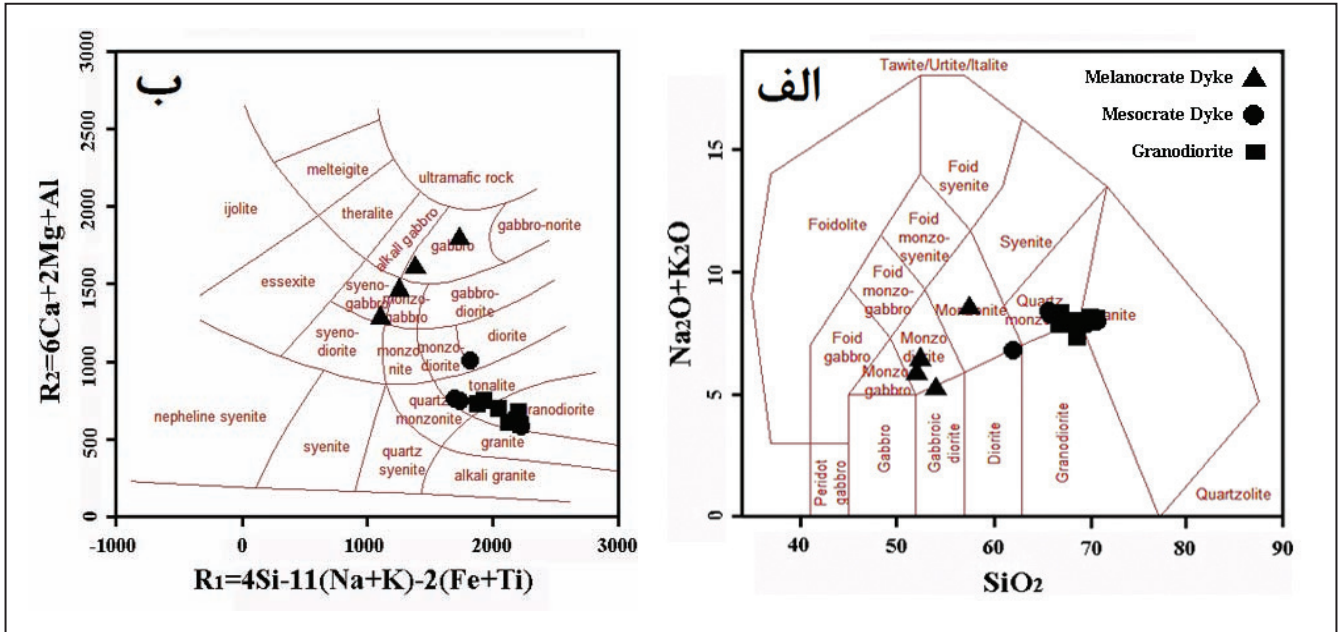
شکل ۵- مقاطع میکروسکوپی دایک‌های میکرودیوریتی؛ الف) بافت اینترگرانولار و قرارگیری بلور شکل‌دار پلاژیوکلاز در میان بلورهای ریز پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند؛ ب) بافت میکروگرانولار و وجود لخته‌هایی از هورنبلندهای اوپاسیتی و کلریتی شده در پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز؛ پ) بلورهای هورنبلند به صورت شکل‌دار و کشیده در زمینه پورفیری؛ ت) بافت پویی کلیتیک که در آن بلورهای هورنبلند و مگنتیت درون پلاژیوکلاز سرسیتی شده قرار گرفته است؛ ث) قالب بلور پلاژیوکلاز که توسط بلورهای زمینه سنگ پر شده است؛ ج) بافت دیابازی زمینه و تجمع بلورهای هورنبلند و پیروکسن که سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری شده است.



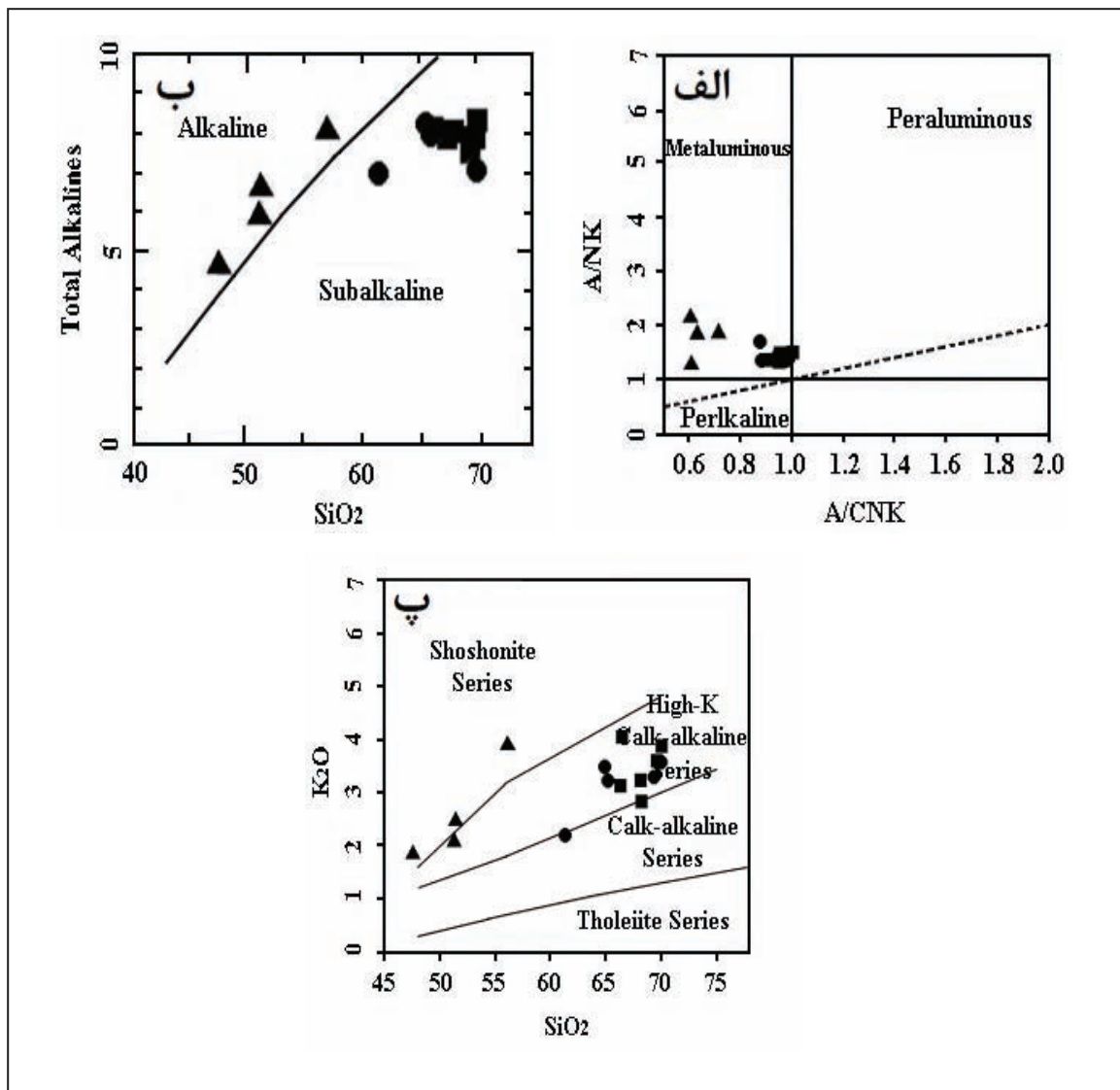
شکل ۶- مقاطع میکروسکوپی دایک‌های آندزیتی. الف) سریستی شدگی درشت بلور پلاژیوکلاز؛ ب) کوارتز دما بالا که در مرکز دچار بافت خلیجی شده است؛ پ) اوپاسیتی شدن بلور هورنبلند در طول رخ‌ها.



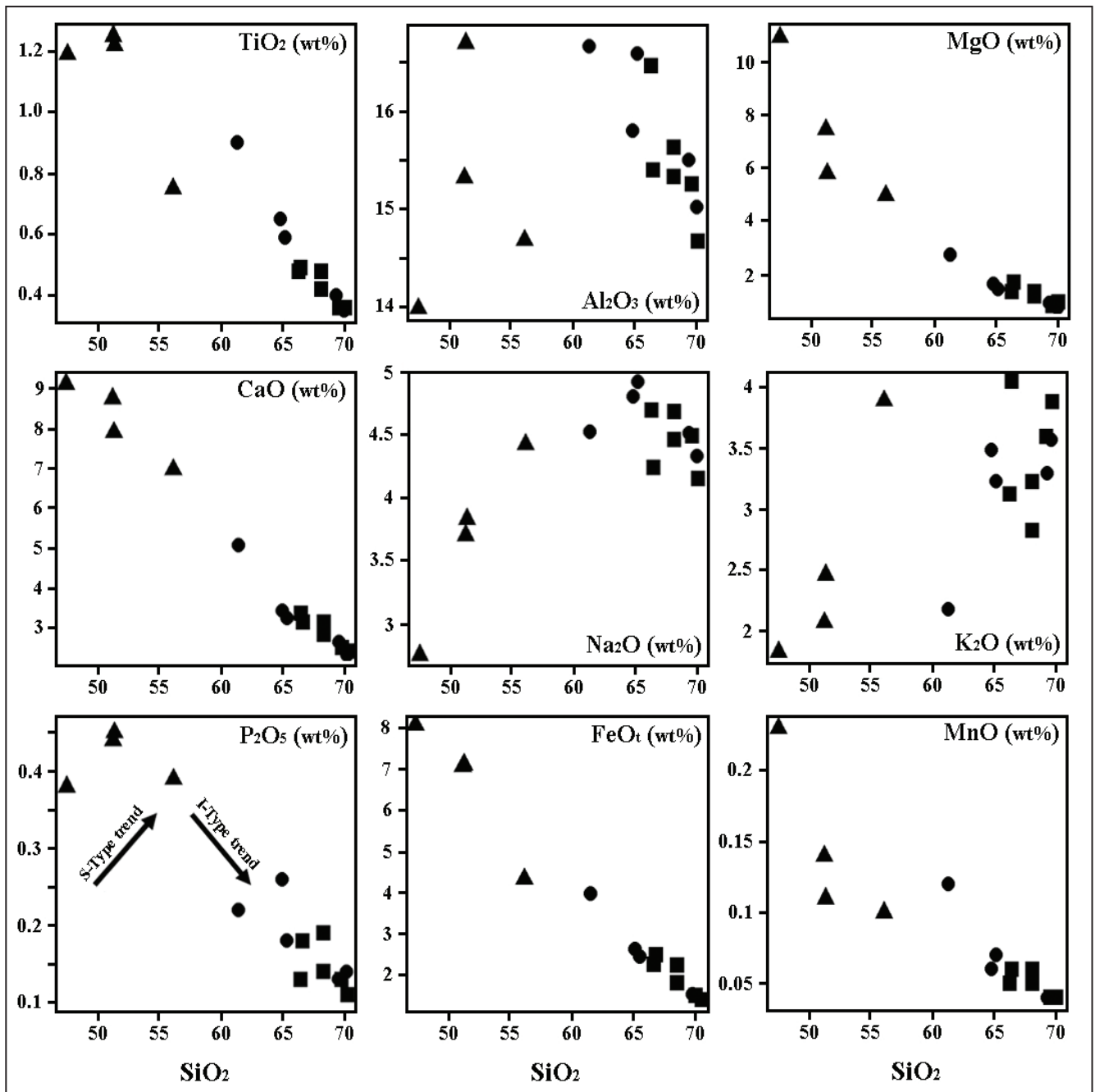
شکل ۷- مقاطع میکروسکوپی دایک‌های داسیتی. الف) بلورهای پلاژیوکلاز نیمه‌شکل دار دارای منطقه‌بندی؛ ب) پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک؛ پ) انحلال بلور کوارتز و ایجاد بافت خلیجی؛ ت) بلور کوارتز با بافت خلیجی که نشانگر عدم تعادل میان بلور و مذاب در برگیرنده است؛ ث) بلور شکل دار کوارتز؛ ج) شکستگی پر شده پلاژیوکلاز که توسط بلورهای کوارتز پر شده و به یک حوضچه یا محل تمرکز کوارتزها رسیده است؛ چ) مقطع طولی هورنبلند که در امتداد رخ‌ها اوپاسیتی شده است؛ ح) بیوتیت کلریتی شده با ماکل کینک باند؛ خ) ادخال بلور زیر کن در بلور بیوتیت.



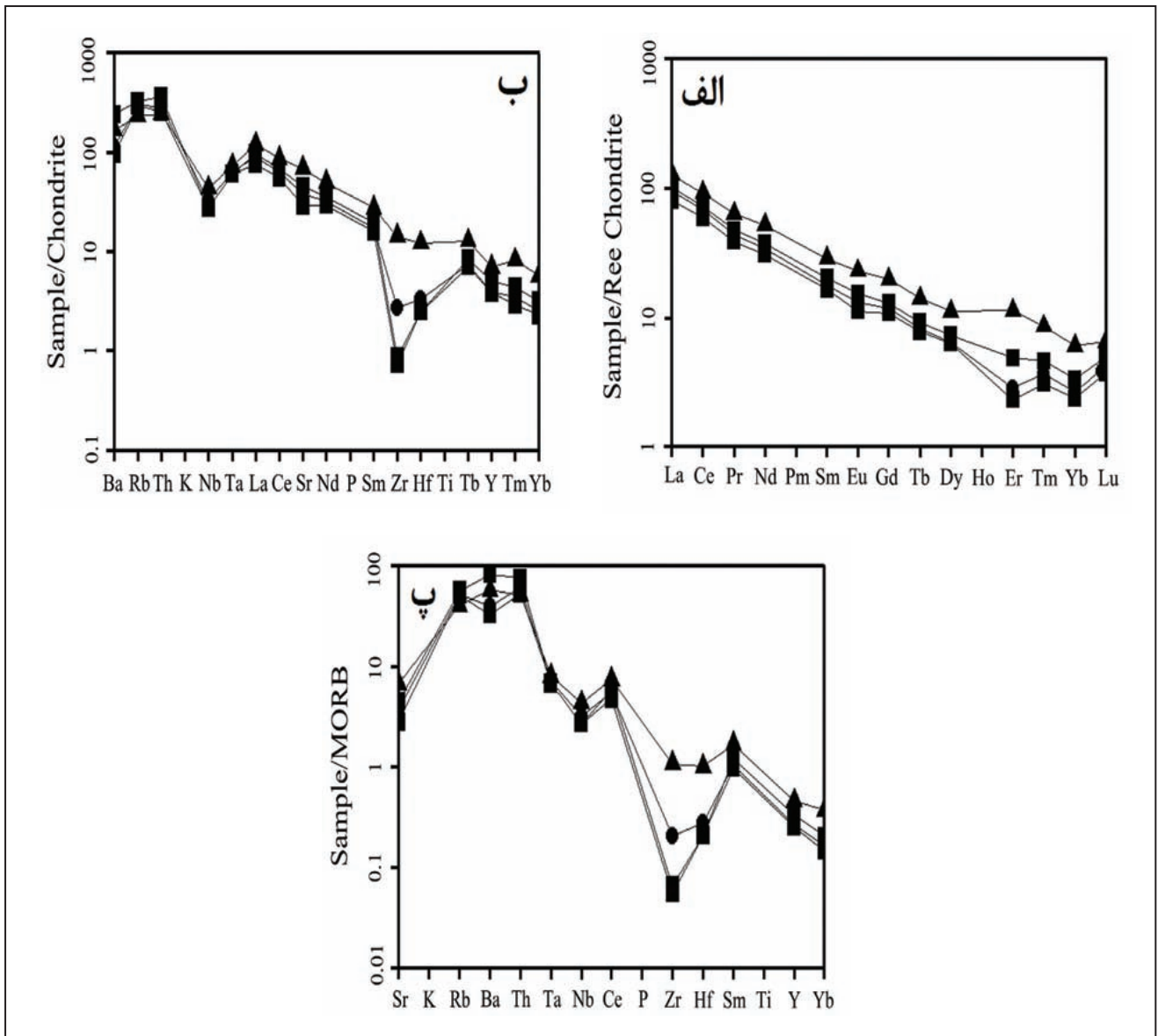
شکل ۸- رده‌بندی دایک‌ها و نمونه‌های پیکره لخشک؛ الف) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Middlemost, 1985)؛ ب) نمودار R_1-R_2 (De la Roche et al., 1980). نمودار (De la Roche et al., 1980) $R_2=6Ca+2Mg+Al$ در برابر $R_1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$



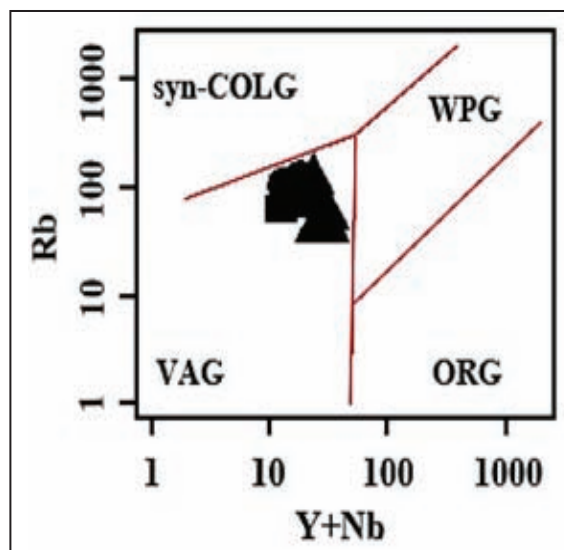
شکل ۹- الف) نمودار ANK در برابر A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکانل (Shand, 1943)؛ ب) نمودار SiO_2 در برابر Total Alkalies (Irvine and Baragar, 1971)؛ پ) نمودار SiO_2 در برابر K_2O برای تمایز سری‌های ماگمایی از (Peccerillo and Tylor, 1976). نشانه‌ها مطابق شکل ۱.



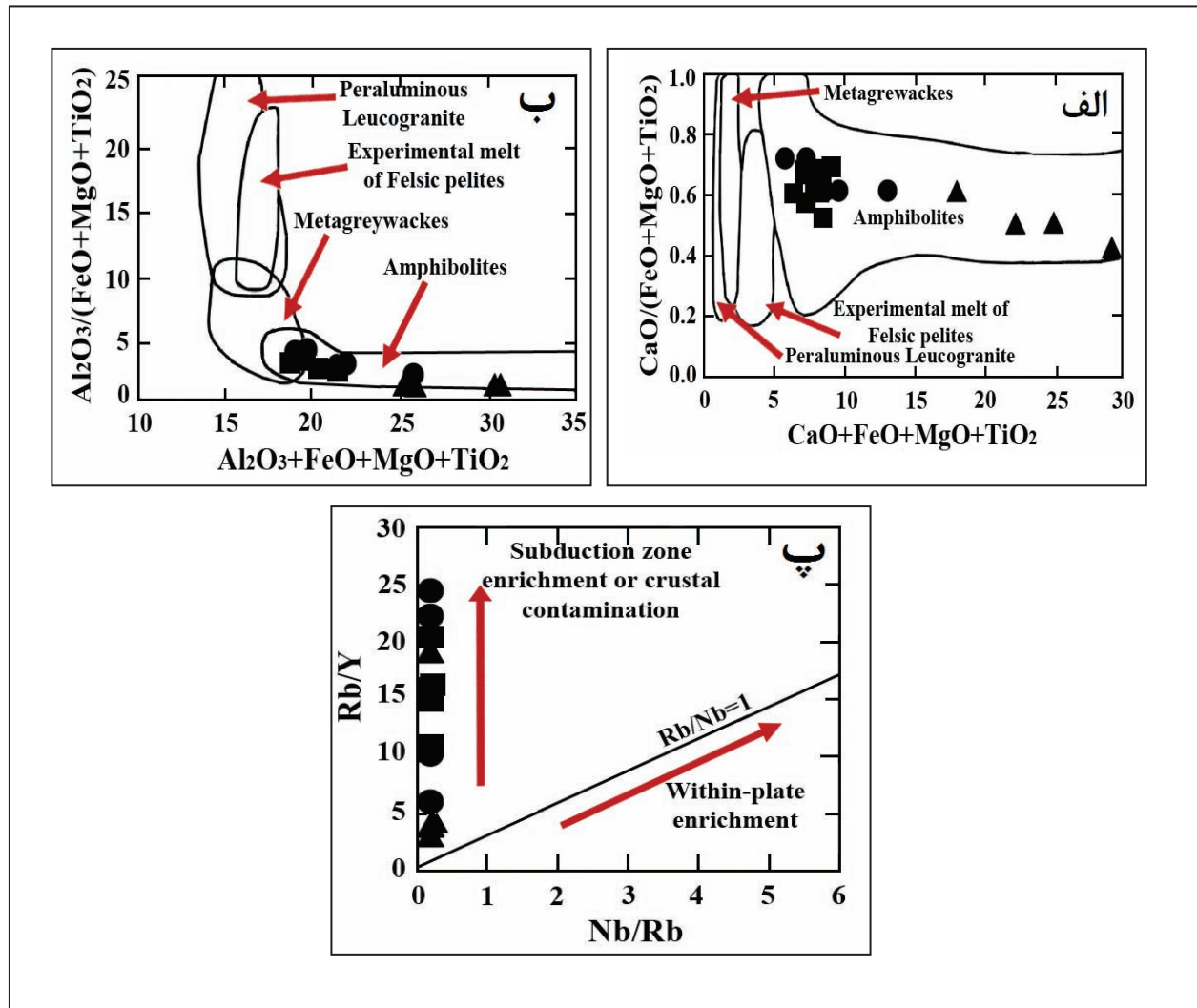
شکل ۱۰- روندهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 نشانه‌ها مطابق شکل ۱.



شکل ۱۱- الف) تغییرات فراوانی عناصر REE، بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1983)؛ ب) تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده با کندریت (Thompson, 1982)؛ پ) تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). نشانه‌ها مطابق شکل ۱.



شکل ۱۲- نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984). دایک‌ها و گرانودیوریت‌های پیکره لخشک در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند. نشانه‌ها مطابق شکل ۱.



شکل ۱۳- الف) نمودار $Al_2O_3/MgO+TiO_2+FeO$ در برابر $Al_2O_3+MgO+TiO_2+FeO$ برای تعیین سنگ مادر پیکره گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات (Magna et al., 2010)؛ ب) نمودار $Al_2O_3/MgO+TiO_2+FeO$ در برابر $Al_2O_3+MgO+TiO_2+FeO$ (Patino Dpuce, 1999)؛ پ) نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیال‌ها در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای (Temel et al., 1998). نشانه‌ها مطابق شکل ۱.

جدول ۱- شماری از داده‌های استفاده شده برای رسم نمودارهای دایک‌های مزوکرات، ملانوکرات پیکره گرانودیوریتی.

ردیف	آزموت		ردیف	آزموت	
۱	۱۲۴	۷۱	۱۳	۳۰۳	۶۸
۲	۱۲۷	۷۳	۱۴	۳۱۵	۵۸
۳	۱۳۸	۶۸	۱۵	۳۰۲	۷۵
۴	۱۲۳	۷۱	۱۶	۳۰۱	۴۵
۵	۱۱۵	۶۴	۱۷	۲۹۲	۶۵
۶	۱۰۶	۶۵	۱۸	۳۰۷	۷۶
۷	۱۲۳	۷۳	۱۹	۳۰۲	۷۷
۸	۱۳۲	۶۸	۲۰	۳۰۷	۸۵
۹	۱۴۲	۷۳	۲۱	۳۰۶	۸۳
۱۰	۱۰۶	۶۵	۲۲	۳۰۳	۶۸
۱۱	۱۱۵	۶۴	۲۳	۳۲۲	۶۴
۱۲	۱۲۳	۷۱	۲۴	۳۰۴	۵۴

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمی دایک‌های ملانوکرات، مزوکرات و پیکره گرانودیوریتی لخشک (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm هستند).

T.R	Host Granitoid Rocks						Melanocratic Dykes				Mesocratic Dykes				
	NS ₃₂	NS ₃₉	NS ₄₁	NS ₄₄	NS ₅₄	NS ₅₇	NS ₂₈	NS ₃₀	NS ₄₀	NS ₅₆	NS ₂₁	NS ₂₃	NS ₄₃	NS ₄₇	NS ₅₈
Oxides															
SiO ₂	۶۸/۲	۶۹/۶	۷۰/۱	۶۶/۵	۶۸/۲	۶۶/۳	۵۱/۴	۵۱/۳	۵۶/۱	۴۷/۵	۷۰	۶۱/۳	۶۹/۴	۶۶/۹	۶۵/۲
Al ₂ O ₃	۱۵/۶	۱۵/۲	۱۴/۶	۱۵/۴	۱۵/۳	۱۶/۴	۱۶/۷	۱۵/۳	۱۴/۶	۱۳/۹	۱۵	۱۶/۶	۱۵/۵	۱۵/۸	۱۶/۵
TiO ₂	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۱/۲	۱/۲	۰/۷	۱/۱	۰/۳	۰/۹	۰/۴	۰/۶	۰/۵
Fe ₂ O ₃	۳/۲	۲/۴	۲/۳	۳/۴	۲/۷	۳/۲	۸/۱	۸/۰۷	۵/۳	۹/۰۸	۲/۳	۴/۹	۲/۵	۳/۶	۳/۴
MnO	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۰۴	۰/۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۷
MgO	۱/۳	۰/۸	۰/۹	۱/۷	۱/۱	۱/۳	۵/۷	۷/۴	۴/۹	۱۰/۹	۰/۷	۲/۷	۰/۹	۱/۶	۱/۴
CaO	۲/۸	۲/۵	۲/۴	۳/۱	۳/۱	۳/۳	۷/۹	۸/۷	۶/۹	۹/۱	۲/۳	۵/۰۷	۲/۶	۳/۴	۳/۲
Na ₂ O	۴/۴	۴/۴	۴/۱	۴/۲	۴/۶	۴/۶	۳/۸	۳/۷	۴/۴	۲/۷	۴/۳	۴/۵	۴/۵	۴/۸	۴/۹
K ₂ O	۲/۸	۳/۵	۳/۸	۴/۰۴	۳/۲	۳/۱	۲/۴	۲/۰۷	۳/۸	۱/۸	۳/۵	۲/۱	۳/۲	۳/۴	۳/۲
LOI	۰/۶	۰/۵	۰/۸	۰/۵	۰/۷	۰/۶	۱/۷	۱/۳	۲/۱	۲/۷	۱	۱/۱	۰/۵	۱/۲	۰/۹
Total	۹۹/۶۳	۹۹/۲۴	۹۹/۳۴	۹۹/۳	۹۹/۳۵	۹۹/۲۵	۹۹/۰۱	۹۹/۱۸	۹۸/۹	۹۸/۹۸	۹۹/۴۴	۹۹/۲۹	۹۹/۵۴	۹۹/۶۳	۹۹/۲۷
La	۲۷	۲۱	۲۵	۳۲	۲۳	۲۵	۴۴	۳۰	۵۳	۳۲	۲۵	۲۵	۲۸	۳۸	۳۲
Ce	۵۲	۳۹	۴۳	۵۹	۴۴	۴۸	۸۲	۵۸	۹۸	۶۲	۴۹	۵۰	۵۴	۶۷	۵۷
Pr	۴/۹	۳/۶	۳/۹	۵/۸	۴/۲	۴/۷	۸/۵	۶/۲	۱۰/۰۹	۶/۵	۴/۸	۵/۰۱	۵/۱	۶/۵	۵/۳
Nd	۱۹/۴	۱۴	۱۴/۸	۲۲/۷	۱۶/۷	۱۸/۶	۳۳/۳	۲۵/۸	۳۹/۸	۲۶/۶	۱۸/۵	۲۰/۲	۱۹/۵	۲۳/۶	۲۰/۲
Sm	۳/۶	۲/۴	۲/۵	۳/۹	۲/۹	۳/۲	۶/۰۶	۴/۹	۶/۵	۵	۳/۷	۳/۹	۳/۲	۳/۸	۳/۴
Eu	۰/۹	۰/۷	۰/۶	۱/۱	۰/۷	۰/۸	۱/۸	۱/۵	۱/۸	۱/۵	۰/۷	۱/۰۹	۰/۸	۱/۲	۰/۹
Gd	۳/۱	۲/۱	۲/۳	۳/۳	۲/۵	۲/۸	۵/۵	۴/۸	۵/۳	۴/۸	۲/۵	۳/۷	۲/۶	۳/۴	۲/۹
Tb	۰/۴	۰/۲	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۷	۰/۷	۰/۶	۰/۶	۰/۳	۰/۵	۰/۳	۰/۴	۰/۳
Dy	۲/۱	۱/۴	۱/۷	۲/۳	۱/۸	۲/۰۴	۳/۸	۳/۹	۳/۲	۳/۴	۱/۵	۲/۸	۱/۶	۲/۲	۲/۱
Er	۰/۵	۰/۰۵	۰/۳	۱/۰۳	۰/۳	۰/۴	۲/۵	۲/۹	۱/۸	۲/۳	۰/۰۵	۱/۵	۰/۰۵	۰/۸	۰/۵
Tm	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Yb	۰/۵	۰/۳	۰/۵	۰/۷	۰/۵	۰/۵	۱/۳	۱/۵	۱/۱	۱/۲	۰/۲	۱	۰/۳	۰/۶	۰/۶
Lu	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Ba	۸۵۱	۷۸۳	۶۶۲	۱۶۶۴	۶۸۷	۶۵۸	۱۵۳۲	۱۰۲۳	۱۰۹۴	۹۹۹	۶۰۲	۵۵۹	۷۱۹	۱۱۶۵	۹۵۶
Cs	۶/۳	۳/۲	۳	۳/۲	۴/۳	۴/۴	۱/۸	۲/۷	۲/۶	۴/۲	۴	۳/۱	۲/۸	۳/۱	۴/۴
Hf	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۱/۹۶	۲/۳۴	۳/۱۸	۲/۳۷	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۱/۳۶
Nb	۱۲/۸	۹/۵	۱۰	۹/۵	۹/۵	۷/۹	۱۲/۲	۱۶/۷	۱۴/۹	۱۷/۶	۱۲/۶	۱۳/۸	۹/۱	۱۱/۲	۹/۷
Pb	۱۴	۱۳	۱۵	۱۸	۲۶	۱۷	۶	۹	۱۵	۵	۱۷	۱۲	۱۸	۱۴	۱۰
Rb	۱۱۴	۱۰۳	۱۰۳	۱۱۴	۱۱۲	۱۱۲	۵۸	۵۲	۱۵۸	۶۰	۱۲۲	۸۴	۱۳۲	۹۱	۹۲
Sr	۴۲۸	۳۴۱	۳۴۴	۵۴۰	۳۴۹	۳۶۳	۹۵۳	۶۱۱	۱۰۲۰	۶۷۳	۳۱۹	۴۶۱	۳۴۹	۵۴۷	۵۷۷
Ta	۱/۲	۱/۲	۱/۱	۱	۱/۱	۱/۲	۱/۲	۱/۲	۱/۳	۱/۲	۱/۱	۱/۲	۱/۲	۱/۳	۱/۲
Th	۹/۴	۱۰/۸	۱۹/۸	۱۵/۳	۹/۸	۱۰/۶	۱۲	۷/۸	۱۴/۳	۷/۰۵	۱۰/۴	۷/۷	۱۴/۷	۱۴/۳	۱۳/۱
U	۰/۸	۱/۲۳	۳/۵	۲	۱/۳	۱	۲/۱	۱/۲	۳/۲	۱/۲	۱/۵	۱/۶	۱/۶	۲/۳	۲/۵
Y	۸۳	۵/۴	۶/۹	۱۰/۱	۶/۹	۷/۷	۱۵/۶	۱۴/۹	۸۳	۱۷/۱	۵	۱۲/۲	۵/۶	۹/۱	۸/۱
Zr	۵	۶	۵	۵	۹	۶	۶۹	۸۹	۱۳۹	۹۵	۱۸	۱۱	۱۷	۲۴	۵۴
Ni	۹	۵	۷	۱۹	۹	۱۱	۳۴	۱۲۵	۴۵	۲۳۶	۵	۲۴	۵	۹	۹
Sc	۴/۹	۳/۶	۴/۸	۶/۸	۵/۳	۵/۶	۲۱/۸	۲۳/۵	۱۶/۷	۲۶/۸	۳/۵	۱۲/۳	۴/۶	۶/۶	۶/۶
Cr	۱۴	۱۱	۱۳	۲۸	۱۹	۲۲	۵۹	۲۸۴	۱۸۳	۵۱۹	۱۲	۳۲	۱۱	۱۵	۱۵
Eu/Eu	۰/۸۲	۰/۹۶	۰/۸۸	۰/۹۶	۰/۸۸	۰/۸۵	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۸۶	۰/۸۸	۰/۸۶	۰/۹۸	۰/۹۶

کتابنگاری

- ایرانی، ز.، ۱۳۹۳- بررسی ساختاری نحوه جایگیری دسته دایک‌های موجود در توده گرانیتی شمال و شمال غرب زاهدان (شرق ایران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان. بومری، م.، لشگری‌پور، غ. و گرگیچ، م.، ن.، ۱۳۸۳- کلر و فلونور در بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی زاهدان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱: ص. ۷۹ تا ۹۴.
- تیوای، م.، ۱۳۸۱- مطالعه ژئوشیمیایی و پترولوژیکی دایک‌های تیره فراوان در توده گرانیتوئیدی جنوب غرب زاهدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- حسینی، م.، ۱۳۸۱- پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت‌های جنوب غرب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- رضایی کهخانی، م.، ۱۳۸۵- پتروژنز و موقعیت زمین‌ساختی از توده گرانیتوئیدی و دایک‌های مرتبط با آن در ناحیه لخشک، شمال غرب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- رضایی کهخانی، م.، کنهانیان، ع.، الیاسی، م.، ۱۳۸۵- نقش زون‌های پرشی در جایگزینی دایک‌های منطقه لخشک، شمال غرب زاهدان. مجموعه مقالات دهمین همایش زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- سرحدی، ن.، ۱۳۹۳- بررسی پتروگرافی دایک‌های پیکره گرانیتوئیدی لخشک (شمال غرب زاهدان). مجموعه مقالات اولین همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشافات منابع، دانشگاه شیراز. صادقیان، م. و ولی‌زاده، م. و، ۱۳۸۶- سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS. مجله علوم زمین، ۶۶: ص. ۱۳۴ تا ۱۵۹.
- صادقیان، م.، ۱۳۸۳- ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، رساله دکترا، دانشگاه تهران.
- علی‌موسی، ز. و رضایی کهخانی، م.، ۱۳۹۳- شیمی کانی بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی لخشک. مجموعه مقالات هجدهمین کنگره زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- کشتنگر، ش.، ۱۳۸۳- پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری گرانیت‌های زرگلی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- کنعانیان، ع.، رضایی کهخانی، م. و اسماعیلی، د.، ۱۳۸۵- سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانودوریتی لخشک، شمال‌باختر زاهدان. مجله علوم زمین، ۶۵: ص. ۱۲۶ تا ۱۴۳.

References

- Asran, M., Ezzat, M. and Rahman, A., 2012- The pan- African calck- alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: Geology, Geochemistry and petrogenesis, Journal of Biology and Earth Sciences, 1: 1-16.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C., 2007- Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. Precambrian Research, 155: 69-97.
- Atherton, M. P. and Ghani, A. A., 2002- Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. Lithos, 62: 65–85
- Beard, J. S., 1997- Geochemistry and petrogenesis of tonalite dikes in the Smith River allochtoon, south-central Virginia. In: Sinha AK, Whalen JB, Hogan JP (eds) The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen, Geological Society of American, Memoir 191: 75-86.
- Behrouzi, A., 1993- Explanatory text of Zahedan. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. L10, Geological survey of Iran, Tehran.
- Boynton, W. V., 1983- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.): Rare Earth Element geochemistry. Elsevier, London, 63–114.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, Eastern Iran. Lithos, 15: 221-239.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48: 489-499.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis- its relationship with current nomenclature, Chemical Geology, 29: 183-210.
- Drury, M. R. and Urai, J. L., 1990- Deformation-related recrystallisation processes. Tectonophysics, 172: 235–253.
- Ferrow, E., 1968- Ein fortan- program zur berechnung der chemischen analkses von gesteinen aus der modalanalyse. Neues Jahrb Mineralogy, 27-33.
- Glenn, A. G., 2004 - The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. Contrib Mineral Petrology, 147: 511–527.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision zone magmatism. Collision tectonic, Geological society of American Bulltein, 19: 67–81.
- Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., Wasylenki, L. E., Asimow, P. D. and Stolper, E. M., 1998- Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. II. Isobaric Variations in Melts near the Solidus and owing to Variable Source Composition, Journal of Petrology, 40: 297-313 .
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A quide to chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models Contributions To Mineralogy And Petrology, 144: 38–56.

- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G., 2008- The relationship between collision-related calcalkaline, and withinplate alkaline volcanism in the Karacadag Area (KonyaTurkiye, Central Anatolia), *Chemie der Erde*, 68:155-176.
- Maaloe, S. and Whillie, P. J., 1975- Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization, *Contrib Mineral Petrology* 37: 145-161.
- Magna, T., Janousek, V., Kohut, M., Obrli, F. and Wiechert, V., 2010- Fingerprinting sources of plutonic rocks from variscan belt with lithium isotopes and possible link to Subduction-related origin of some A-Type granites. *Chemical Geology*, 274: 94-107.
- Maniar, P. D. and Piccoli, M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of American Bulltein*, 110: 635-642.
- Middlemost, E. A. K., 1985- Magmas and magmatic rocks. An introduction to Igneous Petrology, Longman group limited.
- Miyashiro, A., 1974- Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*. 274: 321-355.
- Narshimha, Ch., Laxmaiah, B., Sandhya Rani, P., Ashok, Ch. and Praveen, K., 2014- Petrography of a dolerite dyke, aissetti duppalapally, Nalgonda-India. *International Journal of Advanced Research*, 10: 140-143.
- Nesse, W. D., 1986- Intruduction to Optical mineralogy. Oxford University Press, NewYork.
- Patino Dpuce, A. E., 1999- What do experiments tell us about the us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas In: Crasero A, Ferenadez C, Vignerese J L, Eds, *Understanding granites, intergrating new classical techniques*. Geology Society London, 168: 55-75.
- Peccerillo, A. and Tylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc- alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 68-81.
- Pearce, J. A., Harris, N. H. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal Petrology*, 25: 956-983.
- Rollinson, H. R., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons Inc, New York.
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Ne'de'lec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V., 2005- The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting, *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 301-327.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks, Their genesis, composition, classification and their relations to ore deposits. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Stocklin, J., 1968- Structral history and tectonic of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1285.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism, *Journal of Asia Earth sciences*, 23: 373-389.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A. D. and Norry M. J. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geology Society London, 42: 313-345.
- Saunders, A. D., Tarney, J. and Weaver, S. D., 1980- Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calcalkaline magmas. *Earth Planet. Sci.Lett.*, 46:344-360.
- Temel, A., Gundogdu, M. N. and Gourgau, A., 1998- Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 327-354.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan Suture Zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 134-150.
- Thompson, R. N., 1982- Dispatches form the basalt front. 1. Experiments. *Process Geology. Ass*, 95: 249-262.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J., Dong, Y., Vasconcelos, P. M., Pearson, N., Wan, Y., Dong, H., Li, Ch. Yu, Y., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F. and Chu, Zh., 2005- Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites. *Earth and Planetary Science Letters*, 272: 158-171.

Petrological and geochemical nature of mesocratic and melanocratic dykes in Lakhshak granodiorite, Northwest of Zahedan

N. Sarhaddi^{1*}, A. Ahmadi², Z. Firoozkoobi³ and M. Jami⁴

¹M. Sc, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

³Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

⁴Ph.D., Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2016 August 23

Accepted: 2016 December 04

Abstract

The Lakhshak granodiorite body with Oligo-Miocene age crops out in flysch sediments of northwest of Zahedan. This body has been intruded by dykes with variable color indices ranging from mesocratic to melanocratic, and NE-SW trend. Based on field observations, melanocratic dykes have cut mesocratic dykes in some parts. This indicates that mesocratic dykes are younger than the melanocratic types. Different thickness (2 to 12m) of dykes shows the effect of tectonic activities and magma injection into structural joints, and the formation of dykes during tectonic activity. In terms of lithology, the Lakhshak body is composed of granodiorite, dacitic mesocratic dykes and melanocratic dykes of microdioritic and andesitic types. The granodiorite body and the two types of dykes are of I type nature, and are calc-alkaline, high-K calc-alkaline and metaluminous. Based on the geochemical characteristics, dykes and granodiorite show enrichment in LILE, LREE such as Ba, Cs, Rb, Eu and Pb, and depletion in HFSE, HREE such as Nb, Ti and Ta, which are related to index characteristics of the volcanic arc setting of an active continental margin. Pb positive anomaly may demonstrate continental crust assimilation by magma associated with mantle metasomatism. Based on field observation and petrogenesis, the Lakhshak granodiorite and mesocratic-melanocratic dykes originated from magmatic activity of subducted oceanic crust (Sistan plate) beneath the continental plate (Afghan block). The parental magma of the Lakhshak granitoid was originated from melts resulted from amphibolite melting, and dykes are the late derivative of magma recrystallization granodiorite.

Keywords: Granodiorite, Dyke, Mesocratic, Melanocratic, Petrogenesis, Subduction.

For Persian Version see pages 149 to 162

*Corresponding author: N. Sarhaddi; Email: Nazanin_sarhaddi@yahoo.com