

پتروگرافی و پتروژنز توده نفوذی قلائی لان (جنوب غرب قروه-کردستان)

لیلا نوری هندی^{۱*}، اشرف ترکیان^۲ و علی اصغر سپاهی^۳

۱) کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، leyla_noori@yahoo.com

۲) استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۳) دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

* عهده‌دار مکاتبات

دریافت: ۹۰/۱۱/۳۰؛ دریافت اصلاح شده: ۹۱/۴/۳؛ پذیرش: ۹۱/۴/۴؛ قابل دسترس در تارنما: ۹۱/۷/۲۰

چکیده

توده نفوذی قلائی لان بخشی از نفوذهای موجود در جنوب-جنوب غرب قروه است. بر اساس مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، این نفوذی مورد مطالعه شامل سه واحد دیوریت، گرانیت و گرانیت پورفیری است. سنگ‌های این واحدها از نظر ژئوشیمی از نوع I، ساب‌آلکانل و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متآلومین هستند. در واحد دیوریتی پایین بودن نسبت‌های $(Al_2O_3/FeO+MgO+TiO_2)$ و $(Na_2O+K_2O/(FeO+MgO+TiO_2))$ و تمرکز پایین نسبت Rb/Sr (کمتر از ۰/۶) بر ذوب بخشی منابع پوسته زیرین به واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت برای این واحد اشاره دارد. حجم زیاد سنگ‌های فلسیک (گرانیت و گرانیت پورفیری)، با این موضوع که این واحدها از طریق تفریق بلورین ماگمای والد بازالتی مشتق از گوشته توأم با آرایش به وجود آمده است، سازگار نیست. میزان پایین عناصر انتقالی (Ni, Cr, Co و V)، مقادیر پایین نسبت عناصر Ti/Zr و Nb/La نشان می‌دهند که منشأ ماگمای اولیه واحد فلسیک احتمالاً در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای (متاگری‌واکها) به وجود آمده است و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته‌زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده‌اند. نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی، پایین بودن نسبت Nb/U و Nb/Y و مقادیر بالای نسبت Ba/Nb بیانگر محیطی مرتبط با فروارانش در حاشیه فعال قاره‌ای برای این توده می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: پوسته زیرین، دیوریت، گرانیت، متاگری‌واکها.

۱- مقدمه

منطقه را با نام‌های گرانیت عزیزآباد و مشیرآباد معرفی کرده است. سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی مشیرآباد که نزدیکترین توده به منطقه مورد پژوهش می‌باشد توسط (گردیده ۱۳۸۹) بررسی شده است. بررسی ماگماتیسیم توده گرانودیوریتی جنوب قروه توسط (ترکیان ۱۳۸۷) در قالب پایان نامه دکتری انجام شده است. سن جایگزینی مجموعه گرانیتی جنوب و جنوب غرب قروه توسط

توده نفوذی قلائی لان در بخش شمال غربی پهنه سندج-سیرجان واقع شده است و بخشی از فعالیت‌های ماگمایی این پهنه در زمان ژوراسیک و کرتاسه محسوب می‌شود. در منطقه قروه تاکنون مطالعات زیادی بر روی سنگ‌های نفوذی صورت گرفته است. از جمله این مطالعات می‌توان به (عمیدی ۱۳۴۵) اشاره کرد، نامبرده توده‌های اصلی

گرفته‌اند. سپس با استفاده از نرم‌افزارهای ArcGis و Gcdkite نمودارها و نقشه‌های لازم ترسیم گردیدند.

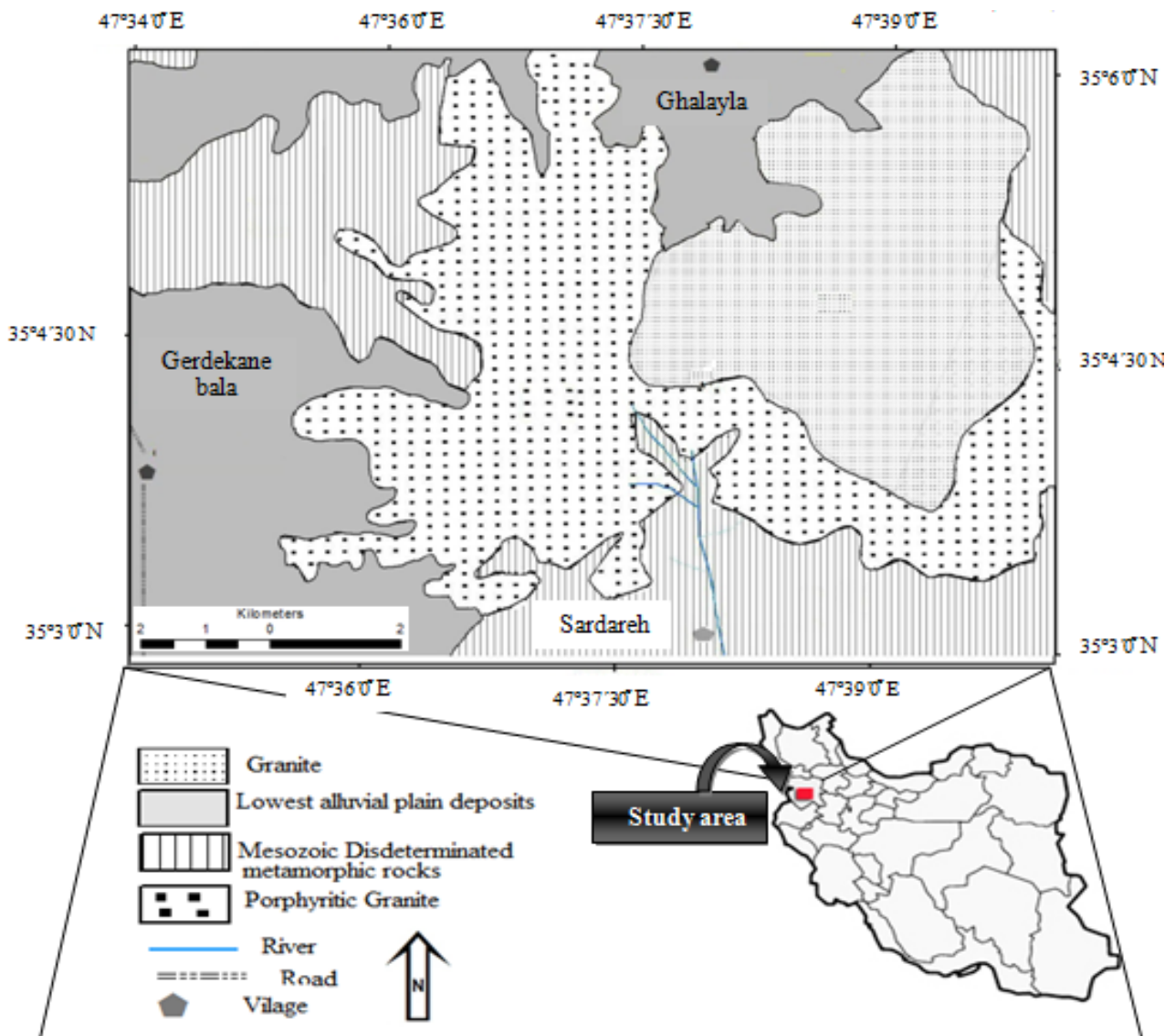
۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران (استان کردستان) و در جنوب غرب شهرستان قروه و حدفاصل عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 3'$ تا $35^{\circ} 08'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $47^{\circ} 33'$ تا $47^{\circ} 40'$ شرقی واقع شده است. توده نفوذی قلای‌لان، بیضی‌شکل و دارای کشیدگی با روند شرقی-غربی است. این توده از سمت شمال به روستای قلای‌لان، از جنوب به روستای سردره و از غرب به روستای گردکانه محدود می‌باشد (تصویر ۱).

(Mahmoudi et al. 2011) به ژوراسیک میانی نسبت داده شده است. با این حال هنوز مسئله سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی توده نفوذی قلای‌لان در حال ابهام بوده و کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در این مقاله با استفاده از ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، پتروژنز و جایگاه تکنونیک توده نفوذی قلای‌لان بررسی شده است.

۲- روش مطالعه

با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی واحدهای سنگی، مطالعات پتروگرافی بر روی ۷۰ مقطع نازک صورت پذیرفته و ۱۵ نمونه از گرانیت‌ها و دیوریت‌های منطقه به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) با دستگاه فیلیپس PW 2004 در آزمایشگاه کانساران بینالود (تهران) جهت بررسی شیمی سنگ‌کل مورد تجزیه قرار



تصویر ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، مرزبندی بر اساس (حسینی ۱۳۶۷).

شده است. آپاتیت، زیرکن، اپیدوت، اسفن و کانی‌های کدر، کانی‌های جزئی در این واحد محسوب می‌گردند. آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی هم در زمینه و هم در پلاژیوکلازها به صورت میانبار حضور دارد. برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی تحت تأثیر تکنونیک فعال منطقه واقع و بافت‌های دگرشکلی در بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز مشاهده می‌شود (نوری‌هندی ۱۳۹۰) (تصویر ۲-الف). پلاژیوکلازها در این نمونه‌ها متوسط تا درشت‌دانه و طول آنها بین ۳-۸ میلی‌متر متغیر می‌باشد و به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. گاهی دارای زونینگ و گاهی دگرسان شده‌اند. در برخی از بلورهای آلکالی فلدسپار بافت گرانوفیری به صورت هم‌رشدی با کوارتز دیده می‌شود. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز است. بافت شاخص این سنگ‌ها انهدرال تا سابه‌درال گرانولار و در بعضی از نمونه‌ها بافت میکروگرافیکی نیز قابل مشاهده است (تصویر ۲-ب).

۳-۴- واحد گرانیت پورفیری

این واحد در حاشیه توده نفوذی مورد مطالعه قرار داشته و از اطراف واحد گرانیتی را فرا گرفته است. در صحرا این واحد به سبب وجود رنگ خاکستری روشن و ساخت پورفیروئیدی آن از واحد مجاور قابل تفکیک می‌باشد. کانی‌های موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰٪)، آلکالی فلدسپار (۲۳-۲۰٪)، کوارتز (۲۷-۲۵٪) و هورنبلند (۳-۵٪)، آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر است. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و معمولاً دارای ساخت منطقه‌ای هستند (تصویر ۲-پ). بر پایه زاویه خاموشی و ضریب شکست ترکیب پلاژیوکلاز دارای نوسانات زیادی می‌باشد. در نمونه‌هایی که تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند سطح پلاژیوکلازها به شدت اپیدوتی شده است (تصویر ۲-ت). آلکالی فلدسپارها شامل بلورهای نسبتاً درشت میکروکلین و ارتوز پرتیتی شده هستند و معمولاً حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشند. کوارتز به صورت بی‌شکل فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است. هورنبلند کانی فرومیزین اصلی در این واحد است و به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شود.

۵- ژئوشیمی

به منظور بررسی خصوصیات ماگمایی توده نفوذی قلا‌ی‌لان تعداد ۱۵ نمونه سنگ که حداقل تأثیرات هوازدگی را متحمل شده بودند، جهت آنالیزهای شیمیایی انتخاب گردید. در (جدول ۱) نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های تجزیه شده ارائه گردیده است. جهت بررسی تحولات

واحدهای چینه‌ای دربرگیرنده توده نفوذی شامل سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده، فیلیت و شیست به همراه درون لایه‌هایی از مرمر با سن تریاس-ژوراسیک هستند. لازم به ذکر است که برای واحدهای منسوب به تریاس و ژوراسیک دلایل فسیل‌شناسی یافت نشده است و این تعیین سن بر اساس رابطه این واحدها با سنگ‌های مربوط به تریاس و ژوراسیک صورت گرفته است (حسینی ۱۳۶۷). توده نفوذی مورد مطالعه از لحاظ سنی جوان‌تر از دگرگونی‌های یاد شده می‌باشد.

۴- روابط صحرایی و سنگ‌شناسی

منطقه مورد مطالعه از سه واحد اصلی دیوریت، گرانیت و گرانیت-پورفیری تشکیل شده است، که در زیر به توصیف آنها می‌پردازیم.

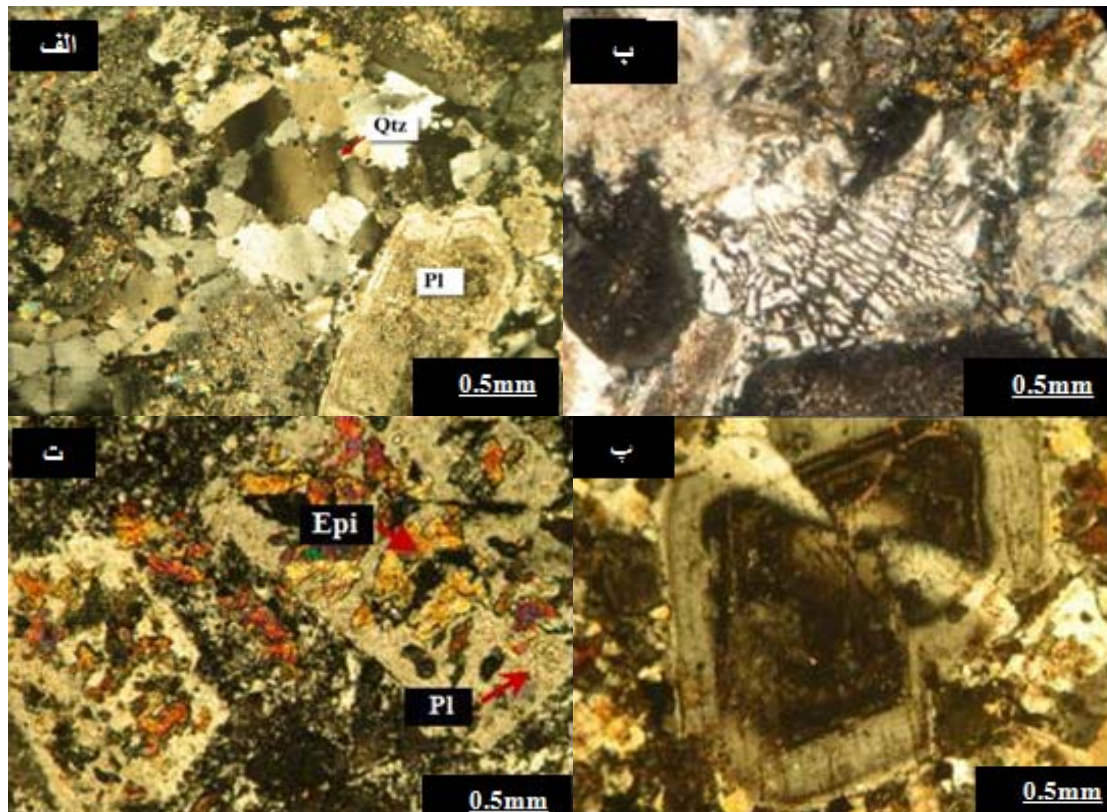
۴-۱- واحد دیوریتی

واحد دیوریتی به صورت نفوذی‌های کوچک و پراکنده در حواشی توده گرانیت و گرانیت‌پورفیری رخمون دارد. مرز بین این واحد سنگی با واحدهای دیگر مشخص و شارپ و بدون هرگونه منطقه واکنشی و تدریجی می‌باشد. طیف سنگ‌شناسی در این واحد شامل دیوریت و کوارتزدیوریت است. بافت موجود در دیوریت‌ها اغلب ساب‌هدرال گرانولار است. در بعضی از نمونه‌ها به‌ویژه دیوریت‌های کوارتزدار بافت ایتترگرانولار نیز مشاهده می‌شود. ترکیب کانی‌شناسی مودال واحد دیوریتی از پلاژیوکلاز (۶۰-۴۵٪)، آمفیبول (۳۰-۲۰٪)، کوارتز (۷-۳٪)، آلکالی فلدسپار (ارتوز) (کمتر از ۵٪)، تشکیل شده است. پلاژیوکلاز اغلب به کانی‌های ثانویه‌ای مثل اپیدوت و گاه سریسیت تبدیل شده است. آمفیبول موجود در این سنگ‌ها از نوع هورنبلند و به صورت بی‌شکل است. آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر، کانی‌های جزئی محسوب می‌شوند.

۴-۲- واحد گرانیت

واحد گرانیتی محدوده بیشتری از توده نفوذی قلا‌ی‌لان را تشکیل داده و در مرکز این توده واقع شده است. این واحد از سمت غرب، جنوب و جنوب شرقی توسط واحد گرانیت‌پورفیری دربرگرفته شده است. طیف سنگ‌شناسی در این واحد شامل تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت است. این سنگ‌ها از لحاظ ضریب رنگی مزوکرات و از لحاظ دانه‌بندی اغلب دانه‌ریز تا دانه متوسط هستند و به رنگ سفید متمایل به سبز تا خاکستری دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی مودال این واحد از پلاژیوکلاز (۴۵-۴۰٪)، کوارتز (۳۰-۲۵٪)، آلکالی فلدسپار (ارتوز و گاهی میکروکلین پرتیتی شده) (۲۰-۱۵٪) و هورنبلند (۱۰-۵٪) تشکیل

ماگمایی از نمودارهای عناصر اصلی در برابر سیلیس (Harker 1909) استفاده شده است. همانطور که در (تصویر ۳) ملاحظه می‌شود، با افزایش مقدار سیلیس، اکسید منیزیم در واحدهای گرانیت و گرانیت-پورفیری روند کاهشی با روند خطی مشابهی را نشان می‌دهد.



تصویر ۲- الف) تصویر میکروسکوپی از دگرشکلی در کانی کوارتز به صورت خاموشی موجی و مرزهای مضرسی در سنگ‌های گرانودیوریتی (ب) تصویر میکروسکوپی از بافت میکروگرافیکی در سنگ‌های گرانودیوریتی (پ) تصویر میکروسکوپی از منطقه بندی در پلاژیوکلاز در واحد گرانیت پورفیری (ت) اپیدوتی شدن سطح بلورهای پلاژیوکلاز در واحد گرانیت.

آن است که این دو دواحد با یکدیگر ارتباط ژنتیکی دارند و از یک منشأ سرچشمه گرفته‌اند. تجمع نقاط در نمودار هارکر واحد دیوریتی جدا از دو واحد قبلی می‌باشد که گویای آنست که این واحد از منشأ متفاوتی سرچشمه گرفته است و یا فرایندهای ماگمایی مختلفی در تشکیل آن مؤثر بوده است. در نمودار تغییرات عناصر آلكالی در مقابل سیلیس (Irvine & Baragar 1971)، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو ساب‌آلكالن (تصویر ۴- الف)، و از لحاظ ضریب آلكالی (Na₂O+K₂O-CaO) در مقابل سیلیس (Frost et al. 2001) سنگ‌های واحد دیوریت در محدوده کلسیک و سنگ‌های واحد گرانیت و گرانیت‌پورفیری در محدوده آلكالی-کلسیک قرار می‌گیرند (تصویر ۴- ب). مطابق نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Maniar & Piccolo 1974, Shand 1989، توده نفوذی مورد مطالعه از نوع I و در قلمرو متاآلومین واقع شده است (تصویر ۴- پ). پایین بودن ضریب اشباعی آلومین (کمتر از ۱)، غایب بودن کانی‌های سرشار از آلومینیم نظیر

در واحد دیوریتی نیز روند کاهشی است اما با شیب تند، که با تبلور کانی‌های فرومنیزین و آمفیبول در مراحل اولیه ماگما مرتبط می‌باشد. اما کمبود چنین کانی‌های در واحدهای فلسیک میزان MgO را در این واحدها کم جلوه داده، دارای شیب ملایم‌تری است. در نمودار CaO در برابر SiO₂ با افزایش مقدار سیلیس، مقدار اکسید کلسیم در هر سه واحد روند کاهشی نشان می‌دهد. مصرف مقدار اکسید کلسیم در کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در مراحل اولیه تفریق این روند را توجیه می‌کند. اما روند خطی واحدهای فلسیک (گرانیت و گرانیت‌پورفیری) و دیوریتی متمایز از هم می‌باشد. در نمودار K₂O در مقابل سیلیس با افزایش مقدار سیلیس مقدار اکسید پتاسیم افزایش نشان می‌دهد که می‌تواند در ارتباط با تبلور کانی‌های آلكالی‌فلدسپار باشد. تغییرات MnO و P₂O₅ کمی روند زنگ مانند دارند.

روند افزایش و کاهش عناصر در بین واحدهای گرانیت و گرانیت-پورفیری هماهنگی نشان می‌دهند و دارای هم‌پوشانی هستند که بیانگر

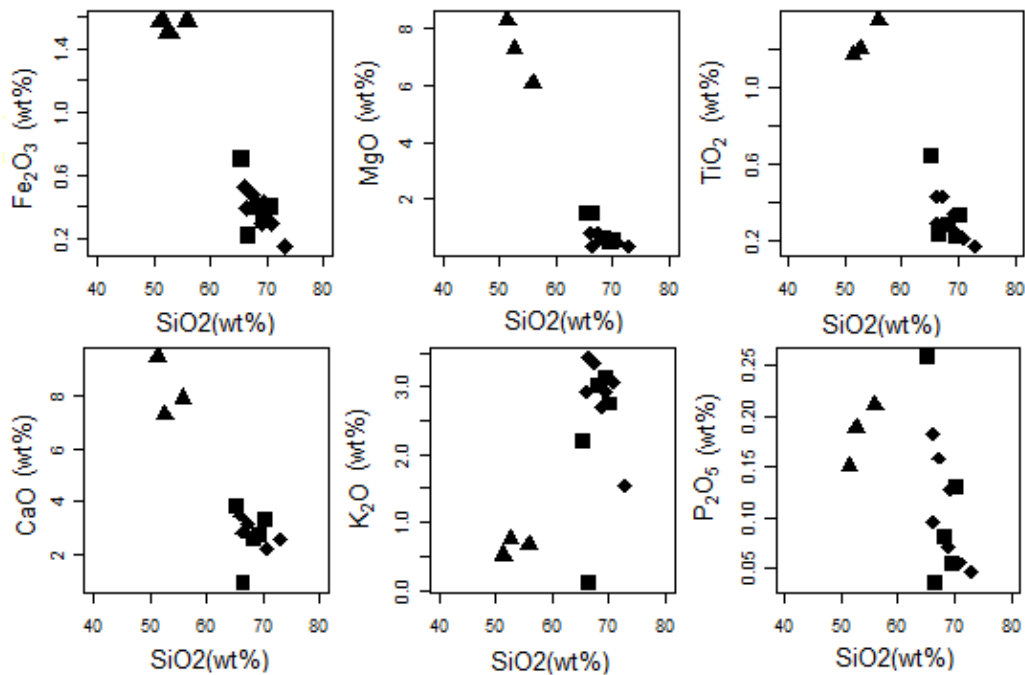
مسکویت، کردیریت و آلومینوسیلیکاتها وابستگی این مجموعه را با گروه‌های سنگی متآلومین تأیید می‌کند.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد مطالعه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

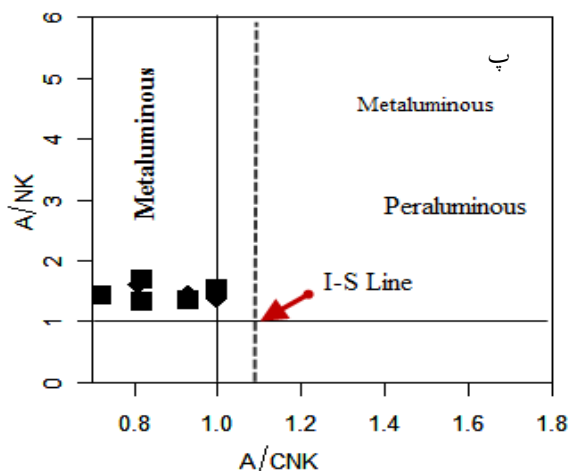
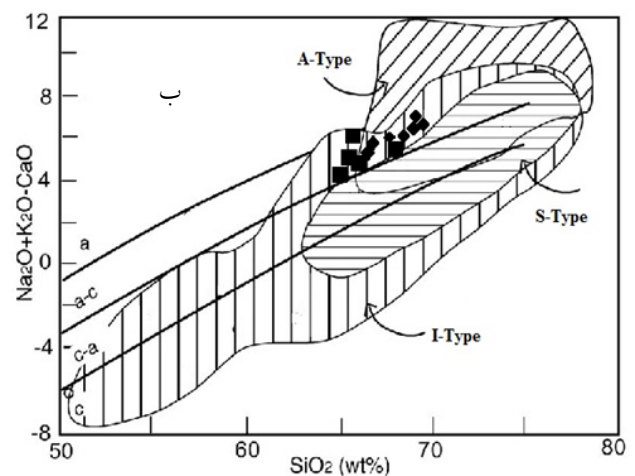
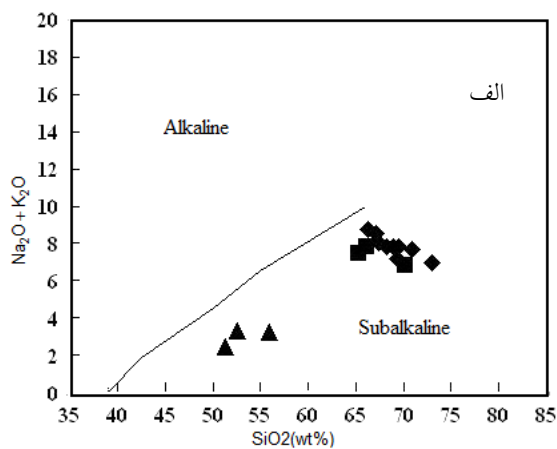
نمونه	گرانیت پورفیری							دیوریت
	N-GB-7	Gh-2-2	N-Gh-23	N-GB-8	N-Gh-13	N-GB-6	N-Gh-16	
Major elements (wt%)								
SiO ₂	۶۶/۱۲	۶۸/۲۶	۶۹/۵۴	۶۵/۳۱	۷۰/۲۵	۵۲/۶۱	۵۵/۹۲	۵۱/۳۷
TiO ₂	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۶۴	۰/۳۲	۱/۱۹	۱/۳۴	۱/۱۶
Al ₂ O ₃	۱۷/۵۳	۱۶/۲۱	۱۵/۷۷	۱۴/۸۹	۱۴/۷۸	۱۳/۳۹	۱۳/۳۴	۱۳/۱۹
FeO ^t	۱/۴۱	۲/۶۲	۲/۱۳	۴/۶۷	۲/۶۵	۱۰/۴۷	۱۰/۵۰	۱۰/۴۸
Fe ₂ O ₃	۰/۲۲	۰/۴۰	۰/۳۲	۰/۷۱	۰/۴۰	۱/۵۰	۱/۵۸	۱/۵۸
FeO	۱/۱۹	۲/۲۲	۱/۸۱	۳/۹۶	۲/۲۵	۸/۸۹	۸/۹۲	۸/۹۰
MnO	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۱۸
MgO	۱/۴۷	۰/۶۲	۰/۴۶	۱/۴۶	۰/۵۳	۷/۲۳	۶/۰۲	۸/۲۸
CaO	۰/۹۲	۲/۵۶	۲/۷۴	۳/۸۲	۳/۲۸	۷/۲۵	۷/۸۸	۹/۴۵
Na ₂ O	۵/۰۳	۴/۷۹	۴/۷۲	۵/۲۵	۴/۰۶	۲/۶۰	۲/۵۵	۱/۹۶
K ₂ O	۳/۱	۳/۰۱	۳/۱۱	۲/۲۰	۲/۷۴	۰/۷۴	۰/۶۷	۰/۵۱
P ₂ O ₅	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۲۵	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۵
Total	۹۸/۹۷	۹۸/۴۸	۹۸/۷۹	۹۸/۶۲	۹۸/۸۵	۹۵/۸۸	۹۸/۱۶	۹۶/۷۳
A/CNK	۱	۱	۱	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۷۲	۰/۶۳
CNK	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۹
K ₂ O/Rb	۰/۰۰۷	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
FeO/MgO	۰/۸۰	۳/۵۸	۳/۹۳	۲/۷۱	۴/۲۴	۱/۲۲	۱/۴۱	۱/۰۷
Trace elements (ppm)								
Ba	۱۴۳	۳۱۱	۲۶۵	۳۵۸	۲۸۶	۷۶	۱۰۴	۹۵
Sr	۱۲۴۴	۱۳۰۰	۱۳۹۳	۱۱۹۱	۱۲۸۳	۴۸۷	۴۵۰	۴۱۵
Cu	۲۲	۱۲	۱۴	۱۵	۱۹	۳۹	۳۸	۵۶
Zn	۲۸	۴۶	۵۴	۶۵	۷۵	۱۰۲	۷۵	۹۶
Pb	۸۵	۵۵	۲۱	۱۸	۷	۴	۱۱	۱۹
Ni	۳۶	۳۶	۳۷	۴۰	۳۳	۱۰۸	۱۰۷	۱۶۰
Cr	۳۴	۲۵	۱۸۶	۴۸	۷۵	۱۶۱	۱۲۴	۲۷۱
V	۳۵	۵۴	۳۳	۱۰۲	۴۵	۲۱۳	۲۴۱	۱۹۸
Ce	۸۹	۶۱	۵۱	۱۰۴	۱۰۰	۱۲	۱۱	۱۷
La	۸	۳۴	۲۳	۵۴	۵۸	۴	۶	۴
W	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Mo	۲	۱	۱	۲	۱	۱	۱	۱
Nb	۹	۱	۷	۳	۷	۳	۸	۱
Ga	۲۹	۲۵	۲۷	۲۴	۲۶	۱۴	۱۶	۱۵
Zr	۳۶۳	۳۶۸	۳۶۷	۳۵۹	۴۰۳	۱۲۹	۱۲۷	۱۱۸
Y	۳۲	۳۷	۴۰	۳۴	۴۲	۱۹	۲۵	۲۴
Rb	۱۴	۸۴	۸۵	۴۹	۹۲	۳۲	۴۱	۳۵
Co	۲	۳	۶	۲	۶	۱	۱	۴
U	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Th	۳	۲	۶	۱	۱	۱	۸	۵
Ba/Nb	۱۵/۸۸	۳۱۱	۳۷/۸۵	۱۱۹/۳۳	۴۰/۸۵	۲۵/۳۳	۱۳	۹۵
Nb/U	۹	۱	۷	۳	۷	۳	۸	۱
Ce/Pb	۱/۰۴	۱/۱۰	۲/۴۲	۵/۷۷	۱۴/۲۸	۳	۱	۰/۸۹
Nb/La	۰/۰۲	۰/۳	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۷۵	۰/۷۵	۱/۳۳	۰/۲۵
Ti/Zr	۶/۰۱	۷/۳۳	۵/۷۲	۰/۰۰۱	۷/۹۴	۰/۰۰۹	۰/۰۱	۰/۰۰۹

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد مطالعه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

نمونه	گرانیت						
	N-Gh-2	N-Gh-10	Gh-2-4	N-SD-7	N-Gh-22	N-Gh-14	Gh-2-14
Major elements (wt%)							
SiO ₂	۶۶/۱۶	۶۷/۴۳	۶۸/۹۲	۷۰/۸۸	۷۳/۰۱	۶۹/۳۹	۶۶/۳۴
TiO ₂	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۲۵	۰/۲	۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۲۸
Al ₂ O ₃	۱۶/۳۵	۱۵/۶۸	۱۵/۷۷	۱۵/۱۹	۱۵/۰۳	۱۵/۱۸	۱۷/۲۳
FeO ^t	۳/۴۹	۳/۱۸	۱/۹۸	۱/۹۶	۰/۹۶	۲/۸۳	۲/۵۵
Fe ₂ O ₃	۰/۵۳	۰/۴۸	۰/۳	۰/۳	۰/۱۵	۰/۸۳	۰/۳۹
FeO	۲/۹۶	۲/۷۰	۱/۶۸	۱/۶۶	۰/۸۱	۲/۴۰	۲/۱۶
MnO	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۹
MgO	۰/۸۳	۰/۷۹	۰/۵۱	۰/۵	۰/۳۴	۰/۷	۰/۳۷
CaO	۳/۴۸	۳/۱۵	۲/۸۲	۲/۲۳	۲/۵۷	۲/۸۴	۲/۸۳
Na ₂ O	۴/۹۰	۴/۶۶	۵/۱۶	۴/۶۰	۵/۴۴	۴/۲۶	۵/۳۲
K ₂ O	۲/۹۳	۳/۳۵	۲/۶۹	۳/۰۶	۱/۵۴	۲/۹۲	۳/۴۴
P ₂ O ₅	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۹
Total	۹۸/۸۹	۹۸/۹۶	۹۷/۷۳	۹۸/۷۱	۹۹/۱۱	۹۸/۶۸	۹۸/۵۴
A/CNK	۰/۹۳	۰/۹۳	۱	۱	۱	۱	۱
CNK	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۶
K ₂ O/Rb	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
FeO/MgO	۳/۵۶	۳/۴۱	۳/۲۹	۳/۳۲	۲/۳۸	۳/۴۲	۵/۸۳
Trace elements (ppm)							
Ba	۳۴۳	۲۶۱	۳۰۰	۲۳۴	۱۵۴	۲۷۴	۲۵۹
Sr	۱۳۲۰	۱۳۱۴	۱۲۸۹	۱۱۰۳	۱۵۴۶	۱۳۵۸	۱۱۶۴
Cu	۱۵	۱۱	۲۴	۱۵	۱۱	۱۰	۸
Zn	۹۰	۱۰۲	۳۶	۳۷	۳۱	۷۷	۶۵
Pb	۲۳	۲۲	۲۲	۲۲	۲۳	۱۵	۸۰
Ni	۲۸	۳۶	۳۵	۳۴	۳۲	۳۳	۳۵
Cr	۶۲	۵۸	۵۱	۶۹	۷۷	۶۸	۵۲
V	۵۶	۵۷	۳۹	۳۰	۲۹	۴۶	۴۱
Ce	۹۱	۷۵	۷۹	۸۹	۴۰	۸۰	۸۷
La	۴۲	۳۴	۴۱	۳۷	۱۲	۴۴	۳۵
W	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Mo	۲	۲	۲	۱	۲	۱	۲
Nb	۹	۷	۷	۵	۵	۴	۴
Ga	۲۶	۲۷	۲۷	۲۴	۲۸	۲۶	۲۷
Zr	۴۱۲	۴۰۸	۳۷۸	۳۴۱	۳۸۶	۴۰۸	۴۰۲
Y	۴۶	۵۰	۴۲	۳۷	۳۲	۴۴	۴۷
Rb	۹۸	۱۲۱	۸۵	۹۸	۶۶	۹۸	۱۰۵
Co	۱	۴	۶	۲	۵	۶	۲
U	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Th	۷	۳	۸	۴	۹	۷	۲
Ba/Nb	۳۸/۱۱	۶۵/۲۵	۴۲/۸۵	۴۶/۸۰	۳۰/۸۰	۶۵/۵۰	۶۴/۷۵
Nb/U	۹	۴	۷	۵	۵	۴	۴
Ce/Pb	۳/۹۵	۳/۴۰	۳/۵۹	۴/۰۴	۱/۷۳	۵/۳۳	۱/۰۸
Nb/La	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۴۱	۰/۰۹	۰/۱۱
Ti/Zr	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۶/۶۱	۵/۸۶	۴/۱۸	۴/۰۸	۶/۹۶



تصویر ۳- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس (Harker 1909) تجمع نقاط در نمودار هارکر واحد دیوریتی جدا از دو واحد گرانیت و گرانیت پورفیری می‌باشد که گویای آنست که این واحد از منشأ متفاوتی سرچشمه گرفته است و یا فرایند ماگمایی مختلفی در تشکیل آن موثر بوده است. در این نمودارها دیوریت‌ها با نشانه ▲ واحد گرانیتی شامل (تونالیت و گرانودیوریت) با نشانه ◆ و واحد گرانیت پورفیری با نشانه ■ نمایش داده شده است.



تصویر ۴- الف) نمودار تغییرات (K_2O+Na_2O) در مقابل SiO_2 جهت تفکیک محدوده‌های آلکان و ساب‌آلکان (Irvine & Baragar 1971) ب) نمودار (Na_2O+K_2O+CaO) در مقابل سیلیس (Frost et al. 2001) نشان می‌دهد نمونه‌های واحد دیوریتی در محدوده کلسیک و نمونه‌های واحد گرانیت و گرانیت پورفیری در محدوده آلکالی-کلسیک تصویر شده‌اند. پ) نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پراآلمین و متاآلمین (Maniar & Piccolo 1989, Shand 1974). $A/CNK = \text{molar } Al_2O_3 / (Na_2O+K_2O)$ و $A/NK = \text{molar } Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$ ملاحظه می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلمین قرار می‌گیرند. علائم مشابه تصویر ۳.

۶- محیط تکتونیکی و تیپ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

امکان تفریق این سنگ‌ها را از ماگماهای پوسته اقیانوسی منتفی می‌سازد (Yang et al. 2005).

۳- نسبت‌های بالای K_2O/Rb و FeO/MgO در نمونه‌ها (جدول ۱)، بیانگر ماگماتیسم نوع I متاآلومین کمان‌های آتشفشانی (VAG) حاشیه قاره‌هاست که توسط فرایندهای مربوط به فرورانش تشکیل شده است (Chappell & White 2001).

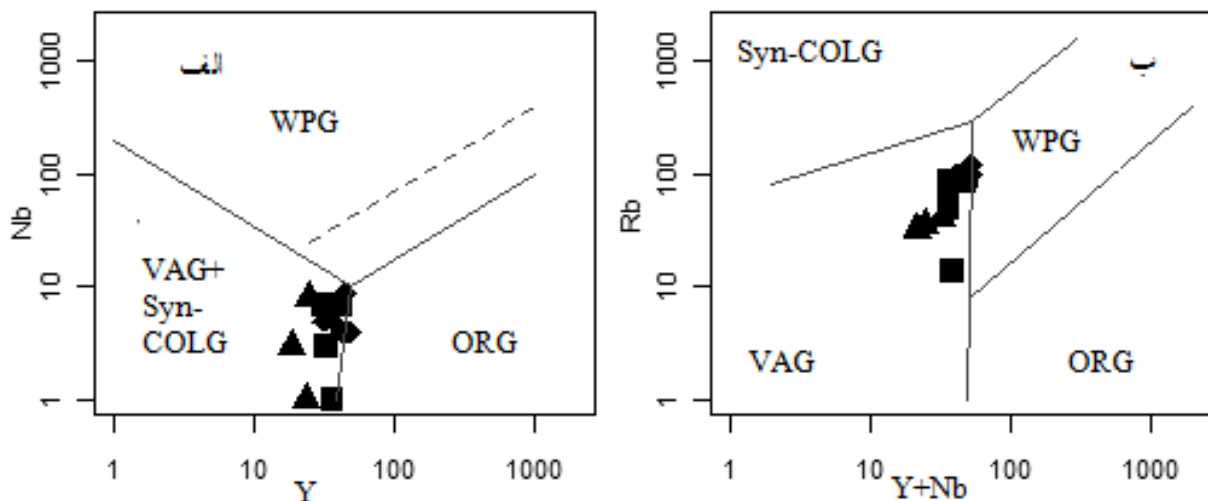
۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson 1996) حاکی از غنی‌شدگی آنها از عناصر LILE و تهی‌شدگی عناصر HFSE مانند Y، Ti و Nb می‌باشد. با تکیه بر مطالعات (Castillo et al. 2007) روند تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده ارتباط توده نفوذی قلائی لان با محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش می‌باشد (تصویر ۶).

۵- آنومالی منفی Nb و Ti در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت در نمونه‌های مورد مطالعه تابع یک یا چند عامل مختلف است که عبارتند از: ۱- مشخصه ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانش است (Kuster & Harms 1998). ۲- وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (2003 Rudnick & Gao). ۳- می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن، نیز هست (Swain et al. 2008).

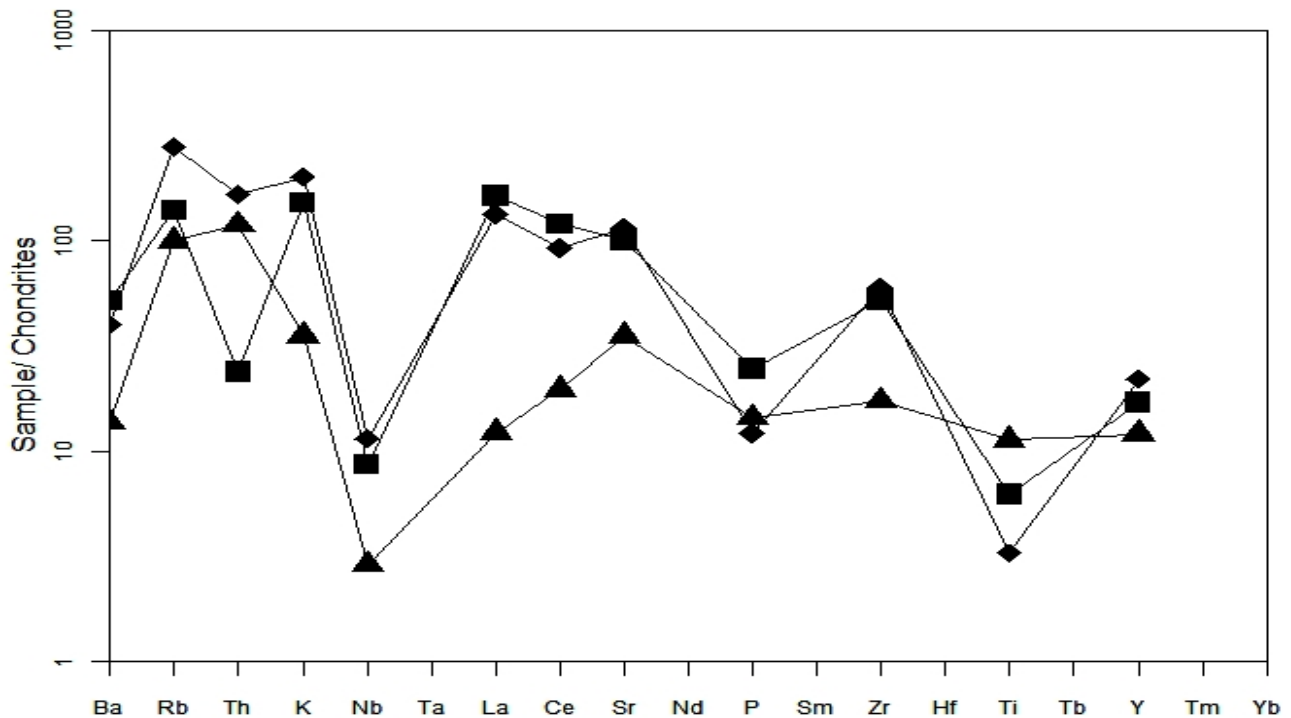
به منظور مشخص نمودن محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودارهای (Pearce et al. 1984) استفاده شده است. همان‌طور که در نمودار Nb در مقابل Y (تصویر ۵- الف) ملاحظه می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار دارند. به منظور مشخص نمودن محیط اصلی تشکیل واحدهای نفوذی قلائی لان از نمودار Y+Nb در مقابل Rb نیز استفاده شده (تصویر ۵- ب) که همه نمونه‌ها در محدوده VAG (گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی) تصویر شده‌اند. به علاوه از مجموعه شواهد زیر نیز می‌توان برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل این توده نفوذی استفاده کرد:

۱- مقادیر بالای نسبت Ba/Nb (بیشتر از ۲۸) (جدول ۱) شاخص سنگ‌های است که در مناطق مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند (Fitton et al. 1988). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از ۲۸ و به طور متوسط حدود ۶۹ می‌باشد.

۲- نسبت Nb/U و Ce/Pb در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر ۵/۳۳ و ۳/۴۷ (جدول ۱) است که به طور واضح کمتر از نسبت‌های همین عناصر در بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی (۴۷) و یا بازالت‌های جزایر اقیانوسی (۲۷) (Hofmann et al. 1986) است. این موضوع می‌تواند مؤید حضور مواد پوسته‌ای در ناحیه منبع باشد و



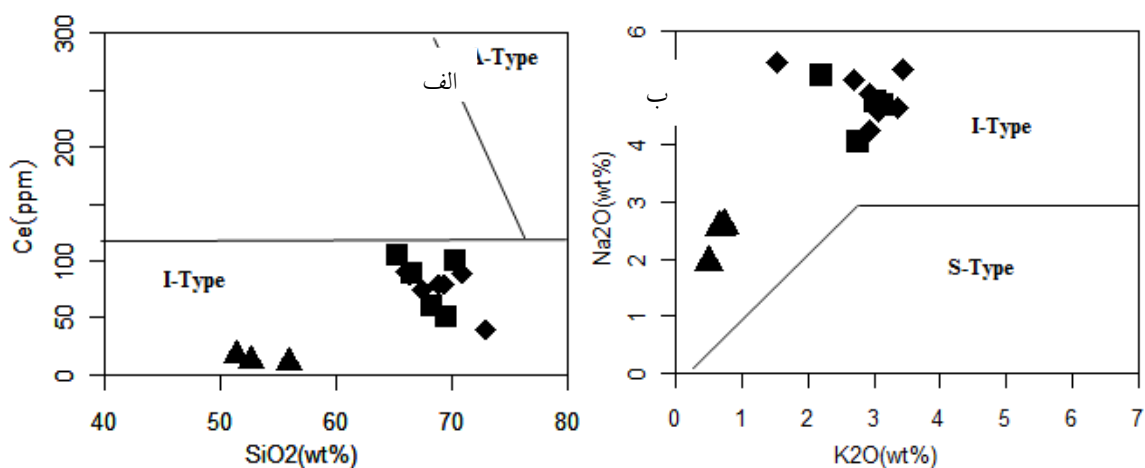
تصویر ۵- الف) نمودار تغییرات Nb در مقابل Y جهت تعیین محیط زمین ساختی تشکیل توده گرانیتوئیدی قلائی لان (Pearce et al. 1984). نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) تصویر شده‌اند. ب) نمودار تغییرات Rb در مقابل Y+Nb (Fitton et al. 1988). نمونه‌های مورد مطالعه تنها در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) تصویر شده‌اند. علامت‌ها مشابه تصویر ۳ می‌باشند.



تصویر ۶- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson 1996)، که حاکی از غنی‌شدگی عناصر LILE و تهی‌شدگی عناصر HFSE مانند Y, Ti و Nb می‌باشد. علائم مشابه تصویر ۳.

کوارتز، پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز و نبود مسکویت و کانی‌های دگرگونی نظیر گارنت، پلی‌مورف‌های آلومینوسیلیکات و کربنیت و فقدان کربنوم در نورم ۳- تنوع ترکیب شیمیایی نمونه‌ها از لحاظ میزان SiO_2 و داشتن ویژگی متاآلمین، همگی دلالت بر آن دارند که توده نفوذی مورد مطالعه از نوع I است.

در نمودارهای (Chappell & White 1992, Collins et al. 1982) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تیپ I قرار می‌گیرند (تصویر ۷- الف و ب). به طور کلی شواهد و ویژگی‌های مانند: ۱- وجود مجموعه سنگ‌شناختی متنوع شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت ۲- وجود کانی مافیک هورنبلند همراه با



تصویر ۷- الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Na_2O در برابر K_2O (Chappell & White 1992)، نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I تصویر شده‌اند ب) در نمودار Ce در برابر SiO_2 (Collins et al. 1982) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و A، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند، علائم مشابه تصویر ۳.

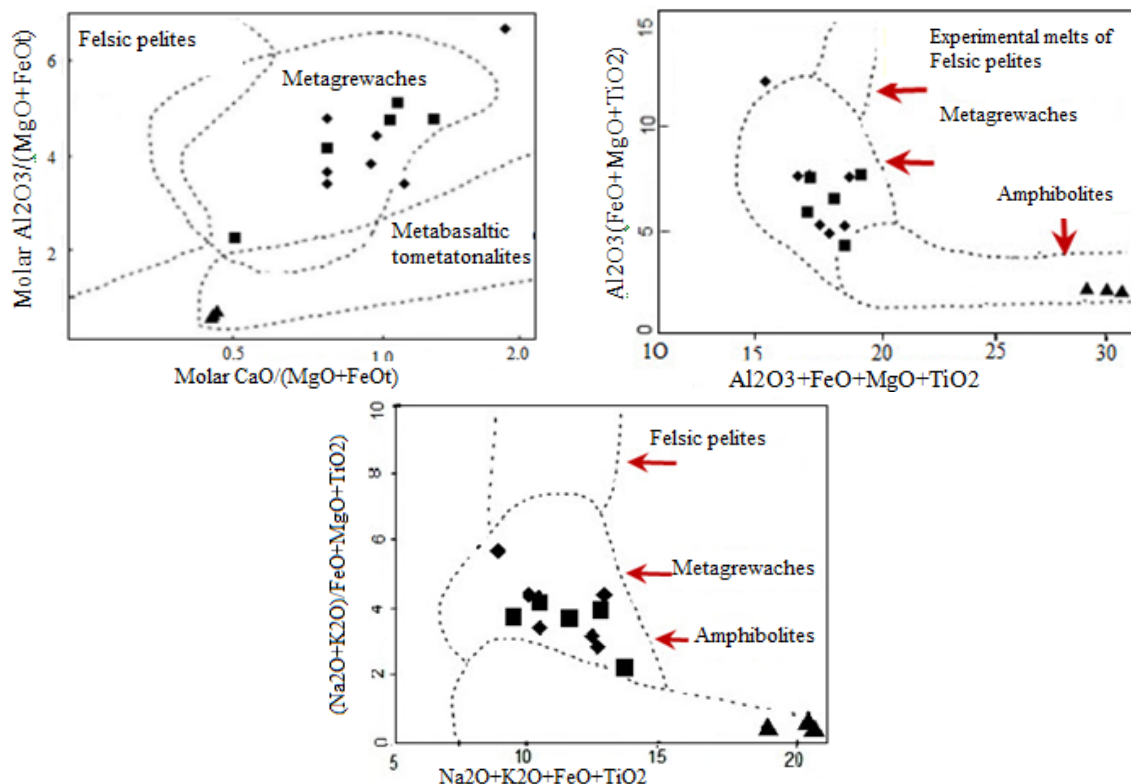
۷- منشأ ماگماهای وادماهای گرانیت و گرانیت‌پورفیری

برای منشأ ماگماهای فلسیک قوسی دو مدل پتروژنتیکی ارائه شده است. در الگوی اول، ماگمای فلسیک از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی یا فرایندهای AFC حاصل می‌شوند (Bacon & 1988) و در الگوی دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌زیرین را فراهم می‌کنند (Guffanti et al. 1996). با توجه به حجیم بودن واحدهای گرانیت و گرانیت‌پورفیری، عدم وجود ترکیب بازالتی در توده نفوذی قلا‌ی‌لان (همه نمونه‌ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از ۵۱ درصد هستند)، میزان پایین عناصر انتقالی Ni ، Cr ، Co و V و مقادیر نسبت عناصر Nb/La (Rogers et al. 1995) و Ti/Zr (Woodhead et al. 1993) که برای نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر 0.46 و 1.84 (جدول ۱) که در مقایسه با ماگمای مشتق شده از گوشته لیئوسفری (به ترتیب حدود ۴ و ۱۰۰) بسیار کمتر است، تشکیل ماگمای سازنده واحدهای گرانیت و گرانیت‌پورفیری مطابق مدل (AFC)، یعنی از طریق تفریق یک ماگمای مادر بازالتی مافییک مشتق از گوشته غیرممکن است و لذا باید منابع ماگمایی با منشأ

پوسته‌ای را انتظار داشته باشیم. از طرف دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای مذکور نظیر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار K ، Th ، La و Ce و آنومالی منفی Ti و Nb ، A/CNK کمتر از یک، A/NK بیش از یک با مذاب‌های حاصل از پوسته‌زیرین همخوانی بیشتری دارد (Chappell et al. 1998). با توجه به شواهد ذکر شده به نظر می‌رسد که واحدهای فلسیک مجموعه مورد مطالعه در اثر ذوب بخشی پروتولیت-های پوسته‌ای (متاگرایوک) به وجود آمده است (تصویر ۸)؛ 1994 (Wolf & Wyllie Thompson 1996). به اعتقاد (Thuy et al. 2004) در این شرایط استقرار ماگمای گوشته‌ای در زیر پوسته، می‌تواند گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم کند.

۸- منشأ ماگمای دیوریتی

دیوریت‌های توده نفوذی قلا‌ی‌لان دارای کانی هورنبلند، کانی‌های کدر، در نورم خود دارای دیوپسید و $\text{A/CNK} < 1$ و میزان بالای CaO ، Na_2O و Sr هستند. بنابراین نظر (Thompson 1996) این مجموعه شواهد بر وابستگی آن‌ها به تیپ ماگمایی I دلالت دارد.



تصویر ۸- محدوده‌های ترکیبی مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب بخشی پلیت‌های فلسیک، متاگرایوک‌ها و آمفیبولیت‌ها (Altherr et al. 2000, Ferre et al. 1999, Patino Douce & Beard 1996, Patino Douce 1999) و ترکیب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه شده، علامت‌ها مشابه تصویر ۳ می‌باشند.

گرانیت و مقادیر متوسطی از نسبت مولی $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ و $CaO/(MgO + FeO)$ نشان می‌دهند که منشأ ماگمای اولیه واحد فلیسک در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای (متاگری واکها) به وجود آمده و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده، محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی آن‌ها بوده است.

مراجع

ترکیان، ا.، ۱۳۸۷، "مطالعه ماگماتیسیم توده گرانودیوریتی در منطقه جنوب قروه"، پایان‌نامه دکتري، دانشگاه اصفهان، ۱۳۵ ص.
حسینی، م.، ۱۳۶۷، "شرح نقشه زمین‌شناسی چهار گوش قروه (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)", سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
گردیده، س.، سپاهی، گرو، ع. ا.، و آلیانی، ف.، ۱۳۸۹، "سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی مشیرآباد (جنوب قروه-کردستان)، فصلنامه بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۱۸ (۴): ۵۶۳-۵۸۰.
عمیدی، س. م.، ۱۳۴۵، "تحقیق سنگ‌شناسی آذرین جنوب شهرستان قروه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۶۰ ص.
نوری‌هندی، ل.، ۱۳۹۰، "بررسی شواهد نیروهای تکتونیکی در پلوتون گرانیتی قلائی لان"، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان.

Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. & Kreuzer H., 2000, "High-potassium, calcalkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)", *Lithos*, Vol. 50 (1-3): 51-73.

Bacon, C. R. & Druitt, T. H., 1988, "Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 98 (2): 224-256.

Castillo, P., Rigby, S. J. & Solidum, R. U., 2007, "Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines", *Lithos*, Vol. 97 (3-4): 271-288.

Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992, "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, Vol. 83 (1-2): 1-26.

Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D., White, A. J. R. & Williams, I. S., 1998, "High and low Temperature I-type granites", *Resource Geology*, Vol. 48 (4): 225-236.

Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001, "Two contrasting granite types: 25years later", *Austramin Journal of Earth Sciences*, Vol. 48: 489-499.

Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W., 1982, "Nature and origion of a type granites with particular to south-estern Australia", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 80 (2): 189-200.

از نظر جایگاه تکتونیکی این دیوریت‌ها متعلق به قوس آتشفشانی مناطق فرورانش هستند. به اعتقاد (Altherr et al. 2000) برای تشکیل این دیوریت‌ها سه منشأ قابل ذکر است:

۱- ذوب بخشی بدون آب پوسته اقیانوسی فرورانده شده ۲- ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه بالای صفحه فرورانش ۳- ذوب بخشی سنگ‌های پوسته پایینی بر اثر نفوذ ماگماهای بسیار گرم گوشته‌ای.
با توجه به محتوای کم SiO_2 (جدول ۱) در این واحد (Ferre et al. 1998) معتقد هستند که چنین سنگ‌هایی از طریق ذوب بخشی گوه گوشته لیتوسفری غنی شده در بالای یک زون فرورانش ناشی از آزدایی پوسته اقیانوسی دگرسان شده فرورونده تشکیل گردیده‌اند.
فراوانی بسیار کم عناصر Th, La, Ba, Nb در مقایسه با فراوانی این عناصر در گوشته غنی شده، پایین بودن نسبت‌های $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ و $(Al_2O_3/FeO+MgO+TiO_2)$ و TiO_2 و تمرکز پایین نسبت Rb/Sr (جدول ۱) در این واحد سنگی که کمتر از ۰/۶ است، بر ذوب بخشی منابع پوسته‌زیرین به واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت اشاره دارد. بنابراین، احتمالاً منشأ دیوریت‌ها پوسته مافیکی زیرین است (تصویر ۸).

۹- نتیجه‌گیری

براساس جمع‌بندی اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ کل نمونه‌های توده نفوذی قلائی لان نتایج زیر قابل ذکر است:

- ۱- سنگ‌های این توده نفوذی از نظر ژئوشیمی از نوع I، ساب آلکالن و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متاآلومین هستند.
- ۲- تصویر عناصر اصلی در نمودارهای هارکر نشان می‌دهد که بین واحدهای گرانیت و گرانیت‌پورفیری ارتباط ژنتیکی برقرار است، در حالی که واحد دیوریت به نظر می‌رسد که از منشأ متفاوتی با آنچه که در تشکیل واحدهای گرانیت و گرانیت‌پورفیری مؤثر بوده تشکیل شده است.
- ۳- نمودارهای تفکیک‌کننده محیط تکتونیکی، پایین بودن نسبت Nb/Y و Nb و Ba/Nb مقادیر بالای نسبت Ba/Nb بیانگر محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است.
- ۴- دیوریت‌ها به سبب نبود ترکیبات بسیار مافیکی چه به صورت کومولا و چه به صورت زینولیت و فراوانی بسیار کم عناصر Ba, Nb, La و Th نسبت به گوشته غنی شده مشخص می‌شوند. مقادیر کم این عناصر و تمرکز پایین نسبت Rb/Sr بر ذوب بخشی منابع پوسته زیرین به واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت اشاره دارد.
- ۵- شاخص‌های ژئوشیمیایی و حجم زیاد سنگ‌های گرانودیوریت و

- Rudnick, R. L. & Gao, S., 2003**, "Composition of the continental crust", In: *Holland, H. D. & Turekian, K. K., (Eds.), "Treatise on Geochemistry", Elsevier/Pergamon, Oxford, Vol. 3: 1-64.*
- Shand, S. J., 1974**, "The Eruptive Rocks", *D. Van Nostrand Company, New York, 360 pp.*
- Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris G. & Schwarz, M., 2008**, "Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton", *Precambrian Research, Vol. 166: 283-296.*
- Thompson, A. B., 1996**, "Fertility of crustal rocks during anatexis", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, Vol. 87 (1-2): 1-10.*
- Thuy, N. T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. & Long, T. V., 2004**, "Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam", *Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 23: 467-482.*
- Wolf, M. B. & Wyllie J. P., 1994**, "Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time", *Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 115 (4): 369-383.*
- Woodhead, J. D. & Johnson, R. W., 1993**, "Isotop and trace element profile across the New Britain island arc Papua new guines", *Contrib. Mineralogy Petrology, Vol. 113: 479-491.*
- Yang, J. H., Chung, S. L., Wilde, S. A., Wu, F., Chu, M. F., Lo, C. H. & Fan, H. R., 2005**, "Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological., geochemical and Nd-Sr isotopic evidence", *Chemical Geology, Vol. 214 (1-2): 99-125.*
- Ferre, E. C., Caby, C., Peucat, J. J., Capdevila, R. & Monie P., 1998**, "Pan-African, post collisional, ferro-potassic granite and quartz monzonite plutons of Eastern Nigeria", *Lithos, Vol. 45 (1-4): 255-279.*
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. & Leeman, W. P., 1988**, "The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States", *Journal of Petrology Special Lithosphere Issue, Vol. 1: 331-349.*
- Frost, B. R., Barnes, G. G., Collins W. J., Arculus, R. J., Ellis D. J. & Frost C. D., 2001**, "A geological classification for granitic rocks", *Journal of Petrology, Vol. 42 (11): 2033-2048.*
- 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, Vol. 101 (B2): 3001-3013.*
- Harker, A., 1909**, "The natural history of igneous rocks", *Methneu London, 344 pp.*
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. & White, M., 1986**, "Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution", *Earth and Planetary Science Letters, Vol. 79 (1-2): 33-45.*
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971**, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science, Vol. 8 (5): 523-548.*
- Kuster, D. & Harms, U., 1998**, "Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review", *Lithos, Vol. 45 (1-4): 177-195.*
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. & Mohajel, M., 2011**, "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 41(4): 238-249.*
- Maniar, P. D. & Piccolo, P. M., 1989**, "Tectonic discrimination of granitoids", *The Geological Society of America Bulletin, Vol. 101 (5): 635-643.*
- Patino Douce, A. E. & Beard, J. S., 1996**, "Effects of P, fO₂ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes", *Journal of Petrology, Vol. 37 (5): 999-1024.*
- Patino Douce, A.E., 1999**, "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas?", In: *Castro, A., Fernandez, C. & Vigneresse, J. L. (Eds.), "Understanding granites: intergrating new and classical techniques", Geological Society of London, Special Publication, Vol. 168: 55-75.*
- 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, Vol. 25 (4): 956-983.*
- Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J. & Ormerod D. S., 1995**, "Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada", *Journal of Geophysic, Vol. 100 (B6): 10287-10301.*