

پتروزنز و خاستگاه زمین ساختی توده گرانیتویدی دره‌باغ (شمال باختر الیگودرز)

محمود صادقیان^۱ و سکنه شکاری^۲

^۱ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران
^۲ دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۱۹

چکیده

توده گرانیتویدی دره‌باغ در شمال باختر الیگودرز از دو بخش مافیک و فلسیک تشکیل شده است. این بخش‌ها به ترتیب دارای ترکیب سنگ شناسی دیوریت تا کوارتزدیوریت و گرانودیوریت تا لوکوگرانیت هستند. آشکارترین ویژگی‌های بخش فلسیک توده نفوذی دره‌باغ عبارتند از حضور گسترده آنکلاوهای متاپلیتی آندالوزیت دار، سورمیکاسه، سیلیسی (کوارتزی به ارث رسیده از رگه‌های کوارتزی با ماهیت دگرگونی)، متاسامیتی و همچنین زینوکریست‌های آندالوزیت در سراسر بخش فلسیک. سنگ‌های فلسیک دارای ماهیت پرآلومین و کالکوآلکال هستند و در گروه گرانیتویدهای نوع S (پالین ژنتیک) و کمان حاشیه قاره (CAG) قرار می‌گیرند. سنگ‌های مافیک دارای ماهیت متآلومین و کالک‌آلکال هستند و در گروه گرانیتویدهای نوع I و کمان حاشیه قاره (CAG) جای می‌گیرند. بر پایه مشاهدات صحرایی، شواهد سنگ‌نگاری، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تفسیر رویدادهای صورت گرفته، در اثر نفوذ ماگماهای بازیک- حدواسط در مجموعه متاپلیتی- متاگروکی تریاس پایانی- ژوراسیک آغازین، دما بالا رفته و دگرگونی مجاورتی بزرگ مقیاسی که تا حد تشکیل سلیمانیت-هورنفلس پیش رفته، صورت گرفته است. گذر دما از نقطه ذوب متاپلیت‌ها- متاگرویک‌ها، مذاب‌هایی با ترکیب مناسب برای ساخت توده‌های گرانیتویدی نوع S فراهم کرده است. ماگمای تولید شده به ترازهای بالاتر پوسته رفته و در آن جای گرفته است. جایگیری آن با دگرگونی مجاورتی کم وسعتی در حد کردیریت- هورنفلس همراه بوده است.

کلیدواژه‌ها: الیگودرز، دره‌باغ، آنکلاو، سورمیکاسه، متاپلیتی، پرآلومین، کالک‌آلکال.

*نویسنده مسئول: محمود صادقیان

E-mail: m.sadeghian@shahroodut.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

سنگی مختلف سازنده توده گرانیتویدی دره‌باغ در ۱۲۱ ایستگاه نمونه‌برداری شد (به صورت مغزه یا نمونه دستی). در ضمن به‌طور همزمان روابط صحرایی و سنگ‌شناسی به دقت مورد مطالعه قرار گرفت. از نمونه‌های سنگی و مغزه‌های برداشت شده بیش از ۲۰۰ مقطع نازک و صیقلی تهیه و در مطالعات سنگ‌نگاری استفاده شد.

از آنجایی که به‌طور همزمان مطالعات ژئوشیمیایی این توده و توده‌های نفوذی همجوار آن توسط اثنی‌عشری (۱۳۹۰) در حال انجام بود، از میان نمونه‌های سنگی برداشت شده تنها ۱۰ نمونه از ترکیبات سنگی شاخص برای مقایسه و بررسی مطالعات ژئوشیمیایی انتخاب و پس از خردایش برای تجزیه شیمی به آزمایشگاه ACME و نکور کانادا فرستاده و عناصر اصلی به روش ICP- AES و عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP- MS (یا بسته تجزیه رده 4A و 4B) تجزیه شد. تصحیحات لازم مانند حذف L.O.I. و تصحیح مقادیر اکسیدهای آهن روی داده‌های ژئوشیمیایی خام صورت گرفت. در ضمن برای مقایسه و دسترسی به ایده‌ای مطمئن‌تر از نتایج تجزیه شیمیایی (Esna-Ashari et al. (2011a) (جدول ۲)، نیز کمک گرفته شد. مجموع نتایج تجزیه شیمی مربوط به این توده نفوذی در جدول ۱ ارائه شده است. پس از انجام تصحیحات لازم، نتایج تجزیه‌های شیمیایی به کمک نرم‌افزار GCDkit و دیگر نرم‌افزارهای مربوط، پردازش شد و مبنای تجزیه و تحلیل‌ها قرار گرفت. تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO و حذف مواد فرار (L.O.I) در مورد آنها اعمال شد.

۲- زمین‌شناسی

توده گرانیتویدی دره‌باغ دارای طیف ترکیبی متشکل از گرانودیوریت، گرانیت، لوکوگرانیت، آپلیت‌ها و پگماتیت‌های تورمالین دار است و نیز ترکیب سنگی چیره این توده گرانیتویدی، گرانودیوریت است. همچنین حضور آنکلاوهای پلیتی و ماسه‌سنگی دگرگون شده، آنکلاوهای غنی از میکا، زینولیت‌های سیلیسی (مشق شده از رگه‌های کوارتزی دارای منشأ دگرگونی) و زینوکریست‌های آندالوزیتی از

توده گرانیتویدی دره‌باغ (یا ملاطالب) در ۵ کیلومتری شمال باختر الیگودرز و در پهنه ساختاری سندج- سیرجان قرار گرفته است. این توده گرانیتویدی دارای روند کلی شمال باختری- جنوب خاوری است و گستردگی آن به حدود ۶۰ کیلومتر مربع می‌رسد (شکل ۱). این محدوده بخشی از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ گلیایگان (Thiele et al., 1968) و ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱) را شامل می‌شود و دارای مختصات جغرافیایی $32^{\circ} 49'$ تا $41^{\circ} 49'$ طول جغرافیایی خاوری و $26^{\circ} 33'$ تا $37^{\circ} 33'$ عرض جغرافیایی شمالی است.

روی توده گرانیتویدی دره‌باغ مطالعات بسیاری صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به صدیقی (۱۳۷۳)، عبداللهی (۱۳۸۷)، باقریان (۱۳۷۹)، باقری (۱۳۸۰)، اثنی‌عشری (۱۳۹۰)، Moazzen et al. (2004) و Esna-Ashari et al. (2011a & b & 2012) اشاره کرد. در این مطالعات جنبه‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی این توده مورد بررسی قرار گرفته است. اگرچه این مطالعات در سطوح کارشناسی ارشد و دکترا صورت گرفته است ولی نگاه دقیق و موşkافانه نشان می‌دهد که روابط صحرایی و سنگ‌شناسی به خوبی شناخته نشده و هویت و یا ماهیت تحولاتی که به تشکیل این توده نفوذی انجامیده به درستی تعبیر و تفسیر نشده است.

لازم به یادآوری است که سازوکار جایگیری توده گرانیتویدی دره‌باغ به روش بررسی ناهمگنی مغناطیسی یا AMS مورد بررسی قرار گرفت (شکاری، ۱۳۹۰) و در کنار آن مستندات زیبایی به دست آمد که می‌توانند در تعبیر و تفسیرهای ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی بسیار مفید باشند. در اینجا سعی می‌شود به ارائه مستندات و شواهدی پرداخته شود که چگونگی تشکیل توده گرانیتویدی دره‌باغ را از زمان تشکیل مذاب‌های سازنده آن تا جایگیری به تصویر می‌کشد.

۲- روش مطالعه

در راستای مطالعه فابریک‌های مغناطیسی توده گرانیتویدی دره‌باغ، از واحدهای

کانی کدر (کانی‌های فرعی) و کلریت، اپیدوت و سرسیت (کانی‌های ثانویه) این سنگ‌ها به شمار می‌آیند. بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌ها دارای ترکیب سیدروفیلیت و تورمالین‌ها دارای ترکیب دراویت هستند (عبدالمهی، ۱۳۸۷). همین پژوهشگر ترکیب گارنت‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی را آلمان‌دین گزارش کرده است. گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت از جمله دیگر کانی‌های موجود در گرانودیوریت‌ها هستند که از سنگ‌های متاپلیتی (که ذوب و تبلور آنها سبب تشکیل گرانودیوریت‌ها شده است) به ارث رسیده‌اند. گارنت فراوانی کمی دارد؛ غالباً بی‌شکل است و در برخی موارد به کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده است. آندالوزیت به‌صورت بلورهای ریز و درشت (بیشینه ۴ سانتی‌متر) به‌طور فراگیر در سراسر توده نفوذی دره‌باغ یافت می‌شوند. بلورهای آندالوزیت به‌طور جزئی تا کامل به سرسیت تبدیل شده‌اند. سیلیمانیت به‌صورت فیبرولیت یافت می‌شود و از تبدیل بیوتیت به سیلیمانیت حاصل شده است. تبدیل بیوتیت به فیبرولیت در سنگ‌های دگرگونی دمای بالا به‌ویژه در پهنه سیلیمانیت امری رایج و متداول است (Best, 2003).

از دیگر ویژگی‌های توده گرانیتوئیدی دره‌باغ حضور آنکلاوهای متاپلیتی (سورمیکاسه و آندالوزیت-سیلیمانیت هورنفلسی)، سیلیسی و متاپسامیتی است. آشکارترین این آنکلاوها، آنکلاوهایی هستند که در آنها بلورهای آندالوزیت به طول ۳ تا ۴ سانتی‌متر یافت می‌شود و دارای رخساره هورنفلسی هستند. در این آنکلاوها گاه تبدیل پلی‌مورف آندالوزیت به سیلیمانیت دیده می‌شود. این ویژگی نشان‌دهنده دگرگونی دما بالایی است که آنها تحمل کرده‌اند.

لازم به یادآوری است که آنکلاوهای سیلیسی بخش‌هایی از رگه‌های سیلیسی دارای منشأ اولیه دگرگونی هستند که در طی فرایند ذوب گسیخته شده و به درون مذاب راه پیدا کرده‌اند. آنکلاوهای سیلیسی بیشتر بی‌شکل هستند و ابعاد آنها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است. با توجه به شواهد صحرایی و مقاطع میکروسکوپی، گرانودیوریت‌ها دچار دگرشکلی به نسبت شدید ولی ناهمگن شده‌اند. شدت دگرشکلی از سوی باختر به خاور توده نفوذی دره‌باغ افزایش می‌یابد. آثار دگرشکلی به‌صورت موارد زیر ظاهر شده است: ۱) دانه‌ریز (ساب‌گرین) شدن کوارتز و فلدسپارها و حتی زیرکن و آپاتیت؛ ۲) ایجاد ماکل مکانیکی در پلاژیوکلاز و بیوتیت‌ها؛ ۳) میرمیکیت‌زایی گسترده که در حالت ساب‌سالییدوس صورت گرفته است (Vernon, 2004). ریزساخت‌های میکروسکوپی دیده شده در سنگ‌های مورد مطالعه بر پایه تقسیم‌بندی (Bouchez et al., 1992) و (Nedelec & Bouchez, 2011) از نوع ساخت‌های ماگمایی، نیمه‌ماگمایی و ساب‌سالییدوس دمای بالاست (شکاری، ۱۳۹۰).

۴-۲. گرانیت‌ها

گرانیت‌ها به‌صورت بخش‌های تفریق یافته موضعی همراه با گرانودیوریت‌ها یافت می‌شوند. ولی به علت رخنمون موضعی و کم آنها قابل نمایش به‌صورت یک واحد سنگی مجزا نیستند. گرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها کانی‌های تیره کمتری دارند. ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و کوارتز، کانی‌های اصلی و بیوتیت و تورمالین کانی‌های فرعی گرانیت‌ها هستند. منتهی مقدار بیوتیت نسبت به گرانودیوریت‌ها بسیار کمتر است. گرانیت‌ها در مقایسه با گرانودیوریت‌ها بدون آندالوزیت هستند.

۴-۳. لوکوگرانیت‌ها

لوکوگرانیت‌ها دارای رنگ سفید بسیار روشن و در مقایسه با گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها به مراتب دانه‌ریزتر هستند. در لوکوگرانیت‌ها تورمالین به‌صورت دانه‌ای پراکنده، تجمعات موضعی، تجمعات گرهکی و رگچه‌های کوارتز-تورمالین یافت می‌شوند. بافت گرانولار دانه‌ریز و در برخی موارد بافت گرافیکی حاصل هم‌رشدی کوارتز و ارتوکلاز و یا کوارتز و تورمالین از دیگر ویژگی‌های این سنگ‌هاست. این سنگ‌ها به‌صورت آپوفیز، دایک و رگه و رگچه، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها

ویژگی‌های آشکار آن به شمار می‌آید. سنگ‌های میزبان توده گرانیتوئیدی دره‌باغ بخشی از پهنه سنندج - سیرجان است. این سنگ‌ها دارای ماهیت چیره متاپلیتی هستند و از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مانند اسلبت، فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست تشکیل شده‌اند. همچنین سنگ‌های دگرگونی مجاورتی به‌صورت هاله کم‌ستبرایی پیرامون توده نفوذی یافت می‌شود. درجه دگرگونی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی میزبان در حد آلپیت-اپیدوت هورنفلس و هورنبلند-هورنفلس است. کردپریت شاخص بالاترین درجه دگرگونی در این سنگ‌هاست.

ولی دگرگونی مجاورتی درجه بالاتری از راه مطالعه آنکلاوهای متاپلیتی نتیجه می‌شود که ویژگی‌های آشکار آن عبارت است از ۱) بافت گرانولاستی و پورفیروبلاستی؛ ۲) حضور گسترده آندالوزیت؛ ۳) تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت؛ ۴) فلدسپارزایی (تشکیل بلورهای سفید رنگ پلاژیوکلاز)؛ ۵) تغییر اندازه و رنگ آنکلاوها از دانه‌ریز به دانه‌درشت و از منظره شیستی تا منظره گرانیتی (که نشان‌دهنده افزایش دما و گرانیت‌زایی در آنکلاوهای سورمیکاسه است).

لازم به یادآوری است که این دگرگونی مجاورتی متأثر از جایگزینی توده‌های بازیک-حدواسط درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با ماهیت متاپلیتی است.

جایگیری مذاب‌های بازیک-حدواسط (با ترکیب بازالت تا آندزیت یا معادل درونی آنها گابرو تا دیوریت) در میان سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای پهنه سنندج-سیرجان سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی به نسبت بزرگ‌مقیاسی شده است که دگرگونی مجاورتی حاصل از آن تا حد رخساره سیلیمانیت هورنفلس و در پایان تشکیل مذاب‌های گرانودیوریتی پیش رفته است. فراتر رفتن دما از نقطه ذوب متاپلیت‌ها سبب تشکیل حجم زیادی ماگمای گرانیتوئیدی شده است؛ ولی شواهد نشان می‌دهد که دما برای ذوب کامل آندالوزیت کافی نبوده است. به همین خاطر آندالوزیت به‌صورت زینوکریست و به‌صورت گسترده در گرانودیوریت‌های مورد مطالعه و آنکلاوهای متاپلیتی موجود در آن یافت می‌شود. سپس ماگمای گرانودیوریتی به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده و در ژرفای کمتر جای گرفته و به علت داشتن دمای کمتر، هاله دگرگونی با گسترش کمتری را به وجود آورده است که در پایان در حد تشکیل کردپریت هورنفلس تجلی پیدا کرده است. اثنی‌عشری (۱۳۹۰) و Esna- Ashari et al. (2012) برای گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها، به ترتیب سنی برابر $176 \pm 3/5$ و 165 ± 5 میلیون سال (به روش U-Pb) گزارش کرده‌اند. نتایج حاصل از مطالعات انجام شده روی این توده گرانیتوئیدی همانند مجموعه‌های گرانیتوئیدی در پهنه سنندج-سیرجان است. برای نمونه، ماگمای مجموعه پلوتونیک لوند وابسته به کمان قاره‌ای بوده و در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیتس به زیر پهنه سنندج-سیرجان در ژوراسیک میانی (۱۶۱-۱۶۴ میلیون سال) تشکیل شده است (Shahbazi et al., 2010).

شواهد فرایند گرانیت‌زایی عبارتند از ۱) حضور آنکلاوهای متاپلیتی دارای آندالوزیت در بیشتر نقاط توده نفوذی دره‌باغ؛ ۲) حضور گسترده زینوکریست‌های آندالوزیت در سراسر توده دره‌باغ؛ ۳) حضور میگماتیت‌ها در حاشیه‌های باختری و شمال خاوری توده نفوذی؛ ۴) حضور توده‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی در حاشیه باختری توده نفوذی؛ ۵) دایک‌های دیوریتی قطع‌کننده سنگ‌های میزبان یا توده‌های نفوذی همجوار مانند توده گرانیتوئیدی گل‌زرد در شمال الیگودرز (بدلو، ۱۳۹۰). برخی از این ویژگی‌ها در شکل ۲ به نمایش گذاشته شده است.

۴- سنگ‌شناسی

۴-۱. گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها سازنده اصلی توده گرانیتوئیدی دره‌باغ هستند. گرانودیوریت‌ها توسط شماری دایک آلپیتی و پگماتیتی و رگه‌های تورمالین‌دار قطع شده است. پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و ارتوکلاز (کانی‌های اصلی) اسفن زیرکن و کمی

را قطع کرده‌اند. با توجه به شواهد یاد شده، لوکوگرانیت‌ها نسبت به سنگ‌های میزبان خود جوان‌تر هستند. البته اختلاف سنی آنها نباید خیلی زیاد باشد. در

مباحث بعدی چگونگی تشکیل لوکوگرانیت‌ها به تفصیل توضیح داده خواهد شد. لوکوگرانیت‌ها همانند دیگر سنگ‌های میزبان خود دچار تنش‌های حاکم بر منطقه شده‌اند و بر گوارگی به نسبت آشکاری در آنها دیده می‌شود؛ ولی در مقایسه با گرانودیوریت‌ها، گسترش بر گوارگی در آنها ضعیف‌تر است.

۴-۴. پگماتیت‌ها

پگماتیت‌ها سهم حجمی بسیار کمی از توده گرانیتویدی دره‌باغ را به خود اختصاص می‌دهند. ولی در چرخه تحولی تشکیل این توده جایگاه ویژه‌ای دارند. کوارتز، تورمالین و پلاژیوکلاز سازندگان اصلی پگماتیت‌ها هستند. در برخی نقاط، اندازه بلورهای تورمالین به بیش از ۲۰ سانتی‌متر می‌رسد. تورمالین‌ها در نمونه دستی سیاه رنگ هستند. در شمال توده نفوذی دره‌باغ، در محلی معروف به معدن سیلیس ملاطالب، یک توده پگماتیتهای بسیار غنی از تورمالین یافت می‌شود. این توده دارای شکل بیضوی تا گنبدی شکل است و قطر بزرگ آن حدود ۵ متر است. این توده از تورمالین‌هایی تشکیل شده است که اندازه آنها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است و فراوانی تورمالین به بیش از ۶۰ درصد می‌رسد؛ به گونه‌ای که توده پگماتیتهای به رنگ سیاه دیده می‌شود. ویژگی‌های بسیار آشکار دیگری که در این محل دیده می‌شود این است که بلورهای تورمالین عمود بر طول خود شکسته و به قطعات کوچک‌تری تبدیل شده‌اند و فضای میان قطعات شکسته شده توسط کوارتز پر شده است. این پدیده نشان‌دهنده تنش تحمیل شده بر تورمالین‌ها در مراحل پایانی تشکیل آنهاست. منطقه‌بندی ترکیبی در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی تورمالین‌های این منطقه به صورت آشکار دیده می‌شود. در میان برخی از مناطق (منظور منطقه‌بندی درون کانی) منطقه‌ای غنی از مسکوویت دیده می‌شود که نشان‌دهنده تغییرات ترکیبی سیال‌های سازنده در هنگام تشکیل تورمالین است. در کنار پگماتیت‌ها، بخش‌های بسیار تفریق یافته دارای مقادیر زیادی کوارتز هستند که به عنوان سیلیس استخراج شده‌اند و نام معدن سیلیس نیز به علت حضور گسترده کوارتز است. بر پایه تجزیه‌های میکروپروب صورت گرفته توسط عبدالهی (۱۳۸۷)، تورمالین‌ها دارای ترکیب در اویت هستند.

دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها با داشتن ۴۸ تا ۵۰ درصد وزنی SiO_2 بازیگ‌ترین سنگ‌های مورد مطالعه هستند و به علت محدود بودن دامنه ترکیب سنگ‌شناسی آنها، روند خاصی دیده نمی‌شود. از سوی دیگر این سنگ‌ها دارای $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ کم و مقادیر به نسبت زیاد TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MnO ، MgO ، CaO و P_2O_5 هستند. به همراه گرانودیوریت‌ها ترکیب دو نمونه آنکلاو متاپلیتی نیز نشان داده شده است. قرارگیری موقعیت ترکیبی آنها در کنار گرانودیوریت‌ها نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌ها از ذوب سنگ‌های دارای ترکیب مشابه آنکلاوهای متاپلیتی-متاگرویکی حاصل شده‌اند.

در گرانودیوریت‌ها تغییرات کمی از دید مقدار SiO_2 و دیگر اکسیدها دیده می‌شود. دامنه تغییرات SiO_2 در آنها حدود ۶ درصد (۶۹/۴ - ۶۴/۶ درصد) است. با افزایش SiO_2 مقادیر $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ افزایش و مقادیر دیگر اکسیدها (TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MnO ، MgO ، CaO و P_2O_5) کاهش یافته است. این امر نشان از تحول گرانودیوریت‌ها از راه تبلور تفریقی دارد. موقعیت ترکیبی گرانیت‌ها نشان می‌دهد که آنها در فاصله به نسبت کمی از گرانودیوریت‌ها جای می‌گیرند و حتی در نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای عناصر خاکی کمیاب تقریباً رفتار یکسانی نشان می‌دهند. این امر نشان می‌دهد که آنها با گرانودیوریت‌ها ماهیت یکسانی دارند. ولی نسبت به گرانودیوریت‌ها تفریق یافته‌تر هستند. شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری (کانی‌شناسی) نیز این موضوع را تأیید می‌کند. لوکوگرانیت‌ها که با علامت مثلث توپر نشان داده شده‌اند در فاصله بسیار بیشتری نسبت به گرانودیوریت‌ها جای می‌گیرند و در دیگر نمودارهای ژئوشیمیایی به‌ویژه نمودارهای الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب و نمودارهای عنکبوتی (شکل‌های ۵ تا ۸، ۱۱ و ۱۲) الگوی تغییرات کاملاً متفاوتی نشان می‌دهند.

با توجه به مطالعه منابع علمی منتشر شده مربوط به لوکوگرانیت‌ها (Kawakami & Kobayashi, 2006; Buriánek & Novák, 2007; Visona & Lombardo, 2002) و غنی بودن آنها از تورمالین و نبود بیوتیت، آندالوزیت و گارنت در آنها، همگی بیانگر آن است که لوکوگرانیت‌ها حاصل ذوب پیشرفته همراه با آزدایی و تخریب میکاهای سنگ‌های متاپلیتی-متاگرویکی از یک سو و تبلور تفریقی مذاب حاصل از سوی دیگر هستند. مذاب تولید شده در مراحل پایانی تشکیل توده گرانیتویدی دره‌باغ به صورت آپوفیز، دایک، رگه و رگچه گرانودیوریت‌ها را قطع کرده است. (Visona & Lombardo, 2002) بر این باورند که لوکوگرانیت‌ها از راه ذوب همراه با آزدایی و تخریب کانی‌های آبدار مانند میکاهای (به‌ویژه بیوتیت) سنگ‌های متاپلیتی-متاگرویکی در فشار کمتر از ۱۲ کیلوپار (ژرفای ۳۰ تا ۳۶ کیلومتر) حاصل می‌شوند. نبود کانی‌های مافیک مانند بیوتیت و فراوانی بسیار کم زیرکن در لوکوگرانیت‌ها و همچنین فقیر بودن آنها از عناصر کمیاب خاکی، به‌ویژه عناصر کمیاب خاکی سنگین نشان‌دهنده این امر است. در شکل ۵ تغییرات برخی از عناصر فرعی و کمیاب در برابر SiO_2 نشان داده شده است. در مجموع آنچه از این نمودارها نتیجه‌گیری می‌شود، اظهارات یاد شده را تأیید می‌کند.

در ادامه بررسی‌های ژئوشیمیایی به واسطه اختلاف منشأ زیاد میان سنگ‌های مافیک و فلسیک، از سنگ‌های مافیک صرف نظر شد و تنها سنگ‌های فلسیک که دارای رابطه هم‌منشأیی و ژنتیکی با هم هستند، مورد بررسی قرار گرفتند. با توجه به شکل ۶ که بر پایه سازگاری و ناسازگاری عناصر رسم شده است، به روشنی می‌توان نقش تبلور تفریقی در طی تشکیل سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی را نتیجه گرفت. موقعیت ترکیبی این سنگ‌ها در یک راستای تقریباً خطی قرار می‌گیرد که از مبدأ نمودار عبور می‌کند. اگر چه لوکوگرانیت‌ها نیز در امتداد راستای یاد شده قرار می‌گیرند؛ ولی با توجه به شواهد صحرایی و دیگر ملاحظات ژئوشیمیایی،

نمودارهای تغییرات ابزاری هستند که می‌توان به کمک آنها تغییر و تحولات سنگ‌های آذرین را مورد بحث و بررسی قرار داد. ولی هنگام بررسی تغییر و تحولات توده‌های گرانیتویدی دارای ماهیت پالین ژنتیک به کمک این گونه نمودارها، باید در تعبیر و تفسیر آنها دقت بیشتری به خرج داد و شواهد صحرایی و زمین‌شناسی منطقه‌ای نیز باید مد نظر قرار گیرند. برای کاهش شمار نمودارها و دسترسی سریع‌تر به تفسیر تحولات صورت گرفته، اکسیدهایی که دارای روند تغییرات تقریباً مشابهی هستند و یا از الگوی ژئوشیمیایی تقریباً مشابهی پیروی می‌کنند به صورت مجموع در نظر گرفته و تغییرات آنها را در برابر SiO_2 به نمایش گذاشته شد (مانند

۵- ژئوشیمی

تجزیه شیمیایی سنگ‌ها و تعبیر و تفسیر نتایج حاصل از آنها که به عنوان علم ژئوشیمی شناخته می‌شود ابزاری مفید و مؤثر برای بررسی تغییر و تحولات صورت گرفته در طی تشکیل توده‌های گرانیتویدی به حساب می‌آیند. بر پایه نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985)، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گابرو، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۳). این رده‌بندی با نام‌گذاری سنگ‌ها بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری نیز همخوانی دارد. ولی با توجه به ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های بازیگ‌مورد مطالعه (حضور گسترده هورنبلند سبز) نام دیوریت برای این سنگ‌ها مناسب‌تر است.

نمودارهای تغییرات ابزاری هستند که می‌توان به کمک آنها تغییر و تحولات سنگ‌های آذرین را مورد بحث و بررسی قرار داد. ولی هنگام بررسی تغییر و تحولات توده‌های گرانیتویدی دارای ماهیت پالین ژنتیک به کمک این گونه نمودارها، باید در تعبیر و تفسیر آنها دقت بیشتری به خرج داد و شواهد صحرایی و زمین‌شناسی منطقه‌ای نیز باید مد نظر قرار گیرند. برای کاهش شمار نمودارها و دسترسی سریع‌تر به تفسیر تحولات صورت گرفته، اکسیدهایی که دارای روند تغییرات تقریباً مشابهی هستند و یا از الگوی ژئوشیمیایی تقریباً مشابهی پیروی می‌کنند به صورت مجموع در نظر گرفته و تغییرات آنها را در برابر SiO_2 به نمایش گذاشته شد (مانند

فراوان و مگنتیت پس از میگماتیت‌ها، Km بالایی دارند. از گرانودیوریت‌ها به سوی لوکوگرانیت‌ها، با کمتر شدن میزان کانی‌های دارای ویژگی‌های مغناطیسی به ویژه بیوتیت، مقدار Km کاهش می‌یابد. مقادیر Km به دست آمده (به ویژه برای پیکره سنگی اصلی توده گرانیتیویدی دره‌باغ یعنی گرانودیوریت‌ها)، بیانگر آنست که توده گرانیتیویدی دره‌باغ، با داشتن Km کمتر از $0 < \text{Km} < 500 \mu\text{Si}$ (معادل گرانیتیویدی‌های نوع S) گروه گرانیتیویدی‌های پارامغناطیس ($0 < \text{Km} < 500 \mu\text{Si}$) (معادل گرانیتیویدی‌های نوع S) قرار می‌گیرد (شکل ۹-ب). این شکل به روشنی نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌ها و مشتقات مرتبط با آنها مانند لوکوگرانیت‌ها و همچنین آنکلاوهای متاپلیتی آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی همراه آنها همگی در محدوده گرانیتیویدی‌های نوع S جانمایی می‌شوند. در پهنه ساختاری سندج - سیرجان، چندین توده گرانیتیویدی رخنمون دارند که در این میان می‌توان به مجموعه الوند اشاره کرد. در مقیاس منطقه‌ای رخدادها و فرایندهایی که سبب تشکیل توده‌های گرانیتیویدی الوند و دره‌باغ شده‌اند، شباهت زیادی دارند. سپاهی گرو (۱۳۷۸) بر این باور است که گرانیتیویدی‌های پورفیرویدی الوند منشأ آتاتکسی پوسته‌ای (گرانیتیویدی‌هایی که با میگماتیت‌ها ارتباط دارند) دارند که چنین رخدادی هم در مورد گرانودیوریت‌های توده گرانیتیویدی دره‌باغ درست است. از این گذشته، وجود آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت در گرانودیوریت‌ها نیز نشان‌دهنده این نوع گرانیتیویدهاست. همچنان که در گرانیت‌های پورفیرویدی الوند وجود زینوکریست‌های رستی گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت نشانه‌ای از منشأ پوسته‌ای و رسوبی (S) برای این گرانیت‌ها است (سپاهی گرو و معین‌وزیری، ۱۳۷۹).

البته نباید فراموش کرد که دیوریت‌هایی که به مقدار کم در حاشیه باختری این توده (در پیرامون امامزاده شاهزاده عبدالله) رخنمون دارند، از این قاعده مستثنی هستند. مقادیر Km آنها معمولاً بیش از $1000 \mu\text{Si}$ است و همان‌گونه که در ادامه اشاره خواهد شد آنها از یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیزه شده منشأ گرفته‌اند.

برای تعیین خاستگاه توده گرانیتیویدی دره‌باغ از نمودارهای $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ در برابر $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (Villaseca et al., 1998) $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ در برابر Rb / S برابر $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ (Whalen et al., 1987) و Rb / Ba در برابر Rb / S (Sylvester, 1998) استفاده شده است (شکل ۱۰). با توجه به این نمودارها سنگ‌های فلسیک در محدوده دارای خاستگاه اولیه گریوکی (متاگریوکی)، شیلی (متاپلیتی) و سنگ‌های آذرین دگرگون شده جانمایی می‌شوند. ولی با توجه به حضور گسترده آندالوزیت در سنگ‌های گرانودیوریتی و آنکلاوهای متاپلیتی دارای آندالوزیت و سیلیمانیت (آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی)، حضور فراگیر پلاژیوکلازهای حدواسط تا اسیدی در سنگ‌های گرانیتیویدی (الیگوکلاز - آلیت (عبداللهی، ۱۳۸۷))، حضور ارتوکلاز با فراوانی کمتر و فراوانی بیوتیت، در نظر گرفتن یک خاستگاه حدواسط میان متاپلیت‌ها و متاگریوکی‌ها همراه با تغییراتی موضعی برای تمایل و گرایش به سوی هر دو عضو انتهایی این مجموعه، بهترین فرض منطقی برای ترکیب پروتولیت یا سنگ مادر به شمار می‌رود. با توجه به حضور گسترده آلومینوسیلیکات‌ها به ویژه آندالوزیت، منشأ گرفتن این سنگ‌ها از ذوب سنگ‌های مادر آذرین منتفی است.

در ضمن ترکیبات سنگی حدواسط - مافیک تمایل دارند در محدوده ترکیبی با خاستگاه اولیه آمفیبولیتی جای گیرند. هر چند ذوب چنین ترکیباتی می‌تواند سبب تشکیل سنگ‌هایی با ترکیبات بادشده شود ولی بهتر است با توجه به حضور ترکیبات بازیک‌تر مانند گابرو و گابروی الیون‌دار در قطب مافیک - حدواسط در دیگر مناطق همجوار و دارای سرگذشت زمین‌شناسی مشابه مانند منطقه چشمه قصابان همدان (شمال باتولیت گرانیتیویدی الوند) (صادقیان، ۱۳۷۳)، گابروها و گابروهای الیون‌دار منطقه سرکان (شمال توسرکان) (دیوسالار و همکاران، ۱۳۸۷)، احدنژاد، (۱۳۸۸)، دیوریت‌های همراه با باتولیت گرانیتیویدی بروجرد (احمدی خلجی، ۱۳۸۵)

لوکوگرانیت‌ها حاصل ذوب همراه با آزدایی و تخریب میکاهای سنگ‌های متاپلیتی - متاگریوکی از یک سو و تبلور تفریقی مذاب تولید شده از سوی دیگر هستند.

بر پایه نمودارهای ژئوشیمیایی K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) و نمودار A/CNK در برابر SiO_2 (Chappel & White, 2001) (شکل ۷) و با مد نظر قرار دادن دامنشایی بودن سنگ‌های نفوذی رخنمون یافته در منطقه شمال الیگودرز، سنگ‌های مافیک مورد مطالعه با ترکیب کوآرتز دیوریت، دیوریت و گابرو دیوریت، دارای ماهیت کالک‌آلکالن و متآلومین است و در گروه گرانیتیویدی‌های نوع I قرار می‌گیرند. سنگ‌های فلسیک مورد مطالعه با ترکیب چیره گرانودیوریت و گرانیت دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و پرتآلومین و از جمله گرانیتیویدی‌های نوع S هستند.

(Clemens et al. 2011) در پژوهشی با عنوان "منشأ معمایی گرانیت‌های نوع I" چالشی همیشگی منشأ انواع گرانیت‌های S و I مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. در این پژوهش مقدار مافیک بودن (Maficity) نمونه‌های گرانیتیویدی مبنای مقایسه قرار گرفته و تغییرات K, Ti, Zr, A/CNK, Mg# (عدد منیزیم)، SiO_2 (بر حسب درصد وزنی) در برابر (Maficity) Fe+Mg (تعداد مول‌های Fe+Mg در ۱۰۰ گرم سنگ) نمایش داده شده است. در بسیاری از نمودارها، همپوشانی زیادی میان نمونه‌های سنگی متعلق به گرانیتیویدی‌های نوع S و نوع I دیده می‌شود ولی در نمودار (Fe+Mg) - Zr (ppm) بهترین تفکیک میان گرانیتیویدی‌های مورد نظر حاصل شده است. در شکل ۸ موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی متعلق به گرانیتیویدی‌های شمال الیگودرز روی نمودار یاد شده نمایش داده شده است. همان‌گونه که از این شکل نتیجه‌گیری می‌شود، همه نمونه‌های سنگی فلسیک مورد مطالعه با اکثریت قاطع در محدوده ترکیبی متعلق به گرانیتیویدی‌های نوع S جانمایی می‌شوند.

لازم به یادآوری است یکی از روش‌هایی که در سال‌های اخیر در زمینه شناخت سازوکار جایگیری توده‌های گرانیتیویدی، جایگاه ویژه‌ای را به خود اختصاص داده است، روش تعیین ناهمگنی توانایی پذیرفتاری مغناطیسی (Anisotropy of magnetic susceptibility) است (Bouchez, 1997 & 2000; Nédélec & Bouchez, 2011). یکی از متغیرهایی بنیادین که در راستای مطالعات مربوط به این روش، انجام می‌شود، اندازه‌گیری توانایی پذیرفتاری مغناطیسی و در واقع پاسخ یک توده سنگی به میدان مغناطیسی القا شده بر آن است و مقادیر میانگین آن با نشانه Km نشان داده می‌شود (صادقیان، ۱۳۸۳؛ گوانچی، ۱۳۸۹؛ شکاری، ۱۳۹۰؛ بدلو، ۱۳۹۰؛ میرزایی، ۱۳۸۹). مقادیر Km متأثر از وجود کانی‌هایی است که در سنگ‌ها وجود دارند و دارای عناصری چون Fe, Mn و Ti هستند؛ مانند بیوتیت، پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها، الیون‌ها، ایلمنیت، همتایت، مگنتیت و ...

مقادیر متوسط خودپذیری مغناطیسی میانگین بر حسب μSi بیان می‌شود. این متغیر در تفکیک گرانیتیویدی‌های نوع S از نوع I کاربرد دارد و در صورتی که ملاحظات زمین‌شناسی منطقه‌ای، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و حتی ژئوشیمیایی به‌طور صحیح انجام شود روشی بسیار دقیق، آسان و کم‌هزینه است. مقادیر Km اندازه‌گیری شده (بر حسب μSi) برای واحدهای سنگی مختلف سازنده توده گرانیتیویدی دره‌باغ (در مجموع ۱۲۳ ایستگاه و هر ایستگاه به ازای ۰/۵ کیلومتر مربع یا کمی بیشتر) به شرح زیر است: میگماتیت‌ها ۴۳۷، آنکلاوها ۳۸۶، گرانودیوریت‌ها ۲۵۷، لوکوگرانیت‌ها ۴۷، لوکوگرانیت‌های با تورمالین زیاد ۱۴۸ و لوکوگرانیت‌های کم تورمالین ۴۸ (شکاری، ۱۳۹۰) (شکل ۹-الف).

لازم به یادآوری است با توجه به شمار ایستگاه‌های بازدید شده و ترکیب سنگ‌شناسی در هر ایستگاه، گرانودیوریت‌ها فراوان‌ترین سنگ‌های سازنده توده گرانیتیویدی دره‌باغ هستند (شکل ۹-ب). حضور کانی‌هایی مانند بیوتیت (به مقدار زیاد) و هورنبلند سبز (به مقدار خیلی کم) و مگنتیت (به مقدار کمتر) در میگماتیت‌ها عامل اصلی بالا بودن میزان Km در آنهاست. آنکلاوها نیز به علت داشتن بیوتیت

آشکارتری از عناصر Ba, Th, U, Nb, Hf, Zr, Y, Tm و Yb دیده می‌شود. با این وجود تغییرات پیرامون عدد ۱ است که نشان از منشأ پوسته‌ای لوکوکرانیت‌ها دارد. نسبت‌های ایزوتوپی $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_I = 0.7074 - 0.7110$ و $\epsilon_{\text{Nd}} = -3.5$ - -5.5 گزارش شده توسط اثنی‌عشری (۱۳۹۰) نیز این موضوع را تأیید می‌کند.

با توجه به مجموع شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی می‌توان گفت که سنگ‌های مافیک از ذوب یک صفحه اقیانوسی فرورونده و یا گوه گوشته متاسوماتیزه تشکیل شده‌اند. به عبارت کلی‌تر، دارای ماهیت گوشته‌ای هستند. همچنین مذاب‌های مافیکی که به تشکیل دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها انجامیده‌اند دچار آلاش پوسته‌ای شده‌اند. حضور بیوتیت در سنگ‌های مافیک و حدواسط از مناطق دیگر مانند چشمه قصابان همدان با ترکیب الیوین گابرو گزارش شده است (صادقیان، ۱۳۷۳ و دیوسالار و همکاران، ۱۳۸۷) که نشان از متاسوماتیسم پتاسیک تحمیل شده بر این سنگ‌ها دارد. در حالی که مجموع سنگ‌های فلسیک دارای ماهیت پوسته‌ای هستند و از ذوب بخشی متاپلیت‌ها یا ذوب بخشی گرانودیوریت‌ها تشکیل شده‌اند. ولی در سنگ‌های فلسیک فرایند تبلور تفریقی نقش آشکارتری نشان می‌دهد.

۶- جایگاه زمین‌ساختی

برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های گرانیتیویدی، نمودارهای مختلفی بر پایه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب توسط پژوهشگران مختلف همچون (Harris et al. 1986), (Pearce et al. 1984), (Maniar & Piccoli 1989) و (Agrawal 1995) طراحی و رسم شده است. با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای، Syn-COLG بودن این گرانیتیویدها امری کمیاب است (شکل ۱۳-ج). زیرا در زمان تشکیل این گرانیتیویدها (۱۶۰ تا ۱۷۰ میلیون سال پیش) برخوردی صورت نگرفته است. همچنین جانمایی نمونه‌ها در محدوده VAG تنها بیانگر آنست که این توده‌های گرانیتیویدی در ارتباط با فرورانش یک صفحه اقیانوسی به زیر یک صفحه قاره‌ای است. توجه به این نکته مهم است که استفاده از نمودارهای (Pearce et al. 1984) و دیگر نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتیویدها باید با احتیاط صورت گیرد؛ زیرا گاهی اوقات عواملی مانند ترکیب شیمیایی سنگ منشأ و یا تحولات ماگمایی ممکن است بر آن تأثیر داشته باشند.

با توجه به موقعیت جانمایی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در این نمودارها (شکل ۱۳)، سنگ‌های گرانودیوریتی که بخش اصلی توده گرانیتیویدی دره‌باغ را تشکیل می‌دهند، در قلمرو گرانیتیویدهای کمان حاشیه قاره (CAG) (شکل ۱۳-ب)، گرانیتیویدهای کمان آتشفشانی (VAG) (شکل ۱۳-ج) و کوهزایی (باغبانی، ۱۳۹۰) جای می‌گیرند. همچنین با توجه به نمودار Th/Ta در برابر Y (Gorton & Schandl, 2000) موقعیت ترکیبی بیشتر نمونه‌های سنگی، در حاشیه‌های قاره‌ای فعال جای می‌گیرد؛ البته تنها به علت پایین بودن نسبت Th/Ta در شمار کمی از نمونه‌ها، به‌ویژه در مورد گرانیت‌ها و لوکوکرانیت‌ها آنها در محدوده پهنه آتشفشانی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند که هیچ یک از شواهد صحرایی و یا شواهد ژئوشیمیایی دیگر این موضوع را تأیید نمی‌کند (شکل ۱۳).

با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای و مطالعاتی که به منظور شناخت سازوکار جایگیری توده گرانیتیویدی دره‌باغ (شکاری، ۱۳۹۰) صورت گرفته است، این توده نفوذی در طی یک فرایند چندمرحله‌ای تشکیل شده و جای گرفته است که به شرح زیر است:

در راستای تشکیل و تکامل اقیانوس نوتینس در اواخر کربونیفر-اوایل پرمین با ایجاد کافت درون قاره‌ای، مراحل جنینی تشکیل اقیانوس نوتینس آغاز شده است. بازشدگی این اقیانوس تا اواسط تریاس ادامه یافته است و سپس بخش شمالی آن به زیر خرده قاره ایران مرکزی شروع به فرورانش کرده است. فرورانش صفحه

و دایک‌های گابرو دیوریتی قطع کننده باتولیت شیرکوه یزد (شیبی، ۱۳۸۸) بهتر است تا حدودی جانب احتیاط را رعایت شود. منطقی‌تر است که فرض شود بخشی از این سنگ‌ها از ذوب گوه گوشته‌ای یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه شده در روی صفحه اقیانوسی فرورونده نوتینس به زیر ایران مرکزی حاصل شده‌اند.

تغییرات عناصر خاکی کمیاب و عناصر فرعی برای گروه‌های سنگی مافیک و فلسیک به‌صورت جدا از هم در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ نشان داده شده است. در ضمن تغییرات یاد شده در برخی گروه‌های سنگی مانند گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و لوکوکرانیت‌ها به‌طور مجزا رسم شده است.

با توجه به شکل ۱۱- الف دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها از عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین به نسبت غنی هستند. ولی نسبت به عناصر خاکی کمیاب سبک غنی‌شدگی بسیار آشکاری نشان می‌دهند. در شکل ۱۱- ب دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها از عناصر سنگ دوست بزرگ یون مانند U, Cs, K و Pb و عناصر خاکی کمیاب سبک Ce و La غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این شواهد نشان از آلاش پوسته‌ای مذاب‌های سازنده سنگ‌های مافیک مورد مطالعه دارد. در ضمن این سنگ‌ها از Ti و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های آشکارتر ماگماهای تشکیل شده در یک محیط حاشیه قاره‌ای است و با منشأ گرفتن آنها از ذوب صفحه اقیانوسی فرورونده شده یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه شده سازگار است.

در شکل ۱۲- الف تغییرات مقادیر عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های فلسیک مورد مطالعه نشان داده شده است. با توجه به این شکل، گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و تا حدودی آنکلاوهای متاپلیتی الگوی تقریباً یکسانی دارند. به‌جز اینکه در مجموع، گرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها دارای محتوای عناصر خاکی کمیاب کمتری هستند و بی‌هنجاری منفی بیشتری از Eu نشان می‌دهد که با تفریق یافتگی آنها و به ویژه کاهش مقدار پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر سازگارتر است. لوکوکرانیت‌ها روند بسیار متفاوتی را نشان می‌دهند. در واقع گرانودیوریت‌ها حاصل ذوب سنگ‌های متاپلیتی هستند که بخش‌هایی از آنها به‌صورت آنکلاو در توده گرانیتیویدی دره‌باغ حضور دارند. گرانیت‌ها در مجموع از عناصر کمیاب خاکی، به‌ویژه عناصر خاکی کمیاب سبک تهی‌شدگی آشکاری نشان می‌دهند. این امر با کاهش فراوانی بیوتیت در این سنگ‌ها سازگار است. با این وجود الگوی کلی تغییرات عناصر خاکی کمیاب آنها با گرانیتیویدها همانندی نشان می‌دهد و نشان‌دهنده منشأی مشترک است. تغییرات موجود، به تبلور تفریقی آنها و کاهش مقادیر کانی‌های مافیک به‌ویژه بیوتیت معطوف می‌شود. لوکوکرانیت‌ها از عناصر خاکی کمیاب، به‌ویژه عناصر خاکی کمیاب سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهند و در برابر آن، نسبت به گرانیت‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک کمی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این امر با ذوب همراه با آزدایی و تخریب بیوتیت‌ها سازگار است زیرا این امر سبب می‌شود مذاب‌های تولید شده از عناصر خاکی کمیاب غنی شوند. لوکوکرانیت‌ها حاصل ذوب پیشرفته همراه با آزدایی و تخریب میکاهای سنگ‌های متاپلیتی-متاگرویکی از یک سو و تبلور تفریقی مذاب حاصل از سوی دیگر هستند. همچنین، در طی فرایند ذوب کانی‌های دیرگداز دارای مقدار قابل توجهی از عناصر سنگین مانند زیرکن، گارنت و آپاتیت ذوب نشده هستند و به‌صورت رستیت یا تفاله بر جای مانده و در نتیجه مذاب حاصل از این عناصر به شدت تهی شده‌اند.

با توجه به اینکه سنگ‌های گرانیتیویدی مورد مطالعه دارای ماهیت پوسته‌ای و از نوع S هستند، ترجیح داده شد تغییرات آنها با پوسته بالایی پهنجار شود (شکل ۱۲-ب). این نمودارها به‌ویژه در مورد گرانودیوریت‌ها نشان می‌دهد که تغییرات ترکیبی آنها پیرامون عدد ۱ جای می‌گیرد و بیانگر آن است که این سنگ‌ها ماهیت پوسته‌ای دارند. تهی‌شدگی‌های جزئی از Ba, Zr, Ti, Nb, Sr به ترکیب‌های اولیه سنگ‌ها مربوط است. لوکوکرانیت‌ها نیز روند تقریباً مشابهی دارند. ولی Y, Ba, Zr, Ti و Yb تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. در لوکوکرانیت‌ها (شکل ۱۲-ب) تهی‌شدگی

منطقه نفوذ کرده و با شیب بسیار کم شبیه یک سیل بزرگ جای گرفته است. حضور میگماتیت‌ها، توده‌های کوچک مقیاس دیوریتی و گسیختگی دیوریت‌ها در این منطقه، نشان از گفته‌های بالا دارد.

در پایان اشاره به این نکته ضروری است که مذاب‌های گرانیتویدی ایجاد شده خود نیز دچار تفریق ماگمایی شده و سنگ‌هایی با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت را به وجود آورده‌اند. همچنین، ذوب همراه با آزدایی و تخریب میکاها به ویژه بیوتیت سنگ‌های متاپلیتی - متاگرویوکی در مراحل پایانی تشکیل توده گرانیتویدی دره‌باغ سبب تشکیل لوکوگرانیت‌ها یا لوکوگرانیت‌های تورمالین دار شده است.

سیال‌های ماگمایی پایانی غنی از B سبب تشکیل رگه‌ها، رگچه‌ها و گرهک‌های تورمالین دار یا دانه‌های پراکنده تورمالین شده است. تحمیل دگرسانی گرمایی آرژیلیتی بر لوکوگرانیت‌های تورمالین دار و تبدیل آنها به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن، آخرین شواهد از تحولات ماگمایی توده گرانیتویدی مورد مطالعه است.

۷- نتیجه‌گیری

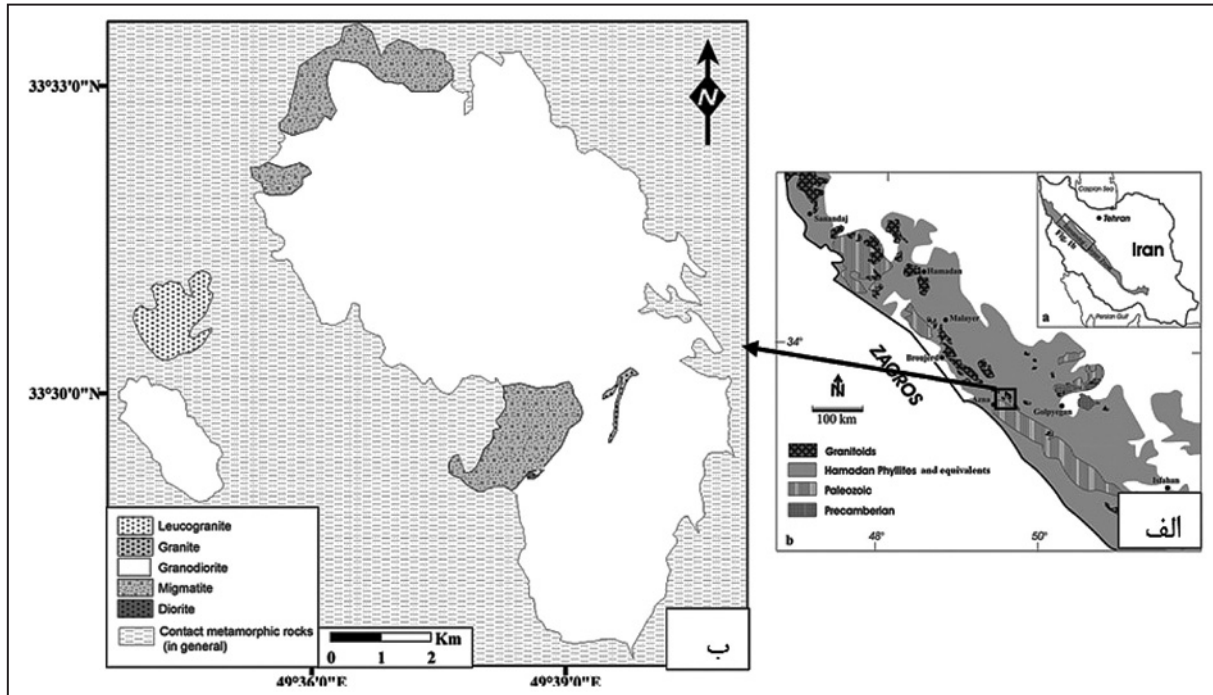
توده گرانیتویدی دره‌باغ در شمال باختری الیگودرز و در بخش میانی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان جای گرفته و دارای ترکیب دوقطبی مافیک - فلسیک است. بخش فلسیک بیشتر ترکیب گرانودیوریتی دارد. در حاشیه باختری این توده در پیرامون امامزاده شاهزاده عبدالله، سنگ‌های دیوریتی و کوآرتز دیوریتی (بخش مافیک) با گسترش محدود رخنمون دارند. سنگ‌های دیوریتی - کوآرتز دیوریتی دارای ماهیت کالک‌آلکان و متآلومین هستند و می‌توان آنها را در گروه گرانیتویدهای نوع I جای داد. این سنگ‌های بازیک - حدواسط از تبلور مذاب‌های حاصل از ذوب گوه گشته‌ای یا گوه گشته‌ای متاسوماتیسم شده بالایی صفحه اقیانوسی نوتیتس حاصل شده‌اند. سپس مذاب‌های تولید شده به سوی بالا مهاجرت کرده و در ترازهای میانی پوسته جایگزین شده‌اند.

مشقتات فلسیک تر مانند گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها آنها را همراهی می‌کنند. گرانیت‌ها حاصل تبلور تفریقی متداول گرانودیوریت‌ها هستند. لوکوگرانیت‌ها در طی یک فرایند دومرحله‌ای شامل ذوب همراه با آزدایی و تخریب میکاها (به ویژه بیوتیت) سنگ‌های مادر متاپلیتی - متاگرویوکی (به عنوان پروتولیت) و سپس تبلور تفریقی مذاب تولید شده به وجود آمده‌اند. رخنمون‌های بسیار کم‌وسعتی از میگماتیت‌ها، در حاشیه باختری این توده یافت می‌شود. بخش فلسیک این توده دارای ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین است و در گروه گرانیتویدهای آشکار نوع S قرار می‌گیرد. مقادیر توانایی پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده روی بیش از ۱۰۰۰ نمونه از سنگ‌های متعلق به بخش‌های فلسیک این توده (با Km میانگین کمتر از 10^{-3}) μSI تعلق داشتن آن را به گرانیت‌های پارامگنتیک یا معادل نوع ایلمنیت یا نوع S تأیید می‌کند. با توجه به شواهد سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، بخش فلسیک این توده گرانیتویدی از ذوب سنگ‌های مادر متاپلیتی - متاگرویوکی حاصل شده است. این توده گرانیتویدی از جمله گرانیتویدهای کوهزایی متعلق به CAG است. توده گرانیتویدی مورد مطالعه (سنگ‌های بازیک همراه آن) در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای فعال مرتبط با فروانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتیتس به زیر صفحه قاره‌ای ایران مرکزی و سنگ‌کره زیر قاره‌ای آن و در طی یک سازوکار چندمرحله‌ای و با دو خاستگاه متفاوت گشته‌ای - پوسته‌ای حاصل شده است.

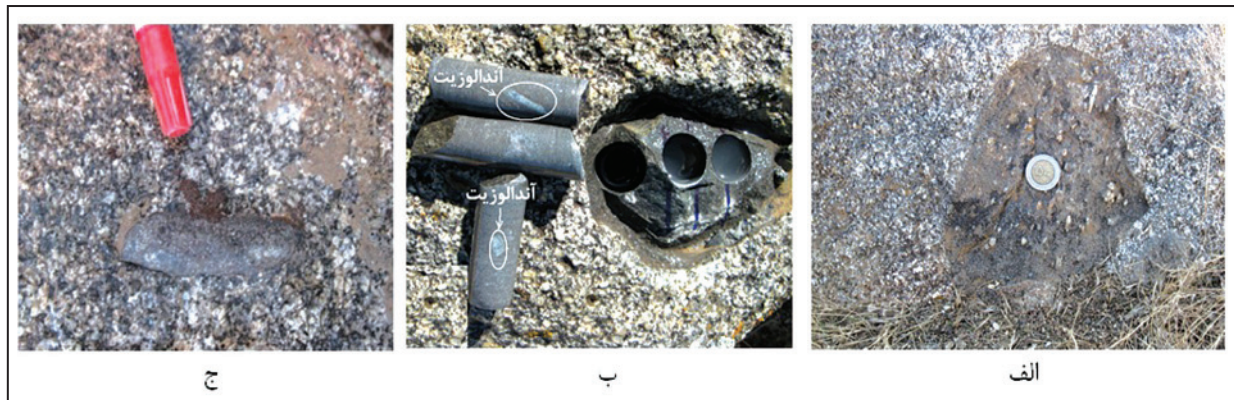
اقیانوسی در زمان ژوراسیک تا جایی پیش رفته است که شرایط دما و فشار برای ذوب صفحه فرورنده شده مهیا شده است. همزمان با آزدایی صفحه فرورنده و فراهم شدن شرایط برای ذوب آن، سیال‌های بیرون آمده از صفحه فرورنده، گوه گشته‌ای روی آن را متاسوماتیزه کرده و دمای سالدوس آن را پایین آورده است. بنابراین، شرایط برای ذوب گوه گشته‌ای فراهم شده است. مذاب حاصل که دارای ترکیب بازالتی تا آندزیتی بوده به ترازهای بالاتر رفته و در بخش‌های میانی پوسته جای گرفته است. جایگیری توده‌های مذاب بزرگ مقیاس در میان سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای به سن اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین (معادل سازند شمشک) سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های متاپلیتی میزبان آنها شده است. با توجه به آنکلاوهای موجود در توده گرانیتویدی دره‌باغ و توده‌های گرانیتویدی همجوار و همچنین میگماتیت‌ها که در حواشی این توده یافت می‌شوند، در همبری توده‌های مذاب یاد شده دما تا مرز تشکیل پهنه‌های دگرگونی دما بالا مانند آندالوزیت - هورنفلس و سیلیمانیت - هورنفلس بالا رفته است (حضور گسترده آندالوزیت در آنکلاوها و میگماتیت‌ها و تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت نشان از این ادعا دارد). همچنین شماری از آنکلاوها تا مرز گرانیت‌زایی پیش رفته‌اند. ماگماهای بازالتی - آندزیتی گرمایی لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند (Bullen & Clynnne, 1990; Roberts & Clemens, 1993; Tepper et al., 1993; Guffanti et al., 1996). دما در حاشیه مذاب‌های بازالتی - آندزیتی یاد شده تا حدی پیش رفته که از مرز ذوب سنگ‌های متاپلیتی فراتر رفته و به مرحله گرانیت‌زایی رسیده است. ولی دما در همه جای مذاب‌های گرانیتویدی به وجود آمده در حدی نبوده است که بتواند آندالوزیت و سیلیمانیت را کاملاً ذوب کند؛ زیرا آندالوزیت به‌طور فراگیر در سرتاسر توده گرانیتویدی دره‌باغ، گل‌زرد، بروجرد و ... یافت می‌شود.

با توجه به اینکه در سنگ‌های میزبان کنونی توده گرانیتویدی دره‌باغ آندالوزیت و سیلیمانیت وجود ندارد و هاله دگرگونی آن نیز بسیار کم ستبراست و درجه دگرگونی بیشینه تا پهنه کردیریت - هورنفلس پایان می‌یابد، بنابراین نتیجه گرفته می‌شود که مذاب گرانیتی از محل اولیه تشکیل خود حرکت کرده و در ترازهای بالاتر پوسته جای گرفته است. همچنین با توجه به حضور گسترده آندالوزیت و سیلیمانیت در آنکلاوهای متاپلیتی موجود در این توده گرانیتویدی و همچنین حضور زینوکریست‌های آندالوزیت و با توجه به نمودارهای نشان‌دهنده شرایط دما و فشار چندشکل (Polymorph)‌های آندالوزیت - سیلیمانیت - کیانیت و مرز دمای تشکیل گرانیت‌ها (Spear et al., 1999)، هورنفلس‌سازی صورت گرفته در حاشیه مذاب‌های بازی - حدواسط در شرایط حدود ۲ تا ۴ کیلو بار انجام شده است که معادل ژرفای جایگیری مذاب‌های یاد شده در ژرفای حدود ۶ تا ۱۰ کیلومتری سطح زمین است.

مجموع این تحولات به‌صورت بسیار ساده و نمادین در شکل ۱۴ نشان داده شده است. با توجه به مطالعات فابریک‌های مغناطیسی، این موضوع مشخص می‌شود که ماگمای سازنده این توده از حاشیه‌های باختری و جنوبی به سوی بالا حرکت کرده است. با توجه به مجموع ملاحظات زمین‌شناسی می‌توان یک ساختار سیل مانند بزرگ برای مدل جایگیری توده در نظر گرفت که پهنه تغذیه‌کننده آن در حاشیه باختری و جنوبی توده گرانیتویدی دره‌باغ قرار گرفته است. به بیان دیگر تحت تأثیر یک تنش ترا فشارشی راست‌بر با روند شمال باختر - جنوب خاور در

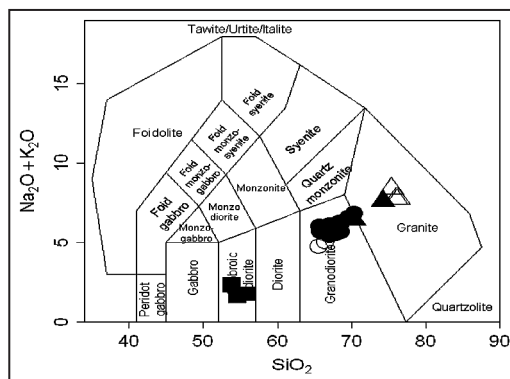


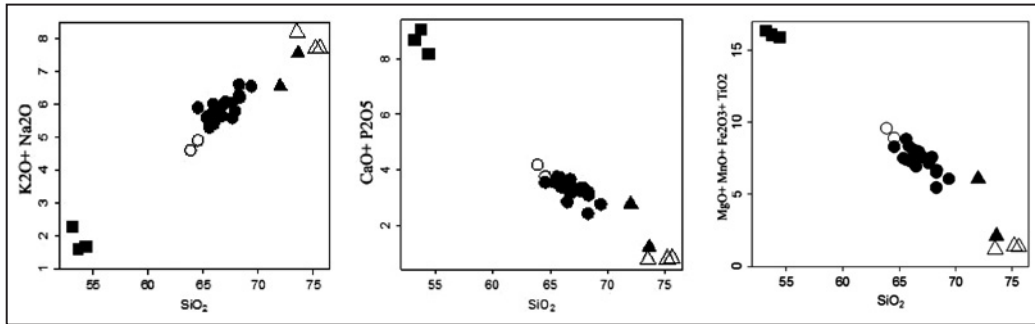
شکل ۱- الف) نقشه زمین شناسی عمومی بخش شمال باختری پهنه سنج- سیرجان (مجله، ۱۳۸۴)؛ ب) نقشه زمین شناسی اصلاح شده توده گرانیتویدی دره باغ (شکاری، ۱۳۹۰).



شکل ۲- تصاویری از ویژگی های صحرایی توده گرانیتویدی دره باغ. الف) تصویر آنکلاو هورنفلسی آندالوزیت دار با بلورهای درشت آندالوزیت؛ ب) تصویر مغزه های تهیه شده از آنکلاو آندالوزیت هورنفلسی. پورفیروبلاست های درشت آندالوزیت به خوبی روی سطح مغزه دیده می شود؛ ج) تصویری از زینوکریست درشت آندالوزیت در سنگ های گرانودیوریتی (اندازه آندالوزیت حدود ۴ سانتی متر است).

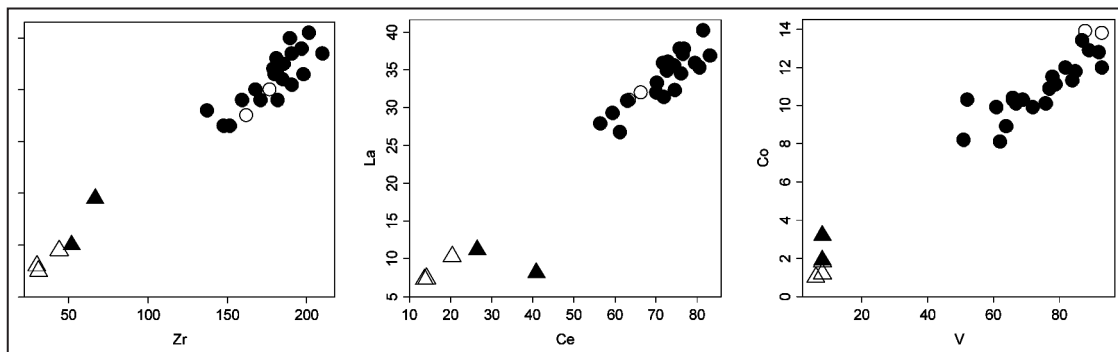
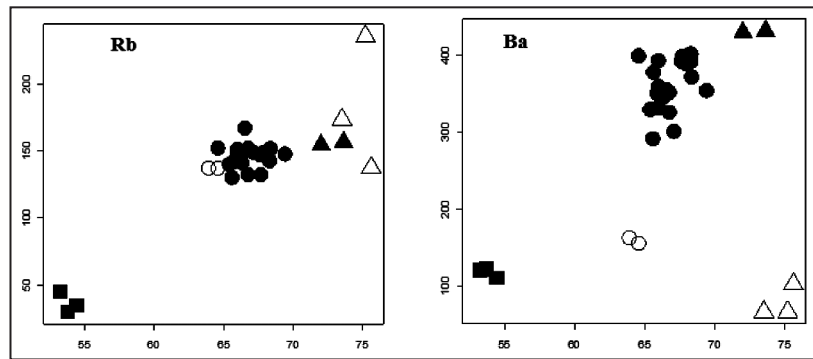
شکل ۳- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985). توجه شود که نشانه های استفاده شده در همه نمودارهای ارائه شده در این مقاله یکسان هستند. ●: گرانودیوریت، △: گرانیت، ▲: لوکوگرانیت، ■: دیوریت، ○: آنکلاو.



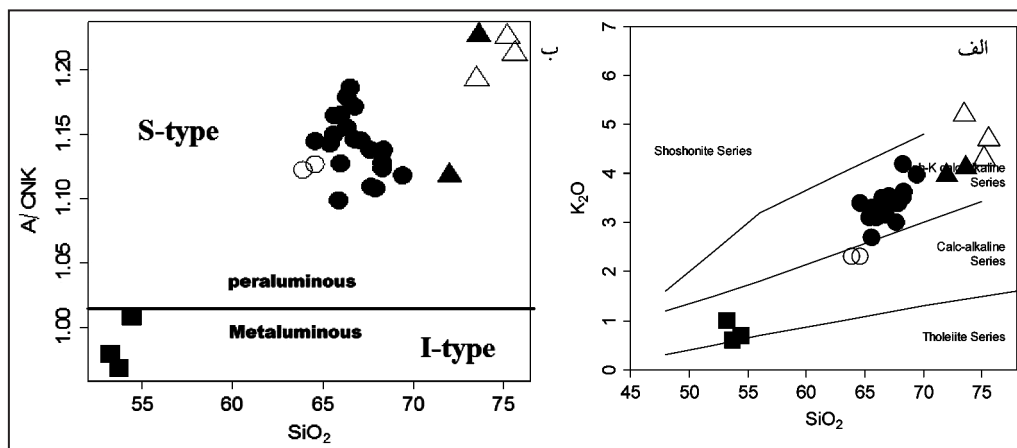


شکل ۴- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر درصد SiO_2 (Harker, 1909). به روند تفریقی در این نمودارها توجه شود (نشانه‌ها همانند شکل ۴).

شکل ۵- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در برابر SiO_2 (نشانه‌ها همانند شکل ۴).

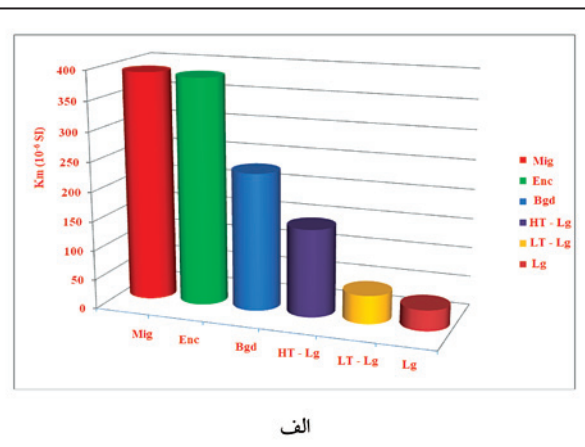
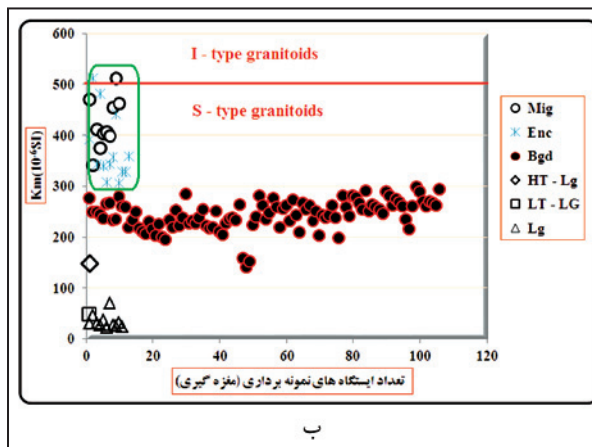
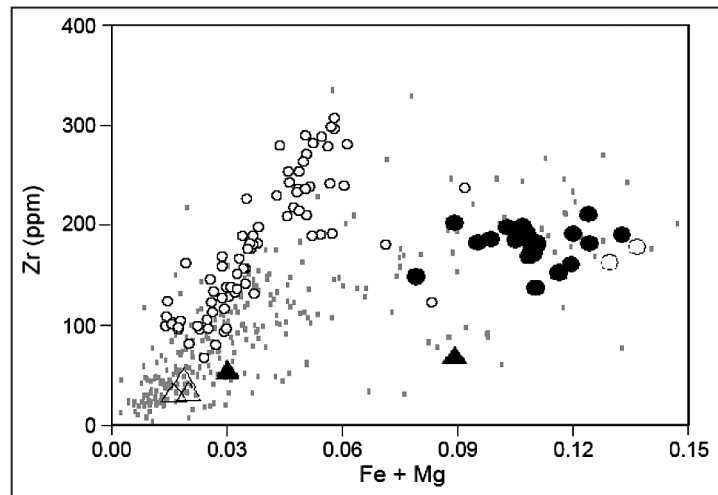


شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار-ناسازگار (Hf-Zr, La-Ce) و سازگار - سازگار (Co-V) در برابر یکدیگر. (نشانه‌ها همانند شکل ۴).



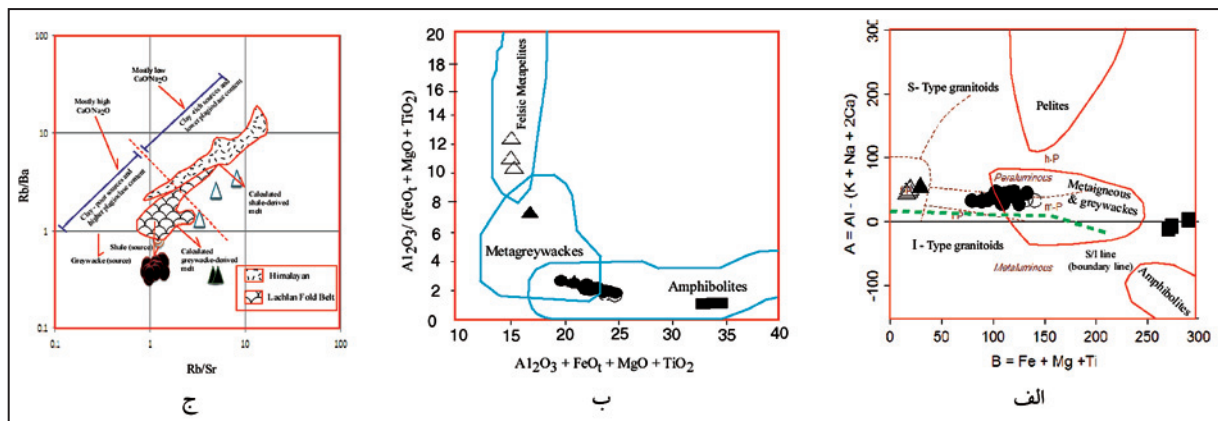
شکل ۷- الف) نمودار درصد وزنی K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976)؛ ب) نمودار A/CNK در برابر SiO_2 (Chappel & White, 2001). (نشانه‌ها همانند شکل ۴).

شکل ۸- نمودار Zr (ppm) در برابر (Fe+Mg) (بر حسب مول) (Maficity) برای تفکیک گرانیتویدهای نوع S و I از یکدیگر (Clemens et al., 2011). نمونه‌های سنگی متعلق به گرانیتویدهای شمال الیگودرز با همان نشانه‌های همانند شکل ۴ نشان داده شده‌اند. دایره‌های توخالی کوچک‌تر و مربع‌های خاکستری کوچک که از شمار زیادی نیز برخوردار هستند به ترتیب نشان دهنده نمونه‌های سنگی متعلق به گرانیتویدهای نوع I و نوع S هستند. همان‌گونه که از این شکل نتیجه‌گیری می‌شود همه نمونه‌های سنگی مورد مطالعه با اکثریت قاطع در محدوده متعلق به گرانیتویدهای نوع S جانمایی می‌شوند.

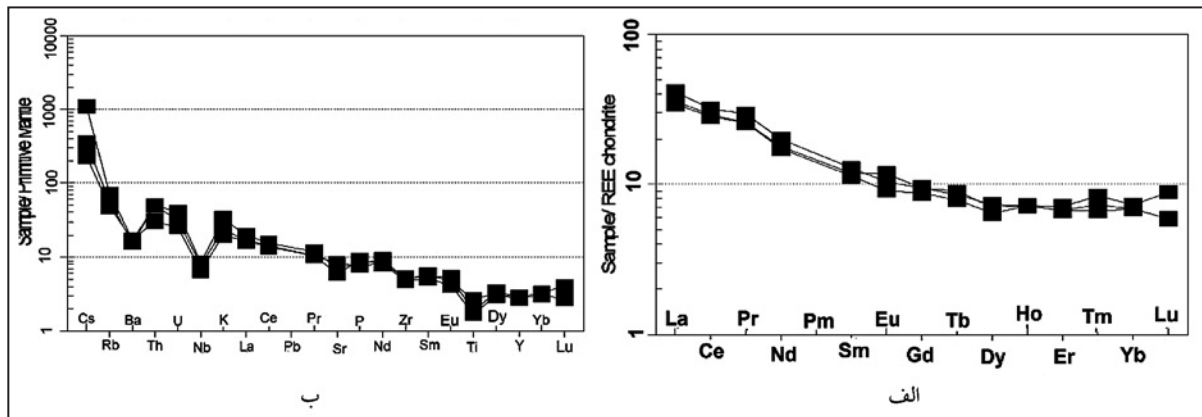


شکل ۹- الف) نمودار ستونی تغییرات مقادیر Km به صورت میانگین در گروه‌های سنگی مختلف سازنده توده گرانیتویدی دره‌باغ؛ ب) نمودار تغییرات مقادیر Km به صورت میانگین در گروه‌های سنگی مختلف سازنده توده گرانیتویدی دره‌باغ در برابر تعداد ایستگاه‌های نمونه برداری (مغزه گیری). به همانندی بسیار زیاد مقادیر Km در آنکلاوهای متاپلیتی و میگماتیت‌ها توجه شود. این واقعیت خود تأیید دیگری بر هم منشأیی آنهاست. مرز تفکیک گرانیتویدهای نوع S و I (از دید مقدار قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی Km) نیز به این نمودار افزوده شده است. با توجه به این نمودار همه نمونه‌های سنگی مربوط به بخش فلسیک توده گرانیتویدی دره‌باغ در محدوده گرانیتویدهای نوع S قرار می‌گیرند. علایم اختصاری به کار برده شده به شرح زیر است:

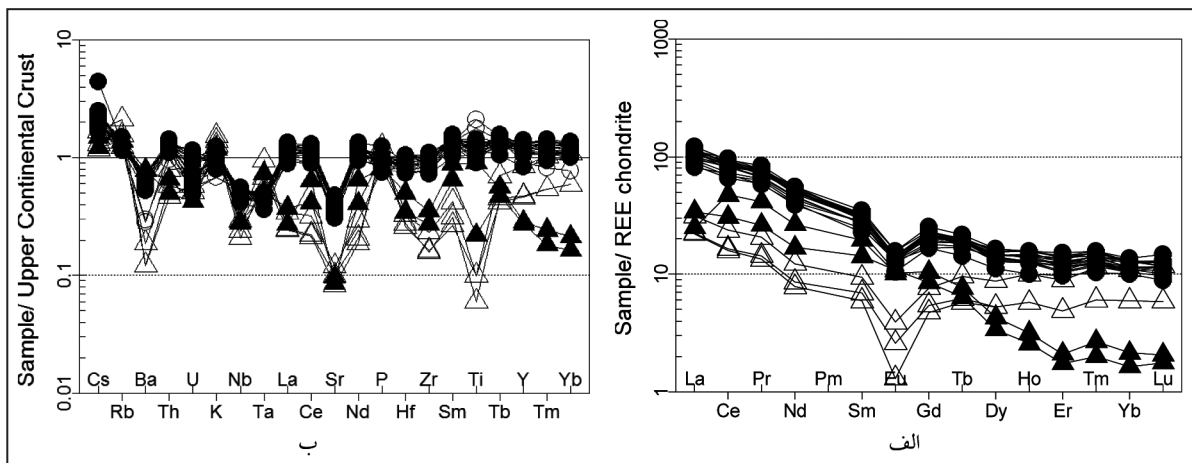
Mig = Migmatite, Enc = Enclave, Bgd = Biotite granodiorite, HT - Lg = High Tourmaline leucogranite, LT = Low tourmaline leucogranite, Lg = Leucogranite (without of Tourmaline)



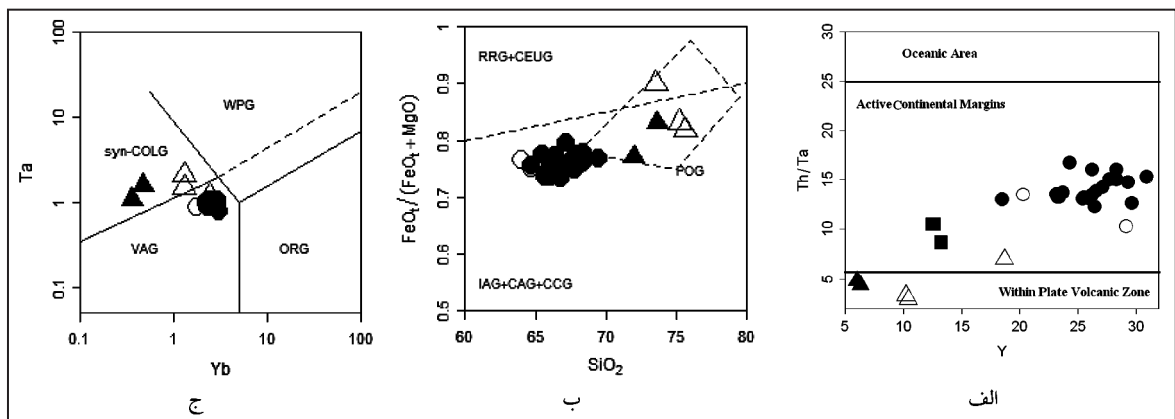
شکل ۱۰- الف) نمودار $A = Al/(K+Na+2Ca)$ در برابر $B = Fe+Mg+Ti$ (Villaseca et al., 1998) برای تعیین پروتولیت سنگ‌های سازنده توده گرانیتویدی دره‌باغ. مرز جدا کننده گرانیتویدهای نوع S و I نیز روی این نمودار نشان داده شده است؛ ب) تعیین نوع سنگ خاستگاه سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه دره‌باغ، با بهره‌گیری از نمودارهای (Whalen et al. (1987) ج) نمودار Rb/Ba در برابر Rb/Sr برای تعیین منشأ گرانیتویدهای به شدت پرآلومین. قلمرو گرانیت‌های هیمالیا و نوار چین خورده لاجلان (Sylvester, 1998). (نشانه‌ها همانند شکل ۴).



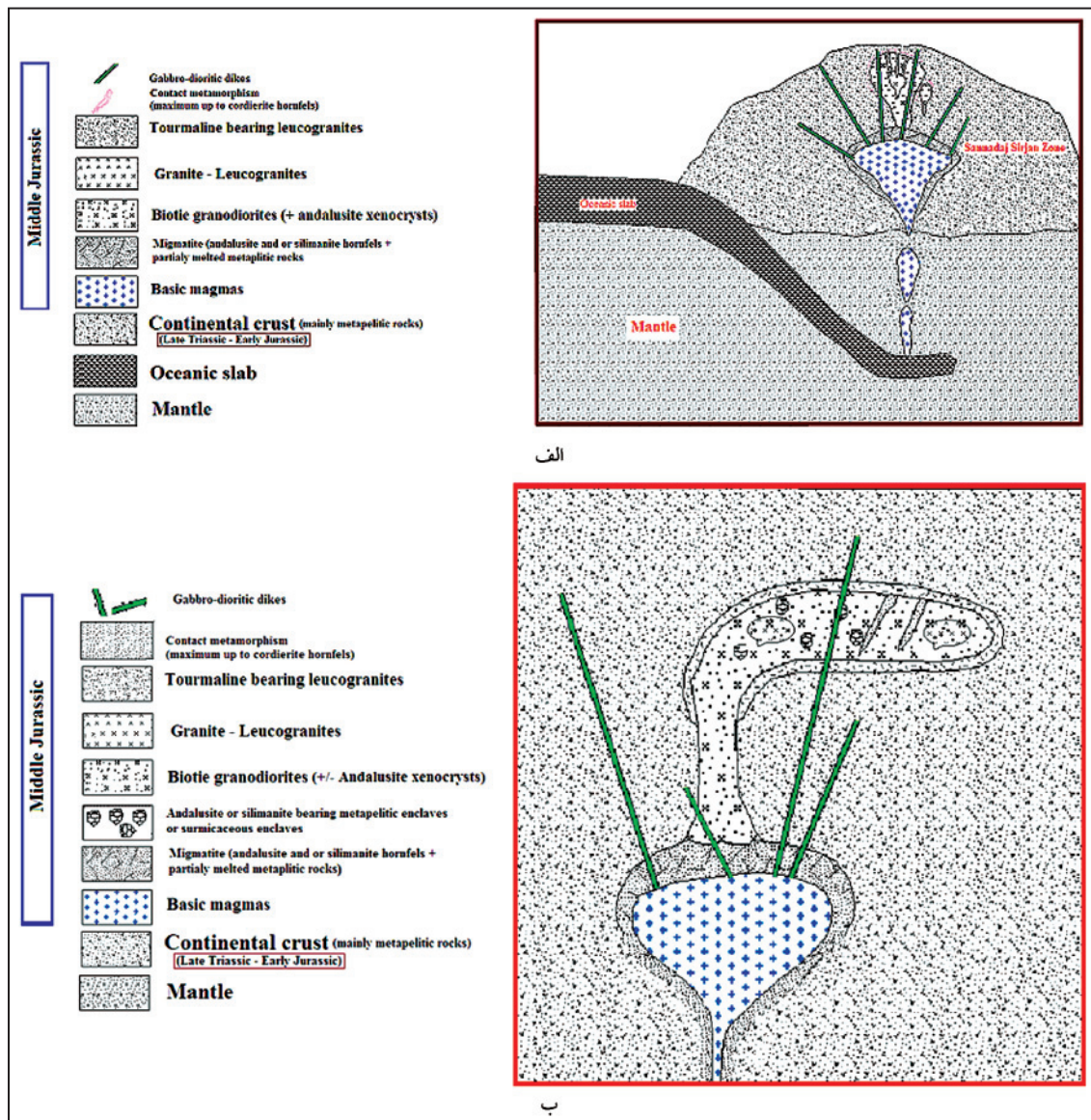
شکل ۱۱- الف) الگوهای REEs بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974)؛ ب) الگوهای REEs بهنجار شده با گوشته اولیه در دیوریت‌ها (Sun & McDonough, 1989) (نشانه‌ها همانند شکل ۴).



شکل ۱۲- الف) الگوهای REEs بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974)؛ ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با پوسته بالایی (Taylor & McLennan, 1985) برای کل سنگ‌های فلسیک، نشانه‌ها همانند شکل ۴).



شکل ۱۳- الف) نمودار Th/Ta در برابر Y (Gorton & Schandl, 2000)؛ ب) نمودار SiO_2 در برابر $FeO/(FeO+MgO)$ (Maniar & Piccoli, 1989)؛ ج) نمودار Ta در برابر Yb (Harris et al., 1986). نشانه‌های به کار برده شده در نمودارها به قرار زیر است: VAG: گرانیتیویدهای کمان آتشفشانی؛ Syn-CLOG: گرانیتیویدهای همزمان با برخورد؛ WPG: گرانیتیویدهای درون صفحه‌ای؛ ORG: گرانیتیویدهای پشته‌های میان اقیانوسی (نشانه‌ها همانند شکل ۴).



۱۴- الگوی زمین‌ساخت- ماگمایی ارائه شده برای توده گرانیتوئیدی دره‌باغ از استفاده از الف) تلفیق مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی؛ ب) مطالعه متغیرهای مغناطیسی و در نظر گرفتن ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی (شکاری، ۱۳۹۰).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی (wt%) به روش ICP-AES (پس از تصحیح L.O.I. و محاسبه و تفکیک مقادیر Fe_2O_3 و FeO)، عناصر فرعی و خاکی کمیاب (بر حسب بخش در میلیون (ppm) به روش ICP-MS) نمونه‌های سنگی مختلف توده گرانیتوئیدی دره‌باغ و نسبت‌های استفاده شده برای محاسبه برخی متغیرها یا رسم نمودارها.

سنگ‌شناسی	گابرو-دیوریت			گرانودیوریت										
	ES-1	ES-2	ES-3	SS-1	SS-2	SS-3	SS-6	SS-7	SS-8	ES-4	ES-5	ES-6	ES-7	ES-8
SiO ₂ (% wt)	۵۳/۲	۵۳/۷	۵۴/۴	۶۱/۱	۶۶/۸	۶۶/۸	۶۵/۷	۶۷/۶	۶۸/۳	۶۷/۹	۶۴/۴	۶۸/۳	۶۵/۴	۶۵/۶
Al ₂ O ₃	۱۸/۳	۱۷/۹	۱۷/۱	۱۵/۷	۱۵/۷	۱۶	۱۶	۱۵/۵	۱۵/۶	۱۴/۹	۱۶	۱۴/۳	۱۵/۶	۱۵/۸
Fe ₂ O ₃	۹/۸	۹/۷	۷/۹	۵/۶	۵/۴	۵/۴	۶	۵/۱	۴/۶	۵/۴	۵/۹	۳/۹	۵/۴	۵/۱
CaO	۸/۵	۸/۹	۸	۳/۱	۳	۳/۵	۳/۵	۳/۱	۳/۱	۳/۲	۳/۴	۲/۳	۳/۴	۳/۶
MgO	۵/۸	۵/۸	۷/۵	۱/۳	۱/۷	۱/۸	۱/۹	۱/۴	۱/۲	۱/۴	۱/۷	۱	۱/۴	۱/۶
Na ₂ O	۱/۳	۱	۱	۲/۵	۲/۵	۲/۵	۲/۴	۲/۶	۲/۷	۲/۴	۲/۵	۲/۴	۲/۵	۲/۶
K ₂ O	۱	۰/۶	۰/۷	۳/۵	۳/۵	۳/۲	۳/۳	۳/۴	۳/۵	۳/۴	۳/۴	۴/۲	۳/۱	۲/۷
TiO ₂	۰/۶	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۷	۰/۶	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۶	۰/۶
MnO	۲	۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۱/۱	۰/۱	۱	۰/۱	۰/۱
P ₂ O ₅	۰/۲	۰/۲	-	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱
Ba	۱۲۱	۱۲۲	۱۱۱	۳۰۱	۳۲۶	۳۵۱	۳۷۸	۳۹۲	۳۹۲	۳۸۹	۳۹۹	۴۰۱	۳۲۹	۲۹۱

ادامه جدول ۱.

سنگ‌شناسی	گابرو - دیوریت			گرانودیوریت										
	ES-1	ES-2	ES-3	SS-1	SS-2	SS-3	SS-6	SS-7	SS-8	ES-4	ES-5	ES-6	ES-7	ES-8
Ce (ppm)	۲۷/۶	۲۴/۵	۲۵/۴	۶۱/۲	۷۰/۱	۷۱/۹	۸۰/۶	۷۶/۱	۸۳/۱	۷۲/۷	۵۶/۵	۵۹/۴	۷۱/۸	۷۶/۹
Co	۳۱/۳	۳۳/۱	۳۴/۴	۸/۲	۹/۹	۱۱/۱	۱۰/۹	۱۰/۳	۱۰/۳	۱۰/۳	۱۲	۸/۱	۱۰/۱	۱۱/۸
Cr	۱۷۰	۲۶۰	۵۸۰	۵۴/۷	۴۱/۱	۴۷/۹	۴۷/۹	۷۵/۳	۳۴/۲	۴۰	۶۰	۳۰	۴۰	۶۰
Cs	۸/۷	۱/۸	۲/۸	۷/۸	۶/۳	۷/۳	۷	۸/۸	۸/۸	۶/۶	۷/۱	۶/۳	۷/۳	۷/۹
Dy	۲/۴	۲/۵	۲/۲	۴/۷	۴/۷	۵	۴/۴	۵	۴/۵	۴/۷	۳/۸	۵/۴	۴/۵	۴/۸
Er	۱/۵	۱/۶	۱/۵	۲/۷	۲/۴	۳	۲/۳	۲/۷	۲/۴	۲/۹	۲/۲	۳/۴	۲/۶	۲/۶
Eu	۰/۸	۰/۹	۰/۷	۰/۸	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱/۱	۱/۲
Ga	۱۹/۴	۱۸/۷	۱۷/۳	۱۶	۱۷/۹	۱۸/۳	۱۸/۲	۱۹/۹	۱۹/۸	۱۹/۳	۲۰/۳	۱۶/۸	۲۰	۱۹/۹
Gd	۲/۶	۲/۶	۲/۴	۴/۶	۴/۹	۵/۱	۵/۴	۵/۹	۵/۷	۵/۸	۴/۶	۵/۶	۵/۹	۶/۵
Hf	۱/۷	۱/۶	۱/۴	۴/۶	۴/۳	۴/۸	۶	۵/۲	۴/۸	۴/۸	۵/۶	۴/۳	۵/۳	۵/۴
Ho	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۹	۰/۹	۱	۰/۹	۱	۰/۹	۰/۹	۰/۷	۱/۱	۰/۹	۰/۹
La	۱۳/۷	۱۱/۴	۱۱/۸	۲۶/۸	۳۲	۳۱/۴	۳۵/۳	۳۴/۵	۳۶/۹	۳۴/۹	۲۷/۹	۲۹/۳	۳۵/۹	۳۷/۸
Lu	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۴	۳	۴	۳	۴	۴	۰/۴	۰/۳	۰/۵	۰/۴	۰/۴
Nb	۶	۴/۷	۵/۶	۱۰/۶	۱۱	۱۱/۹	۱۴	۱۲/۳	۱۳/۴	۱۳/۴	۱۳/۵	۱۰/۴	۱۳/۶	۱۳
Nd	۱۲/۶	۱۱/۲	۱۰/۹	۲۵/۲	۲۸/۵	۲۹	۳۲/۹	۳۱/۷	۳۴/۸	۳۰/۵	۲۴/۴	۲۵/۸	۳۱/۱	۳۳/۵
Ni	۲۸	۴۴	۴۸	۱۰/۶	۱۴/۹	۱۷/۹	۱۶/۶	۱۴/۶	۱۳/۴	۱۶	۱۵	۱۱	۱۴	۲۱
Pr	۳/۳	۲/۹	۲/۹	۶/۵	۷/۴	۷/۶	۸/۵	۸/۲	۸/۷	۸/۵	۶/۶	۷	۸/۵	۸/۹
Rb	۴۵	۳۰	۳۵	۱۴۹	۱۵۲/۱	۱۳۲/۱	۱۴۱/۲	۱۴۷	۱۴۲/۹	۱۴۹	۱۵۲	۱۵۱	۱۴۰	۱۳۰
Sm	۲/۶	۲/۴	۲/۳	۴/۶	۵/۶	۵/۵	۶/۲	۵/۹	۶/۳	۶/۱	۵	۵/۶	۶/۴	۶/۷
Sn	۱	-	۱	۳	۳	۳	۳	۳	۵	۳	۳	۲	۳	۳
Sr	۱۵۳	۱۷۳	۱۲۶	۱۱۱/۳	۱۳۰/۹	۱۲۴/۵	۱۴۹/۶	۱۲۷/۶	۱۴۴/۳	۱۵۳	۱۶۷	۱۰۷	۱۴۰	۱۳۸
Ta	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۱	۱	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۱/۱	۱	۰/۸	۱	۱
Tb	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۹	۰/۸	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۰/۷	۰/۹	۰/۸	۰/۹
Th	۴/۲	۲/۶	۴/۲	۱۲/۳	۱۳/۲	۱۴/۵	۱۵/۱	۱۳/۶	۱۴/۵	۱۴/۴	۱۳	۱۱/۸	۱۳/۳	۱۳/۵
Tm	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۴	۴	۰/۵	۴	۴	۴	۰/۴	۰/۳	۰/۵	۰/۴	۰/۴
U	۰/۹	۰/۵	۰/۷	۲/۵	۲	۲/۹	۲/۶	۲	۲/۶	۲	۱/۴	۱/۶	۱/۶	۱/۷
V	۳۲۱	۲۰۴	۲۶۵	۵۱	۶۱	۷۹	۷۷	۶۹	۵۲	۶۶	۸۲	۶۲	۶۷	۸۵
W	۱	۱	۱	۱۲/۸	۱/۵	۰/۹	۱/۸	۱/۱	۱/۱	۲۲	۳	۱	۲	۱
Y	۱۲/۶	۱۳/۲	۱۲/۵	۲۶/۴	۲۵/۵	۲۸/۳	۲۴/۳	۲۷/۷	۲۶/۲	۲۵/۴	۱۸/۵	۲۹/۳	۲۳/۲	۲۳/۱
Yb	۱/۵	۱/۶	۱/۵	۲/۸	۲/۴	۲/۸	۲/۳	۲/۵	۲/۴	۲/۵	۲/۲	۳	۲/۵	۲/۳
Zn	۱۳۹	۹۱	۱۳۹	۷۹	۷۶	۶۸	۷۰	۶۵	۶۰	۸۰	۸۶	۷۳	۹۰	۹۰
Zr	۵۶	۵۹	۵۴	۱۳۷/۴	۱۵۱/۸	۱۵۹/۴	۱۸۹/۸	۱۸۴/۹	۱۸۲	۱۷۱	۱۸۱	۱۴۸	۱۸۰	۱۷۹

سنگ‌شناسی	گرانودیوریت										آنکلاو			لوکوکرانیت	
	ES-9	ES-10	ES-11	ES-12	ES-13	ES-14	ES-15	ES-16	ES-17	ES-19	ES-20	ES-21	SS-9	SS-10	
SiO ₂ (%wt)	۶۵/۹	۶۶	۶۶	۶۶	۶۶/۳	۶۶/۳	۶۶/۵	۶۷/۷	۶۳/۹	۷۳/۵	۷۵/۲	۷۵/۶	۷۳/۶	۷۲	
Al ₂ O ₃	۱۵/۴	۱۵/۸	۱۵/۶	۵/۱	۱۵/۶	۱۵/۶	۱۵	۱۴/۸	۱۵/۲	۱۳/۹	۱۳/۹	۱۳/۷	۱۴/۷	۱۴/۹	
Fe ₂ O ₃	۷/۵	۵/۱	۵/۱	۵	۵/۶	۵/۳	۴/۹	۵	۶/۶	۱	۱/۱	۱	۱/۶	۴/۳	
CaO	۳/۶	۳/۳	۳/۲	۳/۲	۳/۲	۳/۲	۲/۷	۳/۲	۴	۰/۶	۰/۶	۰/۷	۱	۲/۶	
MgO	۱/۸	۱/۵	۱/۶	۱/۶	۱/۷	۱/۴	۱/۴	۱/۵	۱/۸	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۱/۲	
Na ₂ O	۲/۵	۲/۷	۲/۵	۲/۳	۲/۴	۲/۵	۲/۴	۲/۶	۲/۳	۳	۳/۴	۳	۳/۴	۲/۶	
K ₂ O	۳/۱	۳/۳	۳/۲	۳/۱	۳/۲	۳/۳	۳/۵	۳	۲/۳	۵/۲	۴/۳	۴/۷	۴/۱	۴	
TiO ₂	۰/۷	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۷	۱/۱	۰	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۵	
MnO	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۵	۱/۳	۱/۵	۱/۴	۰/۱	۰	۰	۰/۱	۰	۰/۱	
P ₂ O ₅	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۱	
Ba	۳۵۰	۳۵۹	۳۳۲	۳۹۳	۳۴۷	۳۴۵	۳۵۶	۳۹۸	۱۶۳	۶۷	۶۷	۱۰۳	۴۳۲	۴۳۰	
Ce (ppm)	۷۴/۵	۷۰/۲	۷۲/۵	۸۱/۵	۷۳	۶۳	۷۵/۸	۷۶/۶	۶۳/۵	۱۴/۲	۱۳/۷	۲۰/۴	۲۶/۵	۴۰/۹	
Co	۱۲/۸	۱۱/۵	۱۱/۳	۱۲	۱۲/۹	۱۰/۴	۹/۹	۱۰/۱	۱۳/۹	۱/۸	۱	۱/۲	۳/۲	۱/۹	
Cr	۷۰	۵۰	۶۰	۶۰	۶۰	۴۰	۵۰	۵۰	۵۰	۱۰	۱۰	۱۰	۲۰/۵	۱۳/۷	
Cs	۷/۶	۹/۳	۱۶/۴	۸/۴	۸/۵	۹	۸	۶/۷	۶/۳	۴/۹	۶/۲	۴/۴	۴/۵	۵/۵	
Dy	۵	۵/۴	۴/۸	۵/۶	۵/۳	۵	۴/۸	۵	۵/۸	۱/۸	۱/۸	۳	۱/۲	۱/۵	
Er	۳/۱	۳/۲	۲/۶	۳/۲	۳/۱	۲/۹	۲/۶	۲/۹	۳/۳	۱/۱	۱/۱	۲	۰/۴	۰/۵	
Eu	۱/۱	۱/۱	۱/۱	۱/۲	۱/۱	۱	۱	۱/۱	۰/۹	۰/۲	۰/۱	۰/۳	۰/۸	۰/۸	
Ga	۲۰/۶	۲۱/۱	۱۹/۹	۲۱/۲	۱۹/۷	۱۹/۸	۱۹/۵	۲۰/۱	۱۹/۸	۱۵	۱۶/۹	۱۳/۴	۱۸/۲	۱۸/۶	
Gd	۶/۳	۶/۲	۶/۲	۷	۶/۴	۵/۶	۶/۴	۶/۴	۶/۳	۱/۵	۱/۳	۱/۲	۲/۴	۲/۹	

ادامه جدول ۱.

سنگ‌شناسی شماره نمونه	گرانودیوریت									آنکلاو			لوکوکرانیت	
	ES-9	ES-10	ES-11	ES-12	ES-13	ES-14	ES-15	ES-16	ES-17	ES-19	ES-20	ES-21	SS-9	SS-10
Hf	۵/۷	۵/۱	۵/۳	۵/۳	۵/۷	۵	۵/۸	۵/۳	۵	۱/۶	۱/۵	۱/۹	۲	۲/۹
Ho	۱	۱/۱	۰/۹	۱/۱	۱/۱	۱	۰/۹	۱	۱/۱	۰/۴	۰/۴	۰/۷	۲	۲
La	۳۵/۶	۳۳/۳	۳۵/۵	۴۰/۲	۳۶/۱	۳۰/۹	۳۷/۸	۳۷/۱	۳۱	۷/۴	۷/۳	۱۰/۳	۱۱/۲	۸/۲
Lu	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۲	۰/۴	۰/۱	۰/۱
Nb	۱۳/۲	۱۲/۳	۱۳/۲	۱۳/۵	۱۳/۳	۱۳/۳	۱۳/۴	۱۲/۷	۱۳/۴	۷/۴	۵/۲	۶	۷/۱	۶/۹
Nd	۳۱/۹	۳۰/۲	۳۱/۱	۳۵/۱	۳۲/۲	۲۷/۴	۳۳/۱	۳۳/۱	۲۸/۸	۵/۴	۴/۹	۷/۷	۱۰/۶	۱۶/۷
Ni	۲۳	۱۸	۲۰	۲۰	۲۰	۱۳	۱۷	۱۶	۱۰	-	-	-	۲/۹	۳/۵
Pr	۸/۶	۸/۳	۸/۳	۹/۴	۸/۷	۷/۲	۹	۸/۹	۷/۶	۱/۶	۱/۵	۲/۳	۲/۹	۴/۶
Rb	۱۴۳	۱۵۱	۱۴۸	۱۴۸	۱۴۱	۱۴۷	۱۶۷	۱۳۲	۱۳۷	۱۷۴	۲۳۶	۱۳۸	۱۵۷/۱	۱۵۴/۷
Sm	۶/۵	۶/۲	۶/۳	۷/۱	۶/۵	۵/۶	۶/۷	۶/۶	۶/۲	۱/۴	۱/۲	۱/۹	۲/۹	۴
Sn	۳	۳	۴	۳	۳	۳	۶	۳	۱	۶	۵	۵	۴	۸
Sr	۱۲۶	۱۲۵	۱۲۴	۱۳۶	۱۲۴	۱۳۴	۱۲۱	۱۳۴	۱۱۲	۳۵	۲۹	۴۲	۳۴	۳۰
Ta	۱/۱	۱/۱	۱	۱	۱	۱	۱/۱	۱/۱	۱	۲/۱	۱/۵	۱/۲	۱/۱	۱/۶
Tb	۰/۹	۱	۰/۹	۱	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۱	۰/۳	۰/۳	۰/۵	۰/۳	۰/۴
Th	۱۴/۸	۱۳/۹	۱۳/۳	۱۵/۳	۱۴/۳	۱۳/۱	۱۵/۱	۱۵/۲	۱۰/۳	۶/۲	۵	۸/۴	۵/۳	۷
Tm	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۵	۴۴	۴	۴	۵	۲	۲	۳	۰/۱	۰/۱
U	۱/۹	۳/۲	۲	۱/۲	۳/۲	۲/۶	۱/۸	۱/۸	۱/۶	۱/۴	۱/۶	۲/۴	۱/۲	۱/۲
V	۹۲	۷۸	۸۴	۹۳	۸۹	۶۶	۷۲	۷۶	۸۸	۸	۶	۸	۸	۸
W	۱	۱	۵	۲	۳	۲	۳	۱	۱	۱	۳	۱	۷/۲	۳/۱
Y	۲۶/۲	۲۹/۶	۲۳/۴	۲۸/۱	۲۷/۱	۲۶	۲۳/۷	۲۶/۵	۲۹/۱	۱۰/۴	۱۰/۲	۱۸/۷	۶	۶/۳
Yb	۸	۲/۹	۲/۴	۲/۸	۲/۸	۲/۹	۲/۳	۲/۵	۲/۹	۱/۳	۱/۳	۲/۴	۰/۴	۰/۵
Zn	۸۳	۸۱	۸۲	۸۸	۱۳۲	۹۴	۱۹۲	۷۳	۱۱۸	۸۶	۹۷	۱۷	۷	۱۱
Zr	۲۱۰	۱۹۱	۱۸۲	۱۸۰	۱۹۱	۱۶۸	۱۹۷	۱۹۸	۱۷۷	۳۰	۳۱	۴۴	۵۱/۸	۶۶/۸

کتابناری

- اثنی‌عشری، ا.، ۱۳۹۰- پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتویدهای شمال و شمال باختر الیگودرز، رساله دکترا، دانشگاه تهران.
- احدزاده، و.، ۱۳۸۸- موقعیت و خاستگاه تکتونیکی مجموعه پلوتونیک ملایر، رساله دکترا، دانشگاه تهران.
- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵- پترولوژی توده گرانیتویدی بروجرد، رساله دکترا، دانشگاه تهران.
- باغبانی، ش.، ۱۳۹۰- بررسی تفصیلی پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتویدی ازنا- الیگودرز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهروود، ۱۱۴ ص.
- باقری، ن.، ۱۳۸۰- مطالعه پترولوژی، ژئوشیمی و خاک‌های کمیاب در توده‌های گرانیتویدی شمال، شمال خاور و شمال باختر الیگودرز با تأکید روی آنکلاو توده‌ها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- باقریان، س.، ۱۳۷۹- پیدایش و جایگاه ذخایر معدنی منطقه الیگودرز واقع در غرب چهارگوش گلپایگان، رساله دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی تهران.
- بدلو، س.، ۱۳۹۰- بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتویدی گل زرد (شمال الیگودرز) به وسیله روش AMS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهروود، ۱۹۰ ص.
- دیوسالار، ر.، ولی‌زاده، م. و. و احدزاده، و.، ۱۳۸۷- موقعیت و خاستگاه تکتونیکی مجموعه پلوتونیک ملایر، مجله علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۸(۳): صص ۲۰۵ تا ۲۲۶.
- سپاهی گرو، ع. ا. و معین وزیری، ح.، ۱۳۷۹- مروری بر فازهای پلوتونیک و رگه‌های موجود در مجموعه پلوتونیک الوند، مجله علوم دانشگاه تهران، ۲۶(۲): صص ۱۷۵ تا ۱۸۶.
- سپاهی گرو، ع.، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتویدها، رساله دکترا، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۳۲۶ ص.
- سهیلی، م.، جعفریان، م. و عبدالحی، م.، ۱۳۷۱- نقشه ۱/۱۰۰۰۰ الیگودرز، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- شکاری، س.، ۱۳۹۰- بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتویدی دره‌باغ با استفاده از روش آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهروود، ۲۰۹ ص.
- شیبی، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتویدی شیرکوه (جنوب باختر یزد)، رساله دکترا، دانشگاه تهران، ۱۸۰ ص.
- صادقیان، م.، ۱۳۷۳- بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصبان همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۹۰ ص.
- صادقیان، م.، ۱۳۸۳- ماگماتیسیم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتویدی زاهدان، رساله دکترا، دانشگاه تهران، ۵۲۰ ص.
- صدیقی، س.، ۱۳۷۳- مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی توده نفوذی شمال الیگودرز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۵۲ ص.
- عبدالحی، ش.، ۱۳۸۷- پتروگرافی و ژئوشیمی توده نفوذی روستای ملاطالب پهنه سنندج- سیرجان شمال الیگودرز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- گوانجی، ن.، ۱۳۸۹- مکانیسم جایگزینی توده گرانیتویدی جنوب ظفرقند (اردستان) را به وسیله روش AMS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهروود، ۲۲۳ ص.
- محل، م.، ۱۳۸۴- تأثیر تکتونیک ترافشاری (Transpression) در فضاسازی برای نفوذ توده‌های گرانیتویدی پهنه سنندج- سیرجان (بخش شمال باختری). نهمین انجمن زمین‌شناسی ایران، صص ۴۶۱ تا ۴۷۱.
- میرزایی، س.، ۱۳۸۹- بررسی چگونگی شارش و جهت حرکت ماگمای سازنده توده گرانیتویدی گلپایگان با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، دانشگاه آزاد اسلامی تهران.

References

- Agrawal, S., 1995- Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites by major element compositions. *The journal of geology* 103: 529 – 537.
- Best, M. G., 2003- *Igneous and metamorphic petrology*, Blackwell Science Ltd. Oxford, p.729.
- Bouchez, J. L., 1997- Granite is never isotropic: An introduction to AMS studies in granitic rocks, In Bouchez J.L., Hutton D.H.W., Stephens W.E., (eds), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer, Dordrecht 95-112.
- Bouchez, J. L., 2000- Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrication des granites, *C.R. Acad. Sci. Paris* 330: 1–14.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. & Cuney, M., 1992- Submagmatic microfracture in granite, *geology* 20: 35-38.
- Bullen, T. D. & Clynne, M. A., 1990- Trace element & isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *Journal of Geophysical Research* 95: 19671–19691.
- Buriáněk, D. & Novák, M., 2007- Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: Examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos* 95: 148–164.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Clemens, J. D., Stevens, G. & Farina, F., 2011- The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion, *Lithos* 126: 174–181.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J. & Sepahi, A. A., 2012- Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 43:11–22.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J. & Sepahi, A. A., 2011a- Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 43:11–2.
- Esna-Ashari, A., Valizadeh, M. V., Sepahi, A. & Soltan, A. A., 2011b- Petrology and geochemistry of Aligoodarz granitoid, Western Iran: implications for petrogenetic relation with Boroujerd and Dehno granitoids. *JGeope* 1 2: 67-86.
- Gorton, M. P. & Schandl, E. S., 2000- From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Guffanti, M., Clynne, M. A. & Muffler, L. J. P., 1996- Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research* 101: 3001–3013.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society London, Special Publication 19: 67–81.
- Harker, A., 1909- *The natural history of igneous rocks*. Methuen & co, London.
- Kawakami, T. & Kobayashi, T., 2006- Trace element composition and degree of partial melting of pelitic migmatites from the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, SW Japan: Implications for the source region of tourmaline leucogranites, *Gondwana Research* 9: 176 – 188.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635–643.
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magma & magmatic rocks, An introduction to igneous petrology*. Longman, London.
- Moazzen, M., Moayyed, M., Modjarrad, M. & Darvishi, E., 2004- Azna granitoids as an example of sun-collision S-type granitisation in Sanandaj – Sirjan metamorphic belt, Iran, *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 11 489-507.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757–775.
- Nedelec, A. & Bouchez, J. L., 2011- *petrologie des granites*, Societe geologique de France.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol* 58: 63-91.
- Roberts, M. P. & Clemens, J. D., 1993- Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21: 825–828.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. & Vossoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668-683.
- Spear, F. S., Kohn, M. J. & Cheney, J. T., 1999- P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to mineralogy & petrology* 134: 17-32.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical & isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition & processes. *Geological society of London, spec.pub* 42: 313- 345.
- Sylvester, P. J., 1998- Post collisional strongly peraluminous granites, *Lithos* 45: 29-44.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985- *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell. Oxford, Scientific Publication, Carlton, 312 p.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. & Irving, A. J., 1993- Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contribution to Mineralogy & Petrology* 113: 333–351.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmand-zadeh, A., Seyed-Emami, K. & Zahedi, M., 1968- Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map 1:250,000: Geological Survey of Iran, Geological Quadrangle E7, 24 p.
- Vernon, R. H., 2004- *A practical guide to Rock Microstructural*, Cambridge, England, p.624.
- Villaseca, C., Barbero, L. & Herreros, V., 1998- A re- examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts, *Earth Sciences*, 89: 113-119.
- Visona, D. & Lombardo, B., 2002- Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest–Makalu region (Nepal–Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating?, *Lithos* 62: 125– 150.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W., 1987- A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol* 95: 407 – 419.

Petrogenesis & Tectonic Setting of Darreh Bagh Granitoid Pluton (NW Aligoodarz)

M. Sadeghian^{1*} & S. Shekari²

¹ Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, University of Shahrood, Shahrood, Iran

² Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, University of Shahrood, Shahrood, Iran

Received: 2013 April 23

Accepted: 2015 June 09

Abstract

Darreh-Bagh granitoidic pluton in the northwest of Aligoodarz composed of two felsic and mafic parts, with lithological composition range from diorite to quartzdiorite, and granodiorite to leucogranite respectively. Felsic rocks have calc-alkaline and peraluminous affinity and belong to S-type and continental arc granitoids (CAG). The most significant characterizes of felsic part are as follows: presence of the metapelitic andalusite bearing enclaves, silica (quartz fragments which inherited from quartz vein with metamorphic origin), surmicaceous and metapasamitic enclaves and also andalusitic xenocrysts through out of the felsic part. Mafic rocks have calc-alkaline and metaluminous affinity and belong to I-type and continental arc granitoids (CAG). Based on the field observations, petrographical and geochemical characteristics, penetration of basic-intermediate magmas into late Triassic - lower Jurassic metapelites and metagraywackes caused to rise temperature up to produce a large scale contact metamorphism including andalusite hornfels and sillimanite hornfels. Intersecting the temperature of melting point of metapelites and metagraywackes resulted in producing melts with suitable composition for forming of S – type granitoid plutons. Then, the produced magma ascended to the higher levels in the upper crust and emplaced in it. Granitoid magmas emplacement are associated with low-extent contact metamorphism up to cordierite hornfels facies.

Keywords: Aligoodarz, Darreh-Bagh, Enclave, Sourmicaceous, Metapelitic, Peraluminous, Calc- alkaline.

For Persian Version see pages 407 to 420

*Corresponding author: M. Sadeghian; E-mail: m.sadeghian@shahroodut.ac.ir