

# پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه قلعه گبری (جنوب غرب جیرفت - استان کرمان)

شهرام خلیلی میرهن<sup>۱\*</sup> و سجاد خسروی مشیزی<sup>۲</sup>

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران  
 کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۹/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۳/۲۹

## چکیده

توده گرانیتوئیدی قلعه گبری در استان کرمان، جنوب غرب جیرفت و در پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد. این توده نفوذی با سن ژوراسیک بالایی به داخل سنگ‌های رسوبی ژوراسیک زیرین تزریق شده است. بر اساس مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی ترکیب سنگ‌شناسی منطقه شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، گرانیت غنی از کوارتز و دیوریت- گابرو است. نمودارهای ژئوشیمیایی بررسی تغییرات اکسیدی و عناصر سازگار و ناسازگار نشان‌دهنده تفریق ماگمایی گسترده در طی تبلور است. سنگ‌های مورد مطالعه از لحاظ تقسیم‌بندی‌های ژنتیکی از نوع I و سری مگنتیتی هستند و با توجه به نمودارهای مختلف تمایز محیط تک‌تونیکی، در محیط قوس‌های آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، دارای سرشت متآلومین تا پراآلومین و از دید سری ماگمایی از نوع کالک‌آلکانل پتاسیم پایین است. در بررسی نمودارهای REE، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و غنی‌شدگی از LILE، تهی‌شدگی از عناصر Ti و Nb می‌تواند به دلیل آلیاژ و وابستگی آنها به مناطق فرورانش باشد. بر پایه موقعیت قرارگیری منطقه در نوار ماگمایی ارومیه- دختر به نظر می‌رسد که توده نفوذی مورد مطالعه حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی باشد.

**کلیدواژه‌ها:** قلعه گبری، پتروگرافی، ژئوشیمی، پتروژنز، فرورانش قاره‌ای، جیرفت، استان کرمان.

\*نویسنده مسئول: شهرام خلیلی میرهن

E-mail: Khalilishahram@Pnu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

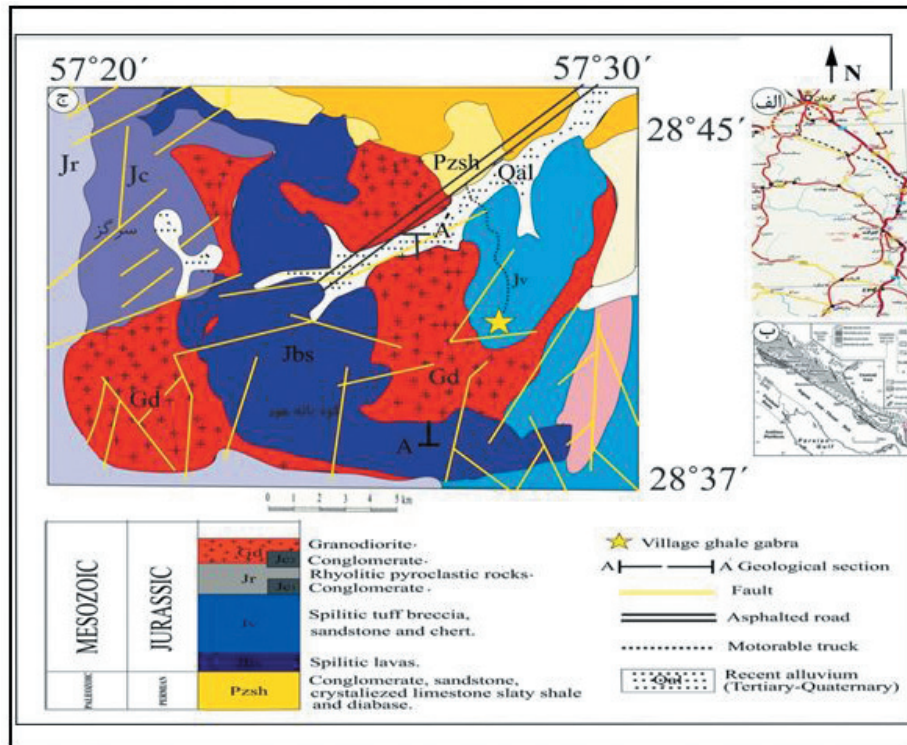
مجموعه پلوتونیک قلعه گبری در جنوب غرب شهرستان جیرفت، ۲۵۰ کیلومتری جنوب کرمان، مابین طول جغرافیایی ۲۲° ۴۲' ۲۸" شرقی و عرض جغرافیایی ۵۷° ۲۷' ۵۷" شمالی واقع شده است (شکل ۱- الف). این مجموعه در جنوب شرق پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱- ب). پهنه سنندج- سیرجان یک کمربند باریک درون کراتونی در طی پالئوزویک و یک حاشیه فعال قاره‌ای در طی مزوزویک است (Berberian and King, 1981). در تریاس بالایی- ژوراسیک در طی بسته شدن اقیانوس پالتوتتیس در شمال ایران، صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی فرورانش پیدا می‌کند (Hopper et al., 1994; Berberian and King, 1981). این فرورانش که تا زمان بسته شدن آن و برخورد صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی در نئوژن (Agard et al., 2005; Berberian and Berberian, 1981) ادامه پیدا می‌کند، افزون بر اعمال فازهای دگرشکلی و دگرگونی بر واحدهای سنگی این زون، سبب ایجاد توده‌های نفوذی کالک‌آلکانل در طی مزوزویک شده است که در مناطق مختلفی در سنندج- سیرجان دیده می‌شود (Berberian and King, 1981; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Sheikholeslami et al., 2008; Omrani et al., 2008). سنگ‌های گرانیتوئیدی این پهنه عموماً در محدوده زمانی تریاس بالایی (Arvin et al., 2007) تا ائوسن زیرین (Mazhari et al., 2009) تشکیل شده‌اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب جیرفت در جنوب شرق این پهنه ماگمایی- دگرگونی قرار دارد. در خصوص توده گرانیتوئیدی قلعه گبری تا کنون بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی انجام نشده است. در این پژوهش تلاش شده است تا با بهره‌گیری از یافته‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، خاستگاه و پهنه زمین‌ساختی آن مورد بررسی قرار گیرد.

## ۲- روش انجام پژوهش

در این پژوهش، طی انجام عملیات صحرایی از واحدهای مختلف رخنمون یافته، نمونه‌برداری صورت گرفت. ۲۵ مقطع نازک از مجموع بیش از ۵۰ نمونه سنگی برداشت شده تهیه و توسط میکروسکوپ پلازما به منظور مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، بافتی و تعیین ارتباطات کانی‌ها مورد استفاده قرار گرفت. سپس از میان انواع مختلف سنگی ۱۲ نمونه سالم و کمتر دگرسان شده به منظور تجزیه عناصر اصلی به روش XRF و نیز تجزیه عناصر کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه Actlabs کانادا مورد تجزیه قرار گرفت. در ادامه به کمک نرم‌افزارهای Iqpet و Coreldrow داده‌های حاصل، پردازش و نمودارهای ژئوشیمیایی مورد نظر استخراج شد که در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرند.

## ۲- زمین‌شناسی

از ویژگی‌های شاخص پهنه سنندج- سیرجان وجود حجم عظیمی از سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی با سن پالئوزویک و به ویژه مزوزویک است (آقاباتی، ۱۳۸۳). سبزه‌ای (۱۳۷۴) بر اساس فسیل‌های موجود، سن مجموعه‌های دگرگونی پالئوزویک



شکل ۱- الف) موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه و راه‌های دسترسی؛ ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه در زون سندج-سیرجان؛ ج) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از آفاقی و افشاریان‌زاده، ۱۳۷۱ با تغییرات).



شکل ۲- الف) نمایی از غرب توده گرانودیوریتی منطقه قلعه‌گیری. گرانودیوریت‌های این منطقه، با رنگ روشن قابل مشاهده هستند (دید به سمت شمال شرق)؛ ب) دایک‌های موجود در منطقه (دید به سمت غرب)؛ ج) گسل‌های موجود در منطقه با روند شمال شرقی-جنوب غربی (دید به سمت شمال شرق)؛ د) آینه گسل در توده گرانودیوریتی قلعه‌گیری.

#### ۴- پتروگرافی و شواهد صحرایی ۴-۱. گرانودیوریت

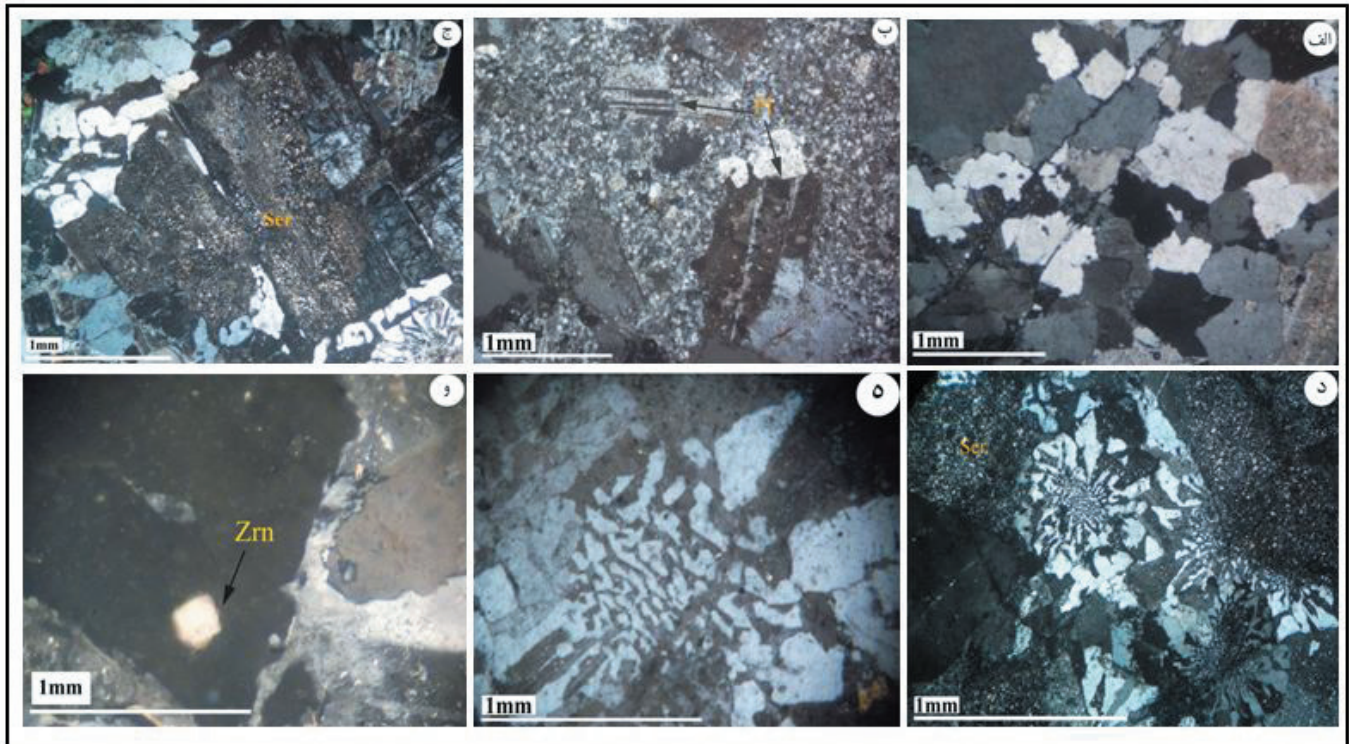
۲۰ تا ۲۹) تشخیص داده شده است. این کانی دارای ماکل پلی سنتتیک و ادخال‌هایی از کانی‌های آپاتیت و اپیک است و اغلب به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار و تجزیه شده به سرسیت دیده می‌شود (شکل ۳-ج). کوآرتز غالباً فضای خالی بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده است؛ مرز کانی‌ها در هم قفل و دارای حاشیه‌ای مضرس و دندانه‌دار شده‌اند و بافت کنسرتال را به وجود آورده‌اند. رشد این کانی در فلدسپارها باعث به وجود آمدن بافت‌های گرافیکی و میرمکتی شده است (شکل‌های ۳-د و ۵). ارتوز بی‌شکل، تجزیه شده و دچار کانولیناسیون شده است. کانی‌های بیوتیت تجزیه شده و به کلریت

عمده‌ترین واحد سنگی در توده گرانیتوئیدی قلعه‌گیری گرانودیوریت‌ها هستند که در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری متمایل به تیره دیده می‌شوند. علاوه بر بافت گرانولار، بافت پورفیری نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۳-الف و ب). بر اساس ترکیب کانی‌شناسی مودال، پلاژیوکلاز ۴۵ تا ۵۰، کوآرتز ۳۰ تا ۳۵، ارتوز ۱۵ تا ۲۰، آمفیبول ۵ تا ۱۰، بیوتیت ۲ و کلریت ۵ درصد از کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز از نوع آندزین تا لابرادوریت (با زاویه خاموشی



دگرسانی به بیوتیت را نشان می‌دهد. از کانی‌های دیگر در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت، اپیدوت، اسفن و زیرکن اشاره کرد (شکل ۳-و).

تبدیل شده‌اند. آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در گرانودیوریت هاست. این کانی به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه متوسط یافت می‌شود و



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانودیوریت محدوده ماهور: الف) بافت گرانولار؛ ب) بافت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز؛ ج) سریسیتی شدن در کانی پلاژیوکلاز؛ د) بافت گرافیکی؛ ه) بافت میرمکتی؛ و) وجود کانی زیرکن به صورت ادخال در پلاژیوکلاز. تمامی تصاویر در نور XPL هستند. علائم اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (1983) اقتباس شده است.

#### ۲-۴. مونوزوگرانیت

در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره و در قسمت شمال منطقه قابل مشاهده هستند. بافت غالب در این سنگ‌ها گرانولار و درصد مودال کانی‌های آن شامل پلاژیوکلاز ۳۰ تا ۳۵، کوارتز ۳۰ تا ۳۵، ارتوز ۲۰ تا ۲۵، آمفیبول ۲ و بیوتیت ۳ درصد است. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها از نوع الیگوکلاز تا آندزین تشخیص داده شده است. منطقه‌بندی شدیدی در این کانی مشاهده می‌شود (شکل ۴-الف). ارتوز به دو صورت تجزیه شده به سریسیت و میکروکلین با بافت مشبک قابل مشاهده است. آمفیبول به صورت هورنبلند در سنگ حضور دارد (شکل ۴-ب)، این کانی به مجموعه‌ای از کانی‌های بیوتیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده است.

#### ۳-۴. سینوگرانیت

در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود. بافت غالب در این سنگ‌ها گرانولار و درصد مودال کانی‌های آن شامل: پلاژیوکلاز ۲۰ تا ۲۵، کوارتز ۲۵ تا ۳۰، ارتوز ۴۵ تا ۵۰، آمفیبول ۵ و بیوتیت ۲ درصد است. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها عمدتاً از الیگوکلاز (با زاویه خاموشی ۳ تا ۹) است و اغلب به صورت خودشکل تا نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک دیده می‌شود. اندازه این کانی ۱ تا ۴ میلی‌متر است. برخی از این کانی‌ها دگرسان شده‌اند. به گونه‌ای که در بعضی از آنها آثار پلاژیوکلاز قابل مشاهده نیست. کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه متوسط ۱ تا ۵ میلی‌متر دیده می‌شود. ارتوز به صورت میکروکلین با بافت مشبک و تجزیه شده به سریسیت قابل مشاهده است (شکل ۴-ج). کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در حاشیه به کانی اپیک تبدیل شده‌اند.

#### ۴-۴. گرانیت غنی از کوارتز

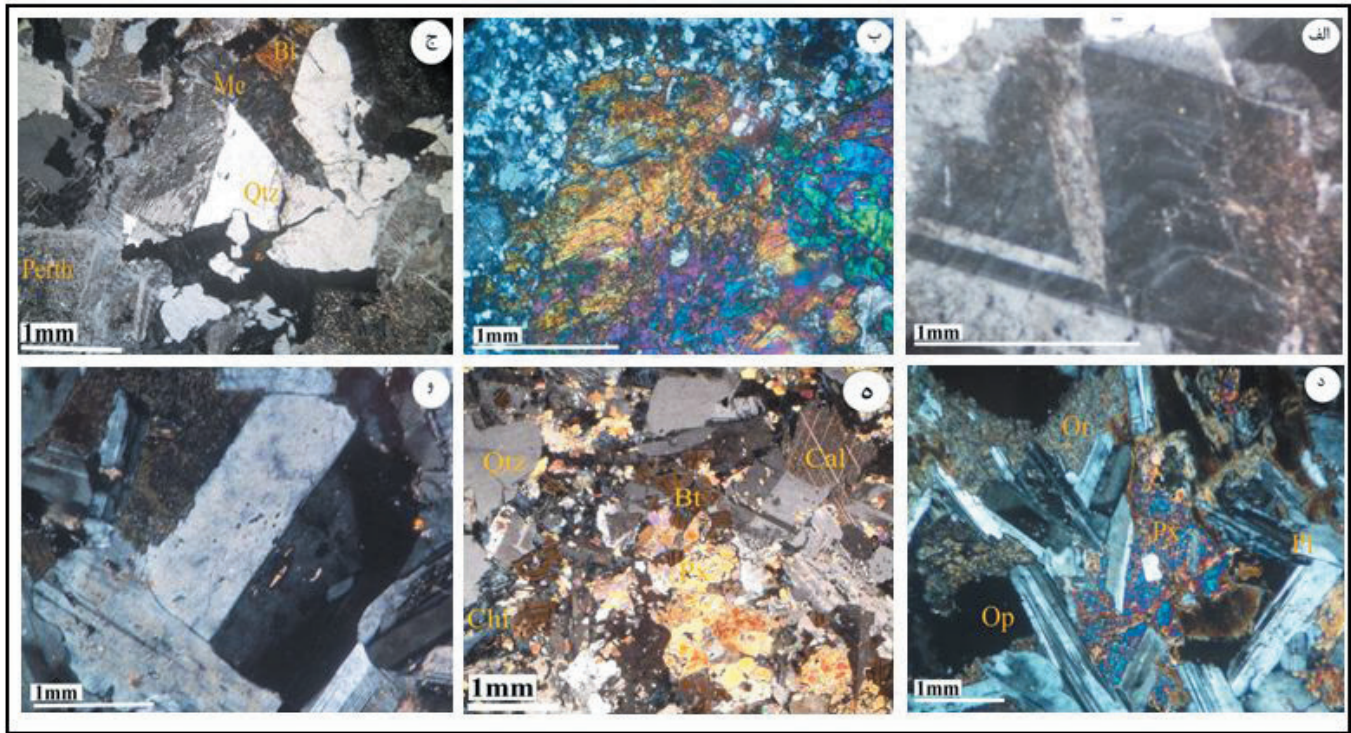
در نمونه دستی به رنگ سفید و روشن دیده می‌شوند و بافت غالب در این سنگ‌ها گرانولار است. در صد مودال کانی‌های آن شامل پلاژیوکلاز ۱۵ تا ۲۰، کوارتز ۶۰ تا ۷۰ و ارتوز ۱۰ تا ۱۵ درصد است و کانی‌های فرعی مسکوویت، کلسیت و بیوتیت به صورت جزئی در این سنگ قابل مشاهده هستند. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها از نوع آلپیت و الیگوکلاز (با زاویه خاموشی ۱۰ تا ۱۴) است. این کانی به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و در اندازه دانه متوسط دیده می‌شود. بعضی از آنها به صورت سالم و دارای ماکل پلی‌سنتتیک و بعضی از آنها به شدت تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار در این سنگ قابل مشاهده است. اندازه این کانی ۱ تا ۶ میلی‌متر بوده و از رشد آن در فلدسپارها بافت‌های میرمکتی و گرافیکی به وجود آمده است. بیوتیت به صورت ریزدانه و پراکنده در سنگ قابل مشاهده است.

#### ۵-۴. دیوریت-کابرو

این سنگ در نمونه دستی خاکستری تیره دیده می‌شود. بافت غالب در این سنگ‌ها گرانولار و اینترگرانولار و درصد مودال کانی‌های آن شامل پلاژیوکلاز ۵۰ تا ۵۵، پیروکسن ۲۰ تا ۲۵، ارتوز ۱۰ و آمفیبول ۱۰ تا ۱۵ درصد است (شکل‌های ۴-د و ه). پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها الیگوکلاز تا آندزین است. این کانی به صورت کشیده، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل همراه با ماکل‌های آلپیت-کارلسباد و پلی‌سنتتیک دیده می‌شود (شکل ۴-و). کوارتز به صورت بی‌شکل در اندازه ۱ تا ۴ میلی‌متر در این

به صورت سه بر پر کرده و بافت اینترگرانولار را به وجود آورده است. آمفیبول دارای ماکل پلی سنتتیک است و به صورت هورنبلند در این سنگ‌ها حضور دارد.

سنگ‌ها قابل مشاهده است. ارتوز به صورت بی‌شکل و دانه متوسط بوده و در اثر دگرسانی به سرسیت تبدیل شده است. پیروکسن فضای بین پلاژیوکلازها را



شکل ۴- الف) وجود منطقه بندی در کانی پلاژیوکلاز در سنگ مونزو گرانیته؛ ب) آمفیبول به صورت هورنبلند در سنگ‌های مونزو گرانیته؛ ج) کانی‌های بیوتیت، کوارتز، بافت پرتیت بافت مشبک در کانی میکروکلین در سنگ سینو گرانیته؛ د) بافت اینترگرانولار در سنگ‌های دیوریت- گابرو؛ ه) وجود کانی‌های پیروکسن، بیوتیت، کلسیت و کوارتز در سنگ‌های دیوریت- گابرو؛ و) بافت آلیت- کارلسباد در پلاژیوکلاز سنگ‌های دیوریت- گابرو. تمامی تصاویر در نور XPL هستند. علائم اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (1983) اقتباس شده است.

#### ۴-۶. دایک‌های دیابازی

این دایک‌ها با روند شمالی- جنوبی و شرقی- غربی توده نفوذی مورد مطالعه قطع کرده‌اند. در نمونه دستی به رنگ سبزه تیره دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی این دایک‌ها هستند. بلورهای پلاژیوکلاز بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار، دارای ماکل پلی سنتتیک، با اندازه دانه‌های ۱ تا ۶ میلی‌متر و درصد مودال حدود ۶۰ تا ۶۵ درصد و پیروکسن‌ها بی‌شکل، دارای خاموشی مایل، با اندازه دانه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر و درصد مودال ۳۰ تا ۴۰ درصد هستند.

#### ۵- ژئوشیمی

با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی در جدول ۱، اهم نتایج حاصل از مطالعات تجزیه شیمیایی نمونه‌های قلعه‌گیری به شرح زیر است:

#### ۵-۱. رده بندی

با توجه به نمودار TAS (شکل ۵- الف)، سنگ‌های منطقه در محدوده گرانیته، گرانودیوریت و دیوریت- گابرو قرار می‌گیرند. بر اساس طبقه بندی بر پایه اندیس آلومینیم (ASI)، نمونه‌ها در محدوده متاآلومین تا پرآلومین (شکل ۵- ب) و در نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$  (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌ها در محدوده ساب آلكالین قرار دارند (شکل ۵- ج). در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌ها در محدوده کالک آلكالین (شکل ۵- د) و در نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} / \text{SiO}_2$

(Frost et al., 2001) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کلسیک آلكالی قرار می‌گیرند (شکل ۵- ه). در نمودار  $\text{FeO}_{\text{Total}} / \text{SiO}_2$  (Frost et al., 2001) نمونه‌ها در محدوده منیزیم دار واقع شده‌اند (شکل ۵- و).

#### ۵-۲. ژئوشیمی عناصر اصلی

از مجموع نمودارهای Harker (1909) نتیجه‌گیری می‌شود که با پیشرفت فرایند ماگمایی و افزایش  $\text{SiO}_2$ ، مقدار اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{TiO}_2$  کاهش و در مقابل اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  افزایش می‌یابد (شکل ۶). همچنین از این نمودارها استنباط می‌شود که با افزایش روند تفریق از میزان کانی‌های فرومنیزین و آپاتیت کاسته می‌شود، پلاژیوکلازها از قطب‌های مافیک‌تر به سمت قطب‌های اسیدی‌تر تغییر می‌یابند و بر میزان فلدسپار پتاسیک و سدیک این سنگ‌ها افزوده می‌شود. کاهش اکسیدهای  $\text{MgO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  به علت جایگیری آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگماست (شکل ۶). کاهش اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  به دلیل تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت کمتر به سمت آلیت بیشتر در مراحل نهایی تبلور و تشکیل و تبلور تفریقی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور ماگماست (شکل ۶). همچنین روند کاهش  $\text{CaO}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  می‌تواند به علت مصرف آن در ساختار پلاژیوکلازهای کلسیک، کلینوپیروکسن‌ها و همچنین اسفن در مراحل اولیه تفریق ماگما باشد. روند نزولی  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل افزایش  $\text{SiO}_2$  نشان می‌دهد که این اکسید توسط یک کانی



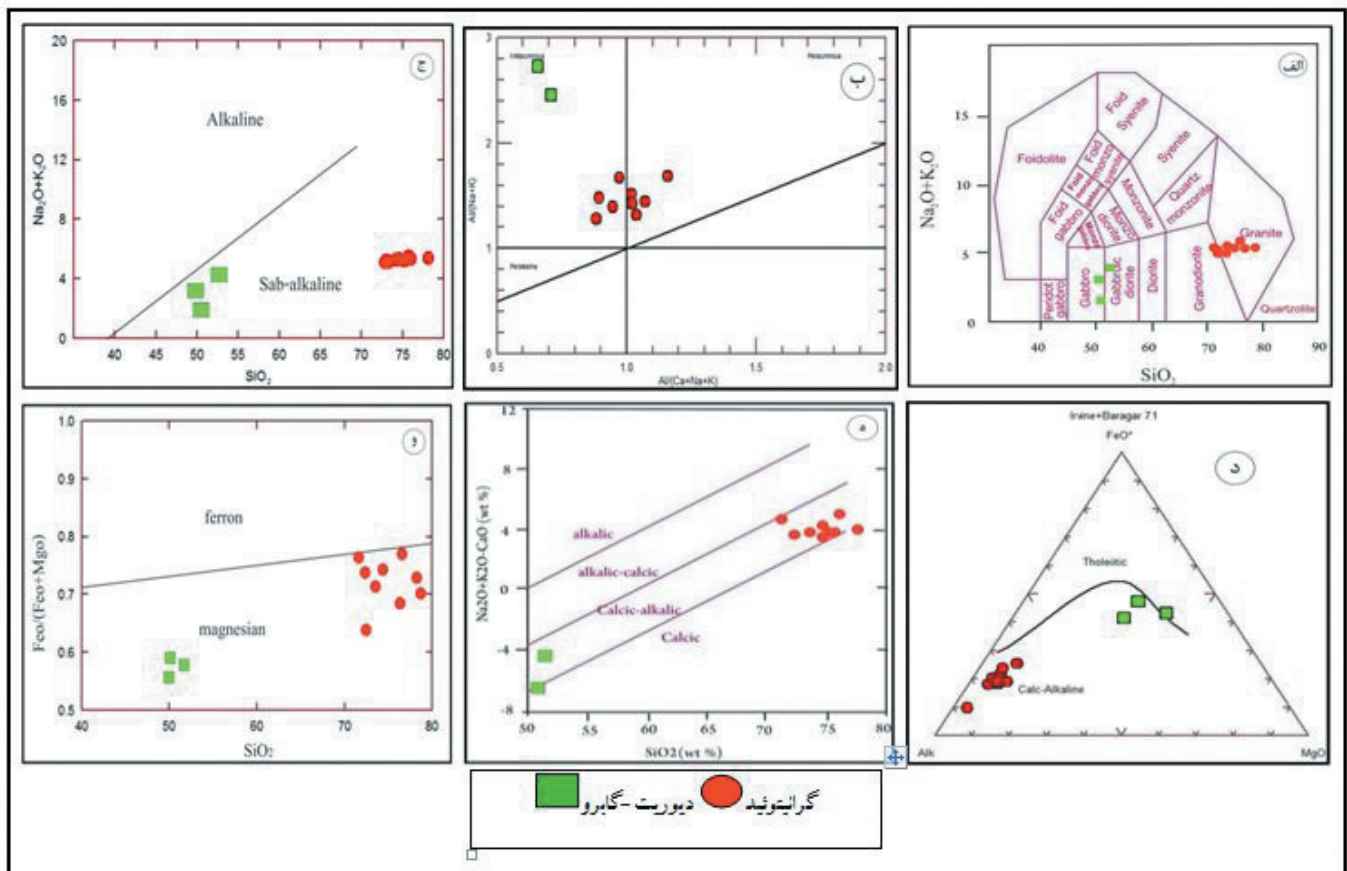
اکسید در همان اثنای تفریق می‌تواند وارد کانی‌های آهن‌دار از جمله بیوتیت شود. شعاع اتمی تیتانیوم  $Ti^{+4}$  ( $r=0.67$ ) به شعاع اتمی آهن ( $r=0.65$ ) بسیار نزدیک است و می‌تواند جانشین آهن شود. همچنین می‌تواند جانشین Al (با کنوردیناسیون 6) شود و در کانی‌هایی نظیر بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن ظاهر شود. بین P و Ca قرابت شیمیایی نزدیکی وجود دارد و باعث می‌شود که این دو عنصر همزمان در ساختار کانی‌ها شرکت کنند و آپاتیت بسازند.

مصرف و کنترل می‌شود و آن آپاتیت است. به گفته مر (۱۳۷۳) اکسید منگنز در طی تفریق و تبلور ماگما از روند FeO تبعیت می‌کند، زیرا این اکسید در طی تفریق ماگمایی کانی مستقلاً را تشکیل نمی‌دهد. به دلیل خواص ژئوشیمیایی و بار یونی یکسان با FeO و اختلاف شعاع یونی کم با این کاتیون، منگنز در ساختار کانی‌های دارای آهن دو ظرفیتی وارد می‌شود و با شدت کمتر نسبت به FeO دارای سیر نزولی در حین تفریق است. روند تغییرات  $TiO_2$  نسبت به  $SiO_2$  منفی است، چرا که این

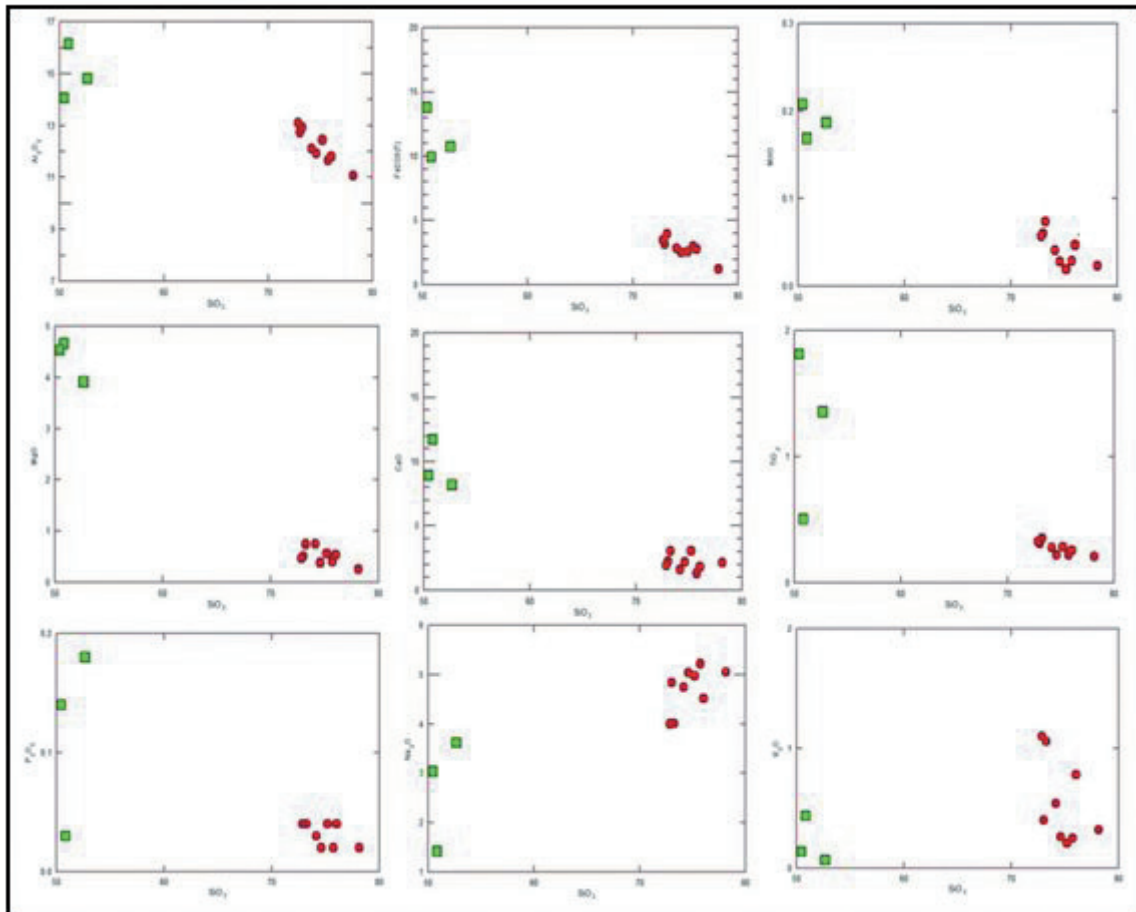
جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

Symbole	G-1	G-5	G-6	G-7	G-8	G-10	G-11	G-15	G-17	G-21	G-29	G-31
Type	GD	GD	GD	GD	GD	MD	MD	MD	GD	GD	GD	GD
Wt. %												
SiO <sub>2</sub>	73.03	73.25	74.61	75.2	75.73	52.68	50.86	50.45	76.04	78.13	74.17	72.88
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.35	0.22	0.28	0.22	1.35	0.5	1.81	0.25	0.2	0.27	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.74	12.92	11.93	12.44	11.65	14.81	16.14	14.07	11.8	11.07	12.1	13.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.18	3.97	2.5	2.57	3.01	10.75	9.94	13.82	2.77	1.22	2.84	3.48
MnO	0.06	0.07	0.02	0.01	0.02	0.18	0.16	0.2	0.04	0.02	0.04	0.05
MgO	0.51	0.74	0.38	0.56	0.4	3.91	4.66	4.53	0.53	0.25	0.75	0.47
CaO	2.26	3.05	2.21	3.03	1.3	8.18	11.73	8.92	1.8	2.13	1.6	1.94
Na <sub>2</sub> O	4.84	4.01	5.04	4.97	5.22	3.62	1.42	3.04	4.52	5.05	4.74	4
K <sub>2</sub> O	0.4	1.06	0.26	0.21	0.25	0.07	0.44	0.14	0.78	0.32	0.54	1.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02	0.18	0.03	0.14	0.04	0.02	0.03	0.04
L.O.I	1.64	1.22	1.67	1.42	1.27	3.49	3.54	3.01	1.43	1.68	1.42	1.41
Total	98.83	100.7	98.87	100.8	99.1	99.22	99.43	100.2	100	100.1	98.51	98.8
ppm												
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ba	226	365	118	82	136	101	155	65	210	130	156	440
Be	1	1	1	1>	1	1>	1>	1>	1	1>	1	1
Bi	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>
Ce	34.4	31.2	32.8	23	34.1	19.7	4.8	12.1	33.9	25.5	25.9	25.7
Co	4	6	2	2	3	28	31	38	3	1	4	4
Cr	20>	20>	20>	20>	20>	30	40	20>	20>	20>	20>	20>
Cs	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>
Cu	10>	20	10>	10>	10	40	110	60	10>	10>	10>	10
Dy	7.1	4.9	6.9	5.1	6.6	6.4	1.9	5.8	5.5	4.8	5.5	3.8
Er	4.5	3.4	4.5	3.4	4.5	3.9	1.2	3.4	3.7	3.2	3.7	2.4
Eu	1.02	0.81	0.8	0.95	0.85	1.55	0.41	1.41	0.77	0.58	0.83	0.85
Ga	14	14	12	12	13	19	15	19	13	9	13	13
Gd	5.9	4.2	5.7	4	5.4	5.6	1.4	4.8	4.5	3.9	4.5	3.1
Ge	2	2	1	1	1	2	2	2	1	1	1	1
Hf	3.7	3.1	3.4	3	3.6	3.1	0.6	2.3	3.1	3.1	3.4	2.3
Ho	1.5	1.1	1.5	1.1	1.4	1.3	0.4	1.2	1.2	1	1.2	0.8
In	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>
La	16.1	15.2	14.9	9	16	7.4	2.2	4.2	16.3	12.4	12.7	13.5
Lu	0.78	0.59	0.8	0.59	0.8	0.6	0.19	0.52	0.66	0.54	0.66	0.46
Mo	2>	2>	2>	2>	2>	2>	2>	2>	2>	2>	2>	2>
Nb	6	6	5	5	6	4	1>	2	6	5	6	7
Nd	18	14.8	16.5	12.5	17.4	14	3.1	10.2	16.1	12.7	13.3	11.2
Ni	20>	20>	20>	20>	20>	20	30	20>	20>	20>	20>	20>

Symbole	G-1	G-5	G-6	G-7	G-8	G-10	G-11	G-15	G-17	G-21	G-29	G-31
Type	GD	GD	GD	GD	GD	MD	MD	MD	GD	GD	GD	GD
Pb	6	11	5>	5>	7	5>	5>	10	5>	5>	5>	11
Pr	4.3	3.64	3.99	3.02	4.21	2.91	0.68	1.91	3.91	3.11	3.21	2.88
Rb	6	28	4	3	4	2>	8	2	15	6	8	24
Sb	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>
Sc	10	11	9	9	9	30	42	39	8	7	9	9
Sm	4.8	3.6	4.5	3.5	4.7	4.3	1	3.5	4.1	3.5	3.6	2.8
Sn	1	1	1	2	2	1>	1>	1>	1	1	2	2
Sr	96	111	131	117	91	179	175	203	109	102	113	112
Ta	0.5	0.6	0.5	0.4	0.5	0.3	0.1>	0.1	0.5	0.5	0.5	0.5
Tb	1.1	0.8	1	0.8	1	1	0.3	0.9	0.8	0.7	0.8	0.6
Th	3.3	3.4	3.2	2.3	3.3	0.6	0.9	0.4	3.4	3.4	2.9	1.6
Ti	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>	0.1>
Tm	0.69	0.53	0.71	0.53	0.71	0.58	0.19	0.5	0.57	0.52	0.58	0.39
U	1.2	1	1.1	0.9	1.1	0.2	0.2	0.1	1.1	1.1	1.1	0.6
V	20	30	9	16	13	250	318	480	18	12	18	24
Y	41	29	37	29	35	31	8	26	29	28	30	22
Yb	4.8	3.7	4.8	3.6	4.9	3.8	1.3	3.3	4	3.5	4	2.9
W	4>	4>	4>	4>	4>	4>	4>	4>	4>	4>	4>	4>
Zn	30	40	30	30	30	80	60	100	30	30	30	30



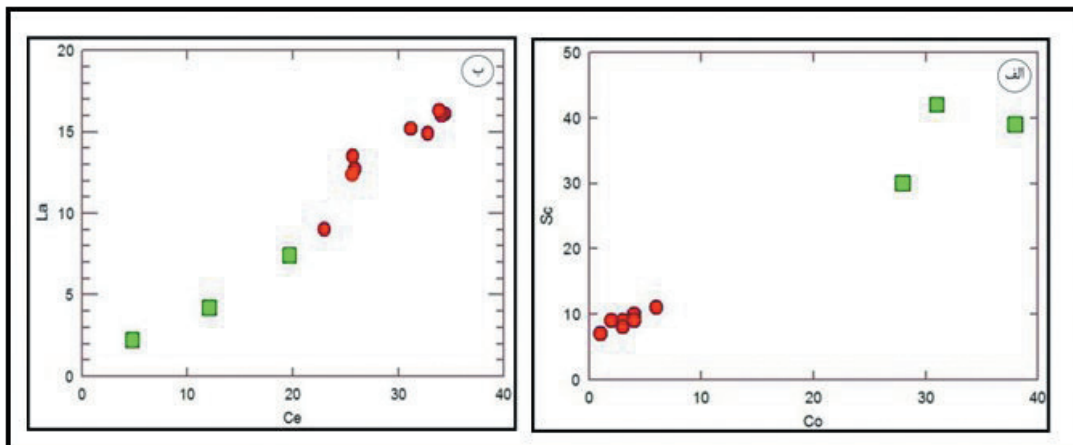
شکل ۵- الف) نمودار کل قلیایی‌ها در برابر سیلیس که محدوده سنگ‌های مختلف در آن مشخص شده است (Middlemost, 1985)؛ ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار A/NK-A/CNK؛ ج و د) موقعیت نمونه‌ها در نمودار  $Na_2O + K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  و AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ ه) نمودار  $Na_2O + K_2O - CaO$  در مقابل سیلیس (Maniar and Piccoli, 1989)؛ و) موقعیت نمونه‌ها در نمودار  $Na_2O + K_2O - CaO$  در مقابل  $SiO_2$  (Frost et al., 2001)؛ ز) در نمودار  $FeO_{total} / (FeO_{total} + MgO)$  در مقابل سیلیس (Frost et al., 2001) نمونه‌های مورد مطالعه از نوع منیزیمی هستند.



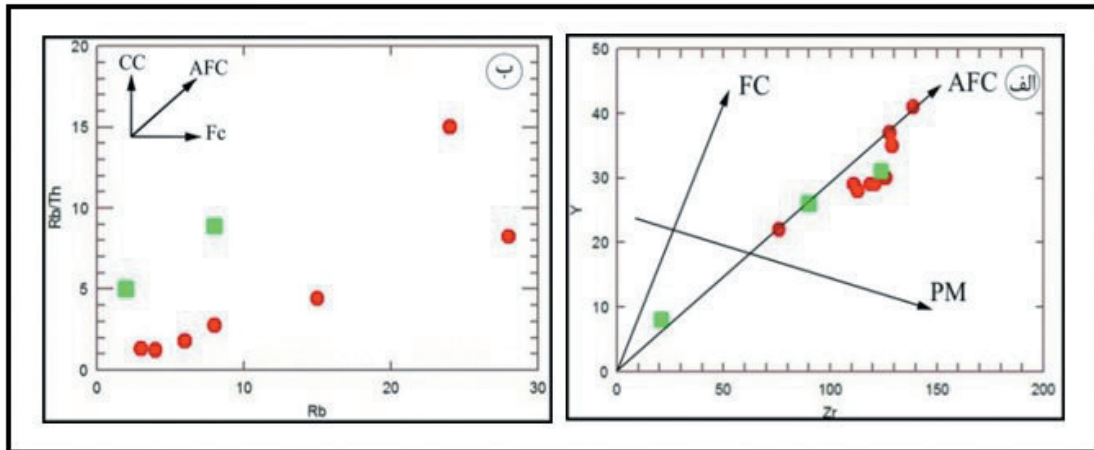
شکل ۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های گرانیتوئید و دیوریت- گابرو در نمودارهای هارکر.

که در نمودارهای هارکر دیده می‌شود با افزایش مداوم  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  افزایش و اکسیدهای  $\text{TiO}_2$  و  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  به‌طور مداوم کاهش می‌یابد. علاوه بر این در نمودارهای (Abdollah et al. (1998) و Tchameni et al. (2006) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تبلور تفریقی همراه با هضم قرار می‌گیرند (شکل ۸). این مهم از نشانه‌های آشکار تفریق پیشرونده در منطقه مورد بحث است.

روند افزایشی اکسید  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  نشان می‌دهد که با پیشرفت تفریق، مقدار آنها در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد و در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌شوند (شکل ۶). به نظر (Rogers and Rayland (1980) اگر در نمودارهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار و سازگار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد، در این صورت می‌توان فرایند اصلی مرتبط به تشکیل سنگ‌ها را تبلور تفریقی دانست (شکل ۷). همان‌طور



شکل ۷- الف) نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- سازگار در مقابل یکدیگر؛ ب) نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار در مقابل یکدیگر (روند خطی و صعودی نمونه‌ها نشانگر تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) در طی تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه است).

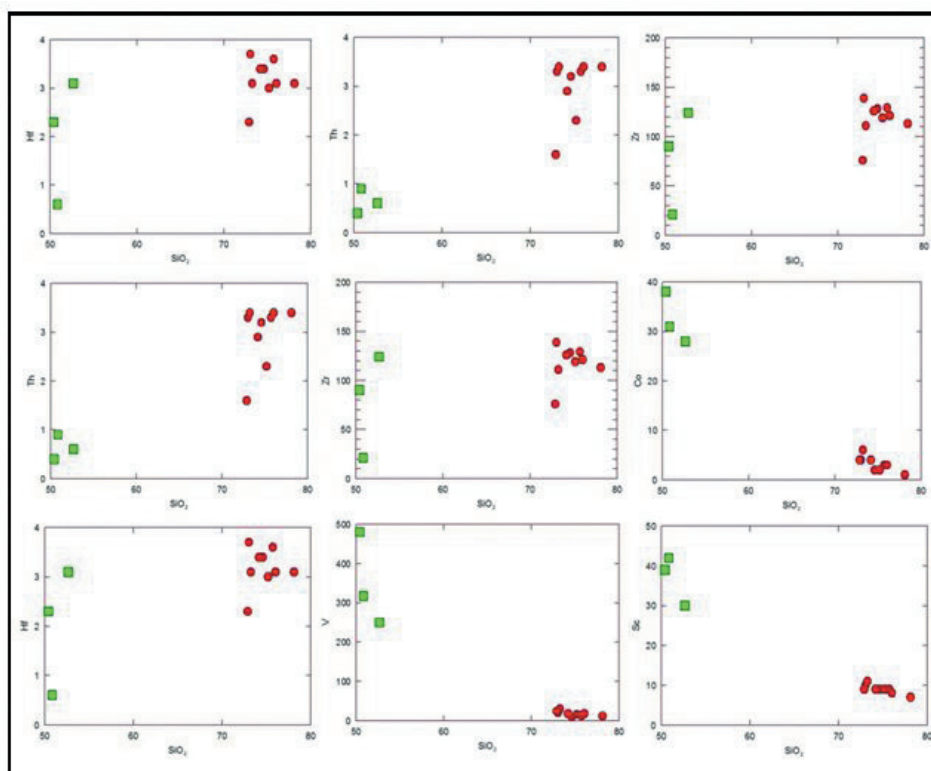


شکل ۸- الف) نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (Abdollah et al., 1998)؛ ب) نمودار تغییرات Rb در مقابل Th-Rb (Tchameni et al., 2006)، فرایند ذوب بخشی (p.m)، آرایش پوسته‌ای (CC)، تفریق بلوری (F.C) و فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (ACF).

بنابراین می‌بایست در روند تفریق، مقدار آن افزایش یابد اما روند منفی آن در این نمودارها می‌تواند به دلیل تغییر و تحولاتی باشد که در ماگما اتفاق افتاده و این عنصر در حین تفریق روند عادی خود را پشت سر نگذاشته است. طبق مطالعات Ozdemir et al. (2006) روند منفی Sr در مقابل  $\text{SiO}_2$  می‌تواند به علت جدایش پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم و یا بیوتیت و هورنبلند باشد (شکل ۹). مجموعه عناصر HFSE همگی در نمودارهای هارکر دارای روند مثبت هستند (شکل ۹). Buket and Tamel (1998) روند مثبت هافنیم در مقابل  $\text{SiO}_2$  را نشانه تفریق بلوری می‌دانند. عناصر V، Co، Sc و Sc عضو گروه عناصر واسطه فرعی (TE) هستند که با افزایش  $\text{SiO}_2$  کاهش می‌یابند (شکل ۹).

### ۵-۳. ژئوشیمی عناصر فرعی

بر اساس مطالعات Mason and Moore (1982) عنصر Rb ماهیت ناسازگار دارد و به همین سبب با افزایش روند  $\text{SiO}_2$  افزایش می‌یابد (شکل ۹). Buket and Tamel (1998) روند مثبت Rb را حاصل عملکرد تبلور تفریقی می‌داند. Pb در فلدسپارها جایگزین پتاسیم و در پیروکسن جایگزین کلسیم می‌شود و در نتیجه با افزایش  $\text{SiO}_2$  این عنصر روند نزولی دارد (شکل ۹). Ba طبق مطالعات Mason and Moore (1982) ماهیتی ناسازگار دارد و تا انتهای تفریق ماگمای در حال تفریق باقی می‌ماند و دارای روندی مثبت است. بر اساس مطالعات Wilson (1989) استرانسیم تحت شرایط گهوشه بیشتر به صورت یک عنصر ناسازگار عمل می‌کند، ترجیحاً در فاز مذاب تمرکز می‌یابد.



شکل ۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه سنگ‌های واحدهای مختلف مورد مطالعه، در نمودارهای هارکر.



ویژگی‌های بارز سنگ‌های کالک‌آلکانل قوس‌های آتشفشانی زون‌های فرورانش حاشیه قاره‌ای باشد (Nicholson et al., 2004). Almeida et al. (2007) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و میزان آرایش پوسته‌ای نسبت می‌دهد. آنومالی منفی Eu در نمونه‌های گرانیتوئیدی نشانگر حضور پلاژیوکلاز در محل منشأ، جدایش فلدسپار از مذاب در طی تفریق بلوری، ذوب بخشی و یا فوگاسیته بالای اکسیژن در طی تبلور تفریق ماگما باشد (Rollinson, 1993).

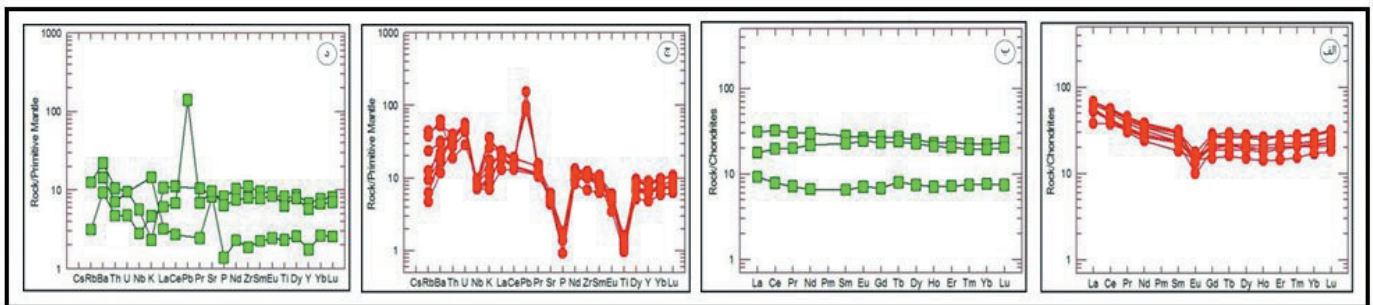
#### ۵-۵. الگوی چندعنصری

در نمودارهای عنکبوتی به‌نحیج شده با گوشته اولیه بر پایه Sun and McDonough (1989) در نمونه‌های گرانیتوئیدی عناصر Ti, P, Nb, Sr, P, Rb دارای روند منفی و عناصر U, La, Ba, Pb, Th دارای روند مثبت (شکل ۱۰-ج) و در نمونه‌های دیوریت-گابرو عناصر Ti, P, Nb, P, Rb, Y دارای روند منفی و عناصر Pb, Ba, Pb دارای روند مثبت هستند (شکل ۱۰-د). این ویژگی‌های ژئوشیمیایی، شاخص کمان‌های ماگمایی است (Stern, 2004) و چنین سنگ‌هایی در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی و آب‌زدایی آن و ذوب گوه گوشته‌ای به وجود آمده‌اند.

نسبت کبالت به آهن در مراحل اولیه ماگما در بیشترین مقدار بوده و سپس با پیشرفت تفکیک بلوری در نمونه‌های مورد مطالعه کاهش می‌یابد. V وارد مگنتیت و جانشین آهن فریک می‌شود. زیرا شعاع یونی آن از آهن فریک بیشتر، الکترونگاتیویته آن بسیار پایین‌تر و انرژی میدان بلوری آن بیشتر است. بر اساس مطالعات Temel et al. (1998) روند وانادیم در مقابل  $SiO_2$  نزولی است. کاهش Sc با افزایش  $SiO_2$  نشانگر آن بوده که Sc در مراحل اولیه تفریق جدا شده و در کانی‌های اولیه مگنتیت وارد شده است.

#### ۵-۴. الگوی عناصر خاکی کمیاب

در نمودار Sun and McDonough (1989) روند تغییرات عناصر نادر خاکی در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه موازی و ناهنجاری‌های تقریباً مثبت و منفی یکسانی نشان می‌دهند (شکل ۱۰-الف) و نمونه‌های دیوریت-گابرو دارای روند موازی و بدون هیچ ناهنجاری هستند و این امر در سنگ‌های دیوریت-گابرو می‌تواند نشانگر این باشد که این سنگ‌ها روال عادی تبلور تفریقی را پشت سر گذاشته‌اند (شکل ۱۰-ب). عناصر LREE در نمونه‌های مورد مطالعه در مقایسه با HREE نسبت به کندریت غنی‌شدگی بیشتری دارند. غنی‌شدگی LREE می‌تواند از



شکل ۱۰- الف و ب) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر نمونه‌های گرانیتوئیدی و دیوریت-گابرو به‌نحیج شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)؛ ج) و د) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب به‌نحیج شده نسبت به گوشته آغازین (Sun and McDonough, 1989).

حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی دانست و تشکیل و ژنر توده مورد مطالعه را به‌صورت زیر در نظر گرفت: بر اثر ذوب بخشی با درجات متفاوت، ماگمای بازیکی تشکیل شده و به‌صورت توده عظیمی در زیر منطقه قرار گرفته است. ماگمای بازیکی مزبور حرارت بالایی دارد و طی فاز کمپرسیونی بعدی به ترازهای بالاتر یعنی به درون بخش زیرین پوسته تحتانی صعود کرده و سبب افزایش حرارت ناشی از نفوذ ماگمای بازیکی به این بخش پوسته و ذوب بخشی پوسته تحتانی شده و ماگمایی با ترکیب گرانودیوریتی و از نوع کالک‌آلکانل ایجاد کرده است. از به هم پیوستن اتاقک‌های ماگمایی کوچک، باتولیت عظیمی شکل گرفته و به بخش‌های بالایی پوسته صعود کرده و در ترازهای بالاتر متبلور شده است. این توده عظیم باتولیتی همچنین متحمل تفریق شده و طیفی از سنگ‌های دیوریتی تا آلکالی‌گرانیتی را تشکیل داده است (رسولی و قربانی، ۱۳۹۰). دایک‌های موجود در منطقه عموماً بافت گرانولار و اینترگرانولار دارند و وجود حاشیه سرد شده در آنها بیانگر نفوذ این دایک‌ها بعد از سرد شدن توده نفوذی مورد مطالعه است. نفوذ استوک دیوریت-گابرو در توالی مزوزویک جنوب منطقه مورد مطالعه سبب ایجاد دگرگونی همبری ضعیفی در سنگ‌های اطراف توده شده که حاکی از تبادل گرمایی به‌چندان گسترده بین توده و سنگ‌های اطراف است. دگرگونی همبری ضعیف در سنگ‌های اطراف و وجود بافت اینترگرانولار در این سنگ‌ها را می‌توان به جایگزینی این توده در اعماق کم نسبت داد. منطقه‌بندی شدید

Dostal et al. (2001) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل درشت‌یون نظیر Ba نسبت به عناصر نادر سنگین و عناصر با میدان پایداری بالا و همچنین آنومالی منفی Ti و Nb را در نمودارهای عنکبوتی مجموعه‌های آذرین، منعکس کننده تشکیل آنها در محیط‌های مرتبط با فرورانش و آرایش آنها توسط مواد پوسته بالایی می‌دانند. تهی‌شدگی Sr ناشی از کاهش فراوانی فلدسپار در حین تفریق بلوری است، چرا که Sr به جای کلسیم و پتاسیم در شبکه فلدسپارها وارد می‌شود. P به علت تشکیل آپاتیت و یا تفریق این کانی‌ها آنومالی منفی پیدا کرده است. آنومالی مثبت Pb به آرایش ماگما به لیتوسفر قاره‌ای اشاره دارد. غنی‌شدگی ماگما از LREE و LILE مانند Th از ویژگی‌های مهم سنگ‌های مرتبط با زون فرورانش است که بر اثر عملکرد سیالات ناشی از فرورانش به وجود می‌آید (Rollinson, 1993). آنومالی منفی Hf و Zr می‌تواند بیانگر نقش سیالات اسلب و وجود کانی‌هایی همچون روتیل، زیرکن و اسفن در ذخایر سنگ‌ها در قوس ماگمایی باشد (Wilson, 1989).

#### ۶- بحث

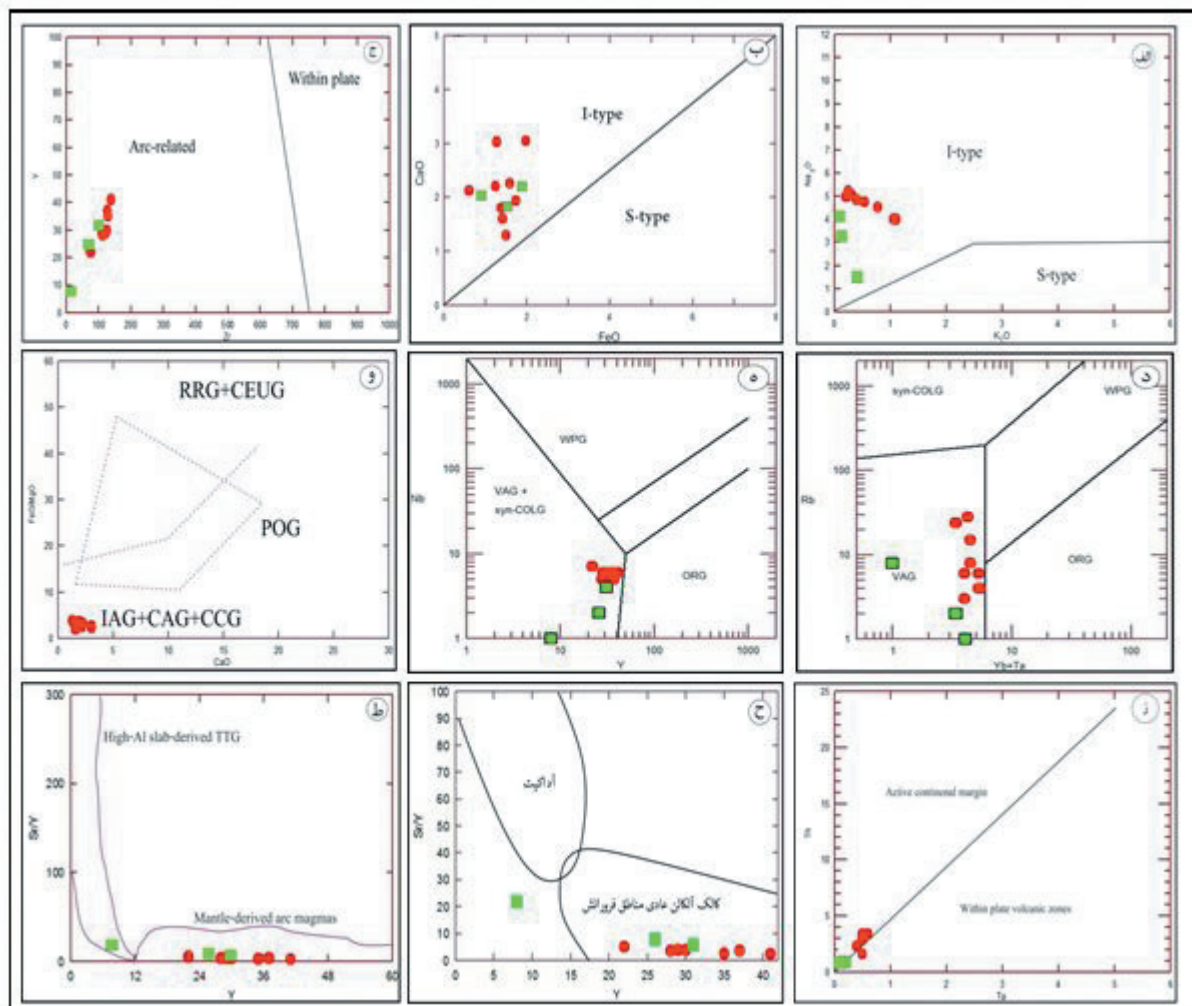
مدل ماگمایی که تا حدود زیادی می‌تواند شرایط تشکیل توده نفوذی قلعه‌گیری را توجیه کند، مدل فرورانش است. با توجه به جایگاه قرارگیری این توده در انتهای جنوب خاوری کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، فرونشست در منطقه را می‌توان

آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلازها، نبود کانی‌های دگرگونی مانند گارنت، نبود کانی‌های آلومینیم آب‌دار مانند آندالوزیت و توزیع ناهمگن کانی‌های بیوتیت و هورنبلند، همگی بیانگر گرانیت نوع I دمای بالاست (Chappel et al., 2004).

### ۷- پتروژنز ۷-۱. جایگاه تکتونیکی

اگر چه رده‌بندی‌های متفاوتی برای گرانیت‌ها ارائه شده، اما معتبرترین آنها رده‌بندی Chappell and White (1974) و Chappell and White (1992) است. طبق این رده‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه با داشتن ویژگی‌های زیر در گروه گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند. ترکیب کانی‌شناسی این توده از گرانودیوریت تا دیوریت-گابرو متغیر است و علاوه بر بیوتیت، آمفیبول نیز فراوانی قابل توجهی دارد و به وسیله اسفن همراهی می‌شوند. از نظر درجه اشباع از آلومینیم، نمونه‌های مورد مطالعه از نوع متآلومین تا پرآلومین هستند و تغییرات شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب از روند گرانیت‌های نوع I پیروی می‌کند. به عنوان مثال  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  یک روند کاهنده نشان می‌دهد که خاص گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell and White, 1992). در نمودارهای Chappell and White (1992) و Chappell and With (2001) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده I قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۱- الف و ب).

در کانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های موزوگرانیت منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. طبق مطالعات Pearce et al. (1994) هر گونه تغییر در ترکیب ماگما باعث منطقه‌بندی می‌شود، ترکیب بلورهای حاوی منطقه‌بندی معمولاً توسط فرایند انتشار مابین مذاب ماگمایی و بلور کنترل می‌شود و همچنین Tsuchi yama (1985) معتقد است که چنین منطقه‌بندی در کانی‌ها، می‌تواند معمولاً در اثر تغییر در ترکیب ماگمای در حال صعود و یا در اثر کاهش فشار، اختلاط ماگمایی و همچنین کاهش فشار بخار آب صورت گیرد. به عقیده Shelley (1992) منطقه‌بندی نوسانی که از مهم‌ترین نشانه‌های اختلاط ماگمایی به حساب می‌آید، می‌تواند در اثر دو عامل تغییر ناگهانی درصد آنورتیت به سمت خارج بلور و تغییرات تدریجی درصد آنورتیت در پلاژیوکلازها بوجود آید. Shelly (1992) معتقد است که قرارگیری ماگما در نزدیکی سطح و پایین آمدن سریع فشار بخار آب و در نتیجه جابه‌جایی منحنی سولیدوس و لیکیدوس می‌تواند از دلایل تبدیل کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در حاشیه به کانی اپیک (اپاسیته) باشد. حضور بافت‌های گرافیکی و پرتیتی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در فشار پایین و محیط به نسبت کم آب (هیپرسولوس) بوده و تقریباً در نزدیکی سطح زمین جایگزین شده است (Blatt et al., 2006). همچنین حضور هورنبلند سبز، بیوتیت به رنگ قهوه‌ای و مگنتیت بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن است. حضور اسفن به صورت شکل دار اولیه، فلدسپار پتاسیم به صورت میان‌دانه و به رنگ صورتی،



شکل ۱۱- الف) نمودار  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  (Chappell and White, 1992)؛ ب) نمودار  $CaO$  در مقابل  $FeO$  (Chappell and White, 2001)؛ ج) نمودار  $Zr$  در مقابل  $Y$  (Chappell and White, 1992)؛ د و ه) نمودارهای Pearce et al. (1984) جهت تمایز محیط تکتونیکی؛ و) نمودار  $CaO$  در مقابل  $FeO/MgO$  (Maniar and Piccoli, 1989) جهت تعیین محیط تکتونیکی؛ ز) نمودار  $Th$  در مقابل  $Ta$  (Muller and Groves, 1997; Schandl and Gorton, 2002) جهت تفکیک محیط تکتونیکی؛ ح) نمودار  $Sr/Y$  در برابر  $Y$  (Drummond and Defant, 1990)؛ ط) نمودار  $Sr/Y$  در مقابل  $Y$  (Martin, 1993) جهت تفکیک ماگمای با منشأ گوشته‌ای از پوسته‌ای.

به وجود می‌آید که در جریان بالا آمدگی و جایگزینی دچار آمیختگی می‌شود. در نتیجه می‌توان مجموعه‌های درهمی از سنگ‌های درونی مافیک، حدواسط و اسیدی را در کنار هم مشاهده کرد (Annen et al., 2006). بنابراین احتمالاً توده نفوذی قلعه‌گیری حاصل تفریق یافتگی ماگمایی سترگ بازیک در منطقه است. به نظر می‌رسد ماگمای بازیک در یک اتاق ماگمایی بزرگ در زیر منطقه قرار گرفته و گرمای بالایی داشته باشد و طی فازهای فشارشی بعدی، به ترازهای بالاتر یعنی به درون بخش زیرین پوسته، نفوذ کرده و سبب افزایش دما در این بخش شده باشد. فاز سیال به همراه افزایش دمای ناشی از نفوذ ماگمای بازیک به این بخش پوسته، سبب ذوب بخشی پوسته زیرین شده و ماگمایی با ترکیب گرانودیوریتی و از نوع کالک‌آلکان را ایجاد کرده است. در حالت کلی می‌توان گفت ماگمای بازیک اولیه طی اولین تفریق خود سبب تشکیل سنگ‌های فاز اول ماگمایی شده است که همگی ترکیب دیوریتی تا گرانودیوریتی دارند. با توجه به ادامه تفریق ماگمایی در آشیانه ماگمایی، ترکیب ماگما نسبت به پیش اسیدی‌تر شده و سنگ‌های ماگمایی با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت را تشکیل داده است. با ادامه یافتن ادامه تفریق، ترکیب ماگما بسیار اسیدی شده و سنگ‌های گرانیتی و آلکالی‌گرانیتی را تشکیل داده است. این تغییر و تحولات در اثر فرایند تفریق در توده نفوذی قلعه‌گیری با مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی تأیید می‌شود. در انتها باید در نظر داشت که میزان مشارکت دیگر عوامل به وجود آورنده ماگما در پهنه فرورانش را نباید فراموش کرد. اثبات نقش و میزان مشارکت هر یک از خاستگاه‌های تولید ماگما، مستلزم بررسی‌های گسترده و دقیق به ویژه بهره‌گیری از روش‌های ایزوتوپی ترکیبی است.

#### ۸- نتیجه‌گیری

سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه از نظر سنگ‌شناسی از گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، گرانیت غنی از کوارتز و دیوریت-گابرو تشکیل شده‌اند. سنگ‌های نفوذی قلعه‌گیری همگی متعلق به یک ماگمای مشترک هستند که این ماگما در آشیانه ماگمایی خود پس از اولین جایگزینی دچار تفریق شده است. این مطلب به وسیله سرشت کالک‌آلکان و ساب‌آلکان ماگمای مشترک قابل توجیه است. روندهای تشکیل شده در نمودارهای هارکر نشان می‌دهد که بین نمونه‌های فلسیک و دیوریت-گابرو عدم پیوستگی وجود دارد. این عدم پیوستگی به دلیل محتوای سیلیس در دیوریت-گابروهاست که می‌توان تشکیل آنها را به ذوب بخشی گوه گوشته لیتوسفر غنی شده در بالای زون فرورانش نسبت داد.

#### سپاسگزاری

نگارندگان از دانشگاه پیام نور به علت در اختیار قرار دادن امکانات و از دقت نظر و نقش مؤثر داوران محترم در راستای بهتر شدن کیفیت مقاله، سپاسگزاری می‌کنند.

در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب، بی‌هنجاری‌های منفی عناصر Nb، Ti و P همراه با غنی‌شدگی مشخص از عناصر LILE مانند Th از ویژگی‌های مهم سنگ‌های کالک‌آلکان مرتبط با زون فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است که بر اثر عملکرد سیالات ناشی از فرورانش به وجود می‌آید (Rollinson, 1993). بی‌هنجاری مثبت Th و Pb و همچنین نسبت بالای Ba/Nb (بیش از ۲۸) در سنگ‌های مورد نظر تأیید کننده این موضوع است (Fitton et al., 1988). در نمودار زمین‌ساختی Y-Zr Muller and Groves (1997) نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های مرتبط با کمان قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-ج). در نمودار Nb-Y و Rb-Y+Y (Pearce et al., 1984) (شکل‌های ۱۱-د و ه) و با توجه به شواهد و موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌توان توده نفوذی قلعه‌گیری را حاصل فعالیت‌های ماگمازایی مرتبط با فرورانش اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی دانست. همچنین در نمودارهای تمایز تکتونیکی Maniar and Picooli (1989) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای کوهزایی واقع می‌شوند و از این رو با توجه به موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌توان توده مذکور را در دسته گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) به حساب آورد (شکل ۱۱-و). در نمودار Schandl and Gorton (2002) نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-ز). در نمودار Sr/Y در برابر Y برابر Drummond and Defant (1990) سنگ‌های مورد مطالعه در جایگاه ماگماهای کالک‌آلکان عادی مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-ح).

#### ۲-۲. منشا ماگما

مدل‌های سنگ‌شناسی ارائه شده برای ماگماهای فلسیک در پهنه‌های فرورانش، در حالت کلی به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند. در مدل اول، ماگماهای کمانی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی یا فرایند AFC حاصل می‌شوند (Grove and Donnelly-Nolan, 1986; Bacon and Druitt, 1988). در مدل دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم را برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند (Bullen and Clynne, 1990; Roberts and Celemnns, 1993; Tepper et al., 1993; Guffanti et al., 1996). با توجه به شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی، برای تولید ماگمای تشکیل دهنده توده نفوذی قلعه‌گیری مدل فرورانشی ارائه شده است. با توجه به جایگاه قرارگیری این کمپلکس در انتهای جنوب خاوری کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، فرونشست در منطقه را می‌توان حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی دانست و تشکیل توده مورد مطالعه را می‌توان بر اثر ذوب بخشی گوه گوشته‌ای با درجات متفاوت در نظر گرفت (شکل ۱۱-ط) (محجل، ۱۳۷۹). همان‌گونه که در مباحث پیش مطرح شد فرایند اصلی متحول کننده ماگما در توده نفوذی مورد مطالعه تفریق است. در جریان تبلور تفریقی اتاق ماگمایی، طیف پیوسته‌ای از سنگ‌های مافیک (در حد دیوریت-گابرو) و فلسیک (در حد در حد گرانیت تا مونزوگرانیت)



## کتابنگاری

- آآفای، آ. و افشاریان‌زاده، ع.م.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی بر گه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرفت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۷۵- زمین‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۲۷ ص.
- رسولی، ج. و قربانی، م.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی و کانی‌شناسی توده نفوذی تاخیری کرور (شرق جبال بارز)، مجموعه مقالات سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محمدآباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محبجل، م.، ۱۳۷۹- نقش فضاهای کشتی نردبانی در فعالیت سنگ‌های آذرین در منطقه کاشان- اردستان، الگویی برای شکل‌گیری کمان آتشفشانی ارومیه- دختر. مجموعه مقالات نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۶ تا ۲۸ بهمن ۱۳۷۹، صص. ۷ تا ۱۴.
- مر، ف.، ۱۳۷۳- اصول ژئوشیمی، انتشارات دانشگاه شیراز، ۵۶۶ ص.

## References

- Abdollah, S. A., Said, A. A. and Visona, D., 1998- (New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera shikh (north Somalia). *J. of African Earth Sciences*, V, 23, NO.3.303- 373 pp.,.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, 401- 419.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 859- 877.
- 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 por.
- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J., 2006- The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones *J. Petrology*, 70(47): 504- 539.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007- Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 474- 489.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H., 1988- Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, pp. 224- 256.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Delany, F.M. (Ed.), *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 5- 32.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18 (2), 210- 265.
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E., 2006- *Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic*. Freeman and Company, W. H., New York.
- Buket, E. and Temel, A., 1998- Major-element, Trace-element, and Sr-Nd isotopic geochemistry and genesis of Varto- Mus, Volcanic rocks, Eastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 405- 422.
- Bullen, T. D. and Clyne, M. A., 1990- Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *Journal of Geophysical Research* 95: 19671- 19691.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology* Vol, 8, 173- 174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I and S – type granites in the Lachlan Fold Belt, *Trans, R, Soc, Edinb, Earth Sci.*, 82: 1- 26.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S. and Wyborn, D., 2004- Low-and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 95: 125- 140.
- Chappell, B. W. and White, A. G. R., 2001- Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol , 48, 489- 499.
- Dostal, G., Chorch, B. N., Reynold, P. H. and Hopkinson, L., 2001- Eosen volcanism in the Buck Creek basin, Central British Columbia, Canada: (transiton from arc to extensional volcanism, *J. Volcano. Geoth. Res.*, 107, 149- 170.
- Drummond, M. S. and Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemitic-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95 (B13), pp. 21503- 21521.
- 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. *Jornul of Petrology, Special lithospheric issue*, 331- 349.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. G., Ellis, D. G. and Frost, C. D., 2001- A geochemical of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033- 2048.

- Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. M., 1986- The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 92: 281- 302.
- Guffanti, M., Clyne, M. A. and 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.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rock. Macmillan, New York. 384pp.
- Hooper, R. J., Baron, I., Hatcher, Jr. R. D. and Agah, S., 1994- The development of the southern Tethyan margin in Iran after the break up of Gondwana: implications of the Zagros hydrocarbon province. *Geosciences* 4, 72- 85.
- Irvine, E. T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci* 8, 523-548.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock forming mineral. *American Mineralogist* 68: 277- 279.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. Of Am. Bull.*, Vol. 101 , P. 635- 643 .
- Martin, H., 1993- The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: *Condie, K. C. (Ed.): The Archaean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam 205- 259.
- Mason, B. and Moore, C. B., 1982- Principles of Geochemistry. John Wiley and Sons. New York. 344pp.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, M. P., Scarrow, J. and Williams, I. S., 2009- The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society* 166, 53- 69.
- Middlemost, E. A. K., 1985- Magmas and Magmatic Rocks, Logman and New York, 266p.
- Muller, D. and Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rock and associated gold copper mineralization, Springer Verlag, 247p.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M., 2004- Silicic volcanism and back- arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian- Pacific plate boundary. *Journal of volcano and Geotherm. Res.* 131, 295- 306.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106. 380- 398.
- Ozdemir, Y., Karagözü, O., Tolloğlu, A. U. and Gülec, N., 2006- and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano ( East Anatolian High Plateau): the most recent post collisional volcanism in Turkey, *Chemical geology*, 226, 189- 211.
- Pearce, J. A., Mortinestewart, L. and Thomas, H., 1994- Sieve textured plagioclase in data magma: Interference imaging results. *Am. Min. V.* 89, No. 2, p. 348- 351.
- Pearce, J., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks, *Petrol.* (25) 4: 120- 124.
- Roberts, M. P. and Celmins, J. D., 1993- origin of high potassium, Calc-alkaline, I type Granitoids, *Geology* 21: 825- 828.
- Rogers, J. J. W. and Rayland, P. C., 1980- Trace elements in continental margin magmatism. Part I. geological society. of American. *Bull*, 91, 196- 198.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: Evaluation presentation, interpretation, Longman Scientific And Technical, 352pp.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discrimination tectonic settings in VMS environments. *Econ. Geol.* 97: 629- 642.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, M., Sabzehei, M., Bellon, H. and Hashem Emami, M., 2008- Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran), *Journal of Asian Earth Sciences* 31, P: 504- 521.
- Shelley, D., 1992- Igneous and metamorphic rocks under the microscope classification, texture, microstructure and mineral preferred Orientation, Chapman and Hall, London, 184.
- Stern, R. J., 2004- Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 275- 292.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Saunders, A. D., Norry, M., Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication 42.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penary, J., Ganwa, A. and Toteu, S. F., 2006- Petrology and geochemistry of the Ndaoundere Pan-African granitoids in Central north Cameroon: implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Science* 44(5): 511- 529.
- Temel, A., Gundogdu, M. N. and Gundogdu, A., 1998- Petrological and geochemical characteristic of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 327- 354.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113:333- 351.

Tschi yama, A., 1985- Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside- albite- anortite and the origin of dusty plagioclase in andesite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 891- 916.

Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, London, p. 466.



## **Petrography, geochemistry and petrogenesis of Qale Gabra granitoid Rocks (south-west of Jiroft- Kerman province)**

**Sh. Khalili Mobarhan<sup>1\*</sup> and S. Khosravi Mashizi<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>M.Sc., Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 2017 November 23

Accepted: 2018 June 19

### **Abstract**

The Qale Gabra granitoid rocks is located in Kerman province, south-west of Jiroft, Sanandaj-Sirjan belt. This plutonic rocks has upper Jurassic age and intruded to the lower Jurassic Sedimentary rocks. Based on Field geology, mineralogy and geochemistary studies, the lithology composition of the area consists of granodiorite, monzogranite, syenogranite, granite rich in quartz and diorite-gabbro. geochemical diagrams, shows a vast magmatic differentiation during crystalization. According to genetical classification it belongs to I type and Magnetite series. Tectonic setting discrimination diagrams shows relation of this mass with VAG and based on other geochemical data it has a Meta Alumine-PerAlumine and Calc Alkaline with low postassium affinity. LREE and LILE enrichment and Nb , Ti depletion may be has been occurred for a crustal contamination in a subduction zone. As it located on Urmia-Dokhtar magmatic belt is seems that, This area is a product of subduction of Neothetis under central Iranian continental crust.

**Keywords:** Qale Gabra, Petrography, Geochemistry, Petrogenesis, Continental Subduction, Jiroft, Kerman province.

For Persian Version see pages 257 to 270

\*Corresponding author: Sh. Khalili Mobarhan; E-mail: Khalilishahram@Pnu.ac.ir