

سنگ‌نگاری و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای میلونیتی، جنوب شرق قروه (کردستان)

اشرف ترکیان*، لیلی ایزدی‌کیان و مژگان رضائی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

*a-torkian@basu.ac.ir

دریافت: ۹۱/۴/۱۳ پذیرش: ۹۲/۹/۱۳

چکیده

گرانیتوئید میلونیتی مورد مطالعه بخشی از باتولیت گرانیتوئیدی جنوب قروه است. طیف سنگ‌شناسی این مجموعه شامل گرانیت، آپلیت و گرانودیوریت بیوتیت‌دار با فراوانی کمتر می‌باشد. این سنگ‌ها بعد از تکوین در یک پهنه برشی قرار گرفته‌اند. بر اساس نرخ متفاوت استرین در این پهنه، فابریک‌های میلونیتی و دگرریخته تشکیل شده است. مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در زمره گرانیتوئیدهای نوع I با ماهیت نیمه قلیایی و پرآلومینه ضعیف می‌باشند. شواهد ژئوشیمیایی عناصر کمیاب همچون غنی‌شدگی از LILE و Pb، در کنار آنومالی منفی HFSE و Ba و نسبت‌های $(\text{FeO}^T + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$ و $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO}^T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ متوسط تا بالا نشان می‌دهند که منشأ ماگمای اولیه از پوسته قاره‌ای بوده که در یک حاشیه ورقه همگرا ایجاد شده است. این ماگما احتمالاً در اثر ذوب‌بخشی پروتولیت‌های پوسته زیرین (مانند گری‌وک) به وجود آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: میلونیت، پهنه برشی، گرانیت نوع I، پوسته، قروه، کردستان.

مقدمه

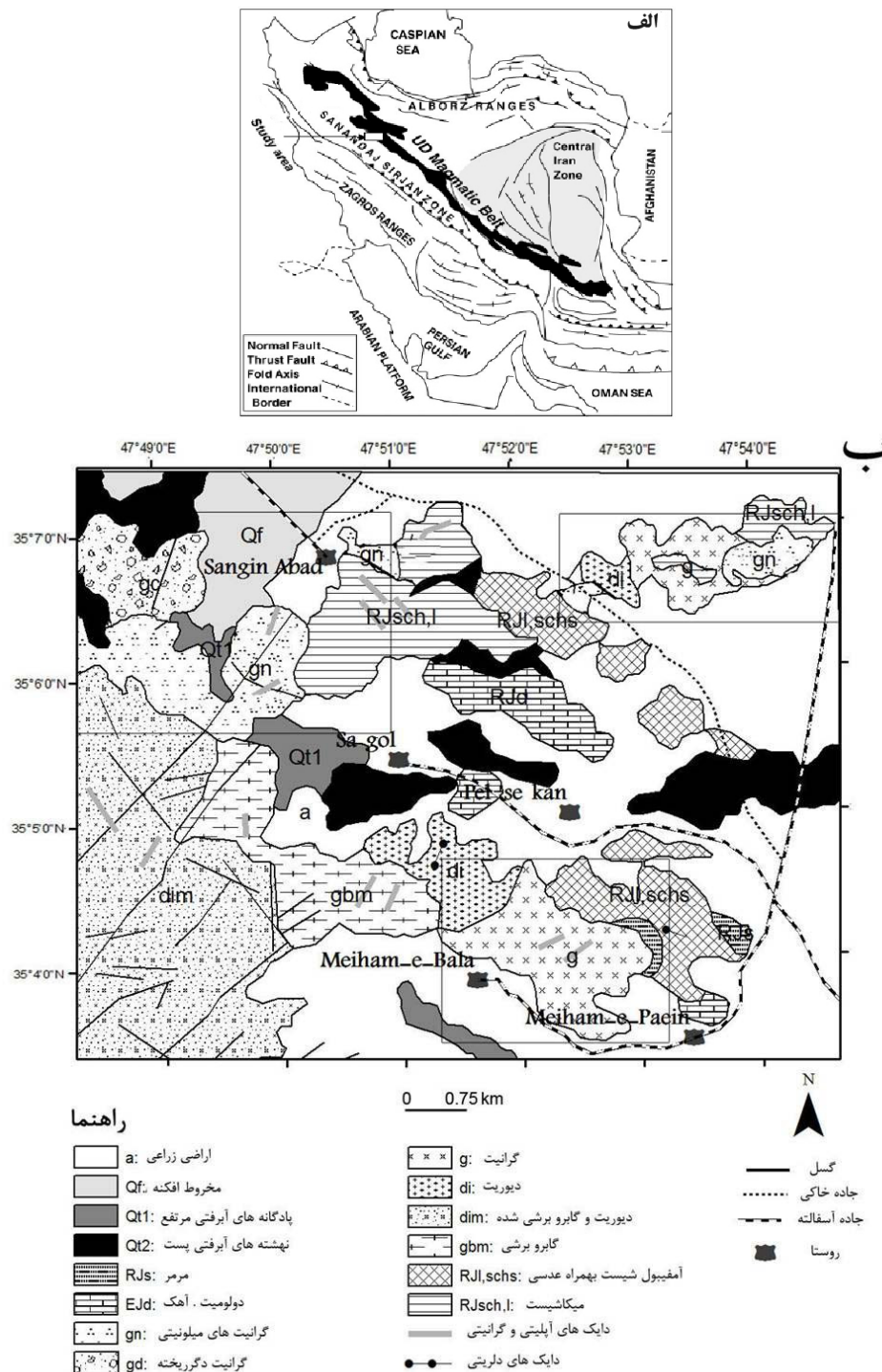
آتشفشانی به سن ژوراسیک پسین-کرتاسه آغازین و دیگری با برخورد سکوی عربی به صفحه ایران در کرتاسه پسین همراه با نفوذ توده‌های پلوتونیک متنوع، از دیگر زیرپهنه‌ها متمایز می‌شود.

توالی چینه‌ای سنگ‌ها در نیمه جنوبی قروه که منطقه مورد مطالعه بخشی از آن می‌باشد، شامل سنگ‌های دگرگونه تریاس تا ژوراسیک و سنگ‌های نادگرگونه انوسن هستند. توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو دیوریت، دیوریت، گرانودیوریت، سینیت و گرانیت در سنگ‌های دگرگونه تزریق شده است. ولی بخش قابل‌توجهی از آن‌ها بر اثر دگرگونی دینامیک مرتبط با رویدادهای دگرگونی فاز پیرنئن دچار تغییر و تحول آشکاری گردیده است [۲]. مطالعات سن‌سنجی بر روی این پهنه صورت نگرفته و لیکن محمودی و همکاران [۱۲] سن گرانیت‌های جنوب قروه را حدود ۱۵۵ میلیون سال تعیین نموده‌اند. این مقاله بر مطالعه واحدهای گرانیتوئیدی، به دلیل گستردگی حجمی آن‌ها و وجود آثار تغییرشکل‌های دینامیک، متمرکز شده است.

منطقه مورد مطالعه در بخش شمال‌غرب نوار سنندج-سیرجان و جنوب‌شرقی استان کردستان واقع است. حلمی و حسینی [۳] ویژگی‌های دگرگونی دینامیک و زمین‌شناسی گستره قروه را، که منطقه مورد پژوهش قسمتی از آن می‌باشد، مورد بررسی قرار داده‌اند. این مقاله بخشی از دستاورد پژوهشی [۴] می‌باشد. در این نوشتار سعی بر آن است نتایج حاصل از بررسی‌های روابط صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی انواع سنگ‌های دگرشکل این منطقه ارائه شود. این داده‌ها می‌تواند در مطالعات زمین‌شناسی ساختمانی و تحلیل‌های ساختاری باتولیت گرانیتوئیدی قروه سودمند باشد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در بین طول‌های جغرافیایی $47^{\circ} 48'$ تا $47^{\circ} 55'$ شرقی و در عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 08'$ تا $35^{\circ} 35'$ شمالی قرار دارد. بر اساس تقسیم‌بندی [۵] در زیر پهنه سنندج-سیرجان با دگرشکلی پیچیده واقع شده است (شکل ۱). به اعتقاد وی این زیر پهنه با داشتن دو دگرشکلی ناحیه‌ای بزرگ، اولی با فروانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان و ایجاد کمر بند



شکل ۱. الف) موقعیت تکتونیکی و ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

روش مطالعه

روش انجام پژوهش به شرح زیر می‌باشد:

مطالعه ساختارها و نمونه‌برداری هدفمند و سیستماتیک متناسب با نیل به اهداف.
- بررسی‌های آزمایشگاهی شامل تهیه ۶۵ برش نازک و مطالعه و تحلیل آن‌ها از نظر کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و پتروفابریک.

- بازدید و بررسی‌های صحرائی از واحدهای مختلف سنگی شامل توصیف صحرائی آن‌ها، بررسی روابط واحدهای مختلف با یکدیگر و کنتاکت‌ها، بررسی و

قابل تقسیم هستند. البته لازم به یادآوری خواهد بود که به سبب هدف و نام این مقاله شواهد ساختاری این منطقه کمتر مورد توجه بوده است. خوانندگان می‌توانند برای اطلاع بیشتر پیرامون این پهنه به منبع ۱ مراجعه نمایند.

پروتومیلونیت‌ها اغلب حاوی پورفیروکلاست بلورهای باقی‌مانده از سنگ اولیه هستند که اندازه‌ی آن‌ها از خمیره بزرگ‌تر بوده و ساخت پورفیروئیدی را به نمایش می‌گذارند. خمیره ۱۰ تا ۳۵ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل داده است. در این سنگ‌ها آلکالی‌فلدسپار به صورت میکروکلین، پرتیت، میرمیکت (شکل ۴ الف و ب) و ارتوکلاز دیده می‌شود. در میلونیت‌ها نسبت به پروتومیلونیت‌ها از پورفیروکلاست‌ها و درشت دانه‌ها کاسته شده و بر زمینه ریز دانه افزوده شده است (شکل ۴ ب). خمیره ۵۰ تا ۷۰ درصد حجمی سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است. پلاژیوکلاز در بعضی مقاطع اپیدوتی و سریستی شده‌اند. حاشیه دانه‌های کوارتز در اثر مهاجرت مرز دانه به صورت آمیبی و بدون خاموشی موجی شکل گرفته است. در این سنگ‌ها حجم میرمیکت کاهش یافته و پرتیت شعله‌ای دیده می‌شود.

علاوه بر سنگ‌های توصیف شده فوق در غرب روستای سنگین‌آباد، شمال‌شرق روستای پلوسرکان و شمال روستای میهم بالا نیز سنگ‌هایی با ترکیب گرانودیوریت‌های بیوتیت‌دار و گرانیت رخمون دارند که دگرشکلی بسیار خفیفی را پشت سر گذاشته‌اند. در این سنگ‌ها شواهد میلونیتی دیده نمی‌شود و فقط تغییرات دگرشکلی ضعیفی که بیش‌تر به جهت یافتگی میکاها (شکل ۴ ج) و وجود خاموشی موجی مربوط می‌باشد، وجود دارد.

- آماده‌سازی ۱۱ نمونه سنگی جهت بررسی‌های ژئوشیمیایی به روش‌های XRF از عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی که در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود صورت گرفته است.

- تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل با نرم‌افزارهای زمین‌شناسی و گرافیکی.

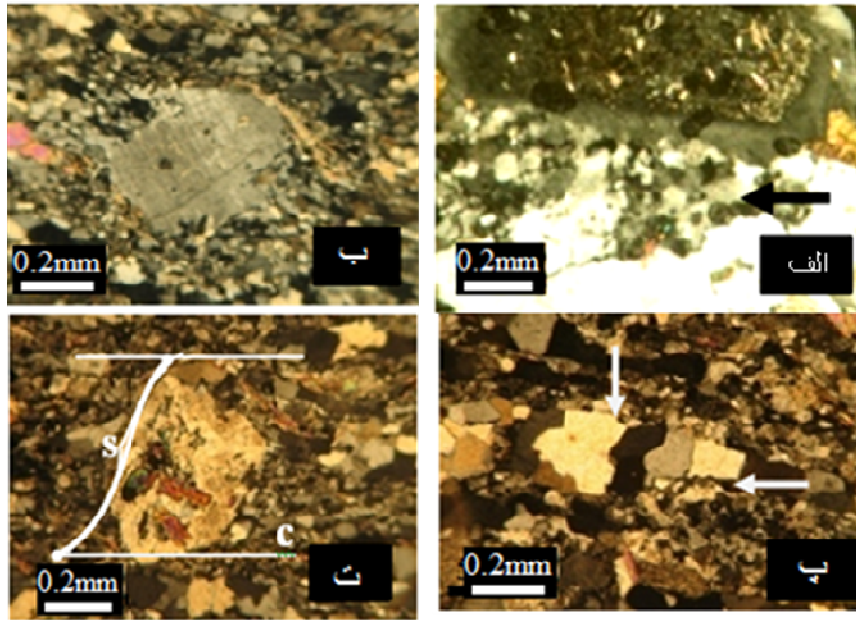
سنگ‌شناسی

در جنوب شرق قروه واحدهای مختلف سنگی، با ترکیب گوناگون رخمون دارند. این مقاله مجموعه گرانیتوئیدهای موجود در یک پهنه برشی شیب‌لغز با مولفه معکوس را مطالعه می‌نماید که میلونیتی و یا کمی دگرشکل شده‌اند. این گرانیت‌ها به شکل دایک و یا استوک‌های کوچک رخمون دارند.

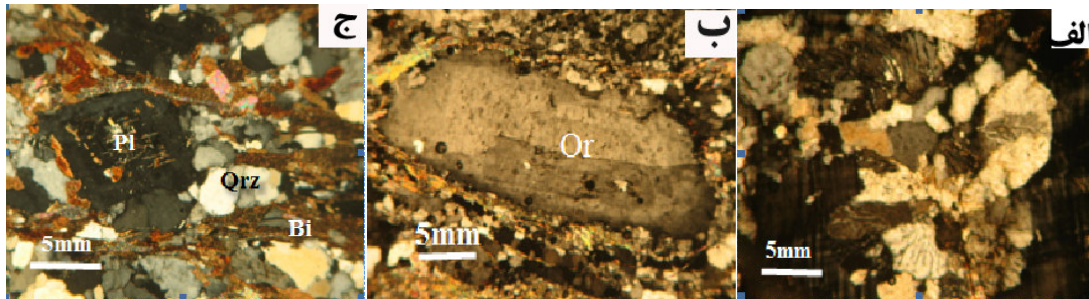
گرانیت میلونیتی با حجم نسبتاً زیاد به صورت استوک کوچکی در جنوب و جنوب‌شرق سنگین‌آباد، شمال‌شرق روستای پلوسرکان و شمال میهم بالا رخمون دارد. طیف سنگ‌شناسی این واحد شامل لوکومونزوگرانیت تا سینوگرانیت می‌باشد. ساخت آن‌ها پورفیروئیدی و گرانولار و بین ۱۵ تا ۷۰ درصد زمینه دارد. ساختارهای مزوسکوپی (شکل ۲) و میکروسکوپی (شکل ۳) مانند برگوارگی، خطوارگی، باندهای برشی C, S و چین‌غلافی مشخصه میلونیتی بودن این سنگ‌هاست (شکل‌های ۲ و ۳) ترکیب کانی‌شناسی متشکل از کوارتز ۲۵ تا ۳۵ درصد، آلکالی‌فلدسپار ۲۰ تا ۳۰ درصد، پلاژیوکلاز ۱۰ تا ۲۰ درصد، بیوتیت و مسکویت ۵ تا ۱۰ درصد، و مجموع کانی‌های فرعی شامل اسفن، آلانیت، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای آهن ۳ تا ۵ درصد می‌باشد. با توجه به مقدار و حجم زمینه، این سنگ‌ها به پروتومیلونیت و میلونیت



شکل ۲. تصویر رخمون صحرايي (سنگین آباد) که در آن پیکان رنگی جهت برگوارگی میلونیتی در گرانیت را نشان می‌دهد.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از گرانیت میلوئیتی ریزدانه و ریزساختارهای تشکیل شده در آن در نور XPL. الف) شواهد تبلور مجدد دینامیکی به صورت تشکیل دانه‌های جدید (new grain) و زیردانه (subgrain) بدون خاموشی موجی، ب) پورفایروکلاست فلدسپار که در اطراف آن سایه فشاری محتوی کوارتز تشکیل شده است، پ) عدسی‌های چند بلوری از کوارتز بدون خاموشی موجی، ت) ریزساختار پورفایروکلاست پوششی نوع سیگما در ارتوز و باندهای برشی S و C.

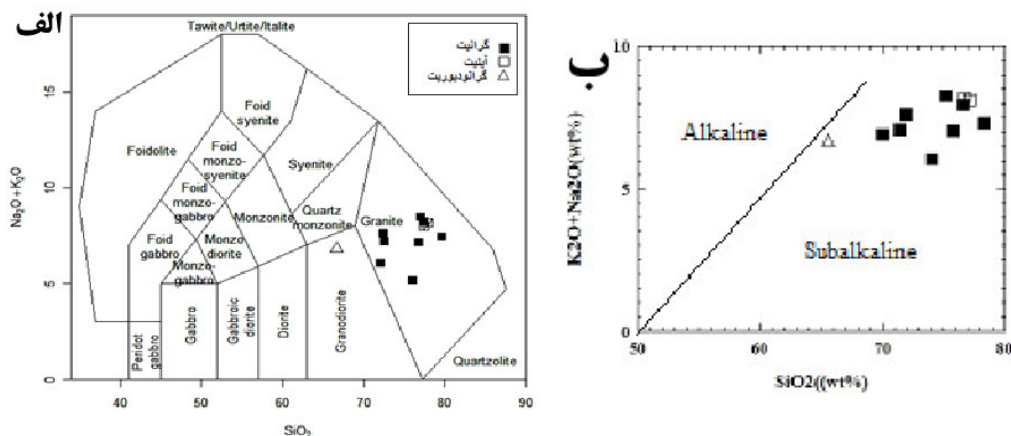


شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی الف) میرمیکت‌های تشکیل شده در شکستگی میکروکلین، پروتومیلونیت؛ ب) میلوئیتی با درشت بلور ارتوکلاز (Or)؛ ج) بیوتیت - گرانیت جهت‌دار.

ژئوشیمی

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه گرانیتوئیدی، تعداد ۱۱ نمونه در آزمایشگاه کانساران بینالود (تهران) مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته و نتایج آنالیز در جدول شماره ۱ آمده است. داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای MINPET 2، GCDkit پردازش گردیده‌اند. ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت و گرانودیوریت [۱۳] و متعلق به قلمرو سنگ‌های نیمه قلیایی است [۱۱] (شکل ۵). در نمودار A/CNK-A/NK [۲۱] نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پرآلومینه‌های ضعیف توزیع شده‌اند (شکل ۶). مطابق جدول ۱ طیف

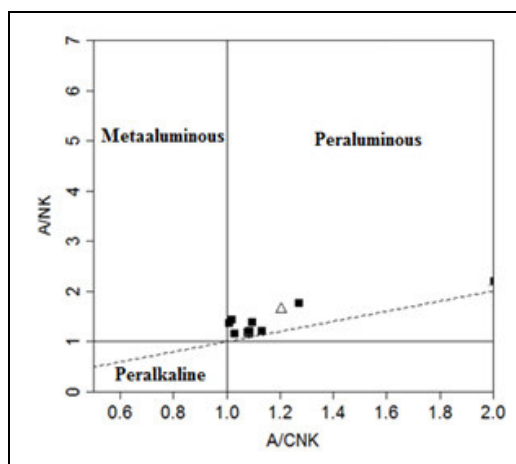
SiO₂ نمونه‌ها ۶۶ تا ۷۸ درصد وزنی در نوسان است. نمودارهای هارکر برای عناصری نظیر CaO، TiO₂، MnO، P₂O₅، Al₂O₃، Fe₂O₃ و MgO با افزایش محتوای SiO₂ تقریباً روند کاهشی و برای K₂O روند افزایشی را نشان می‌دهند. در این مجموعه از نظم خاصی برخوردار نیست. کاهش TiO₂، MnO، Fe₂O₃ و MgO می‌تواند به علت جایگیری آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما و کاهش CaO و Al₂O₃ نیز به خاطر شرکت این عناصر در ترکیب پلاژیوکلازها باشد (شکل ۷).



شکل ۵. الف) در نمودار نامگذاری گرانیتوئیدها [۷]، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گرانیت و گرانودیوریت تصویر شده و ب) در نمودار (Na₂O+K₂O-SiO₂) [۱۱] آن‌ها در قلمرو سری‌های نیمه قلیایی قرار می‌گیرند.

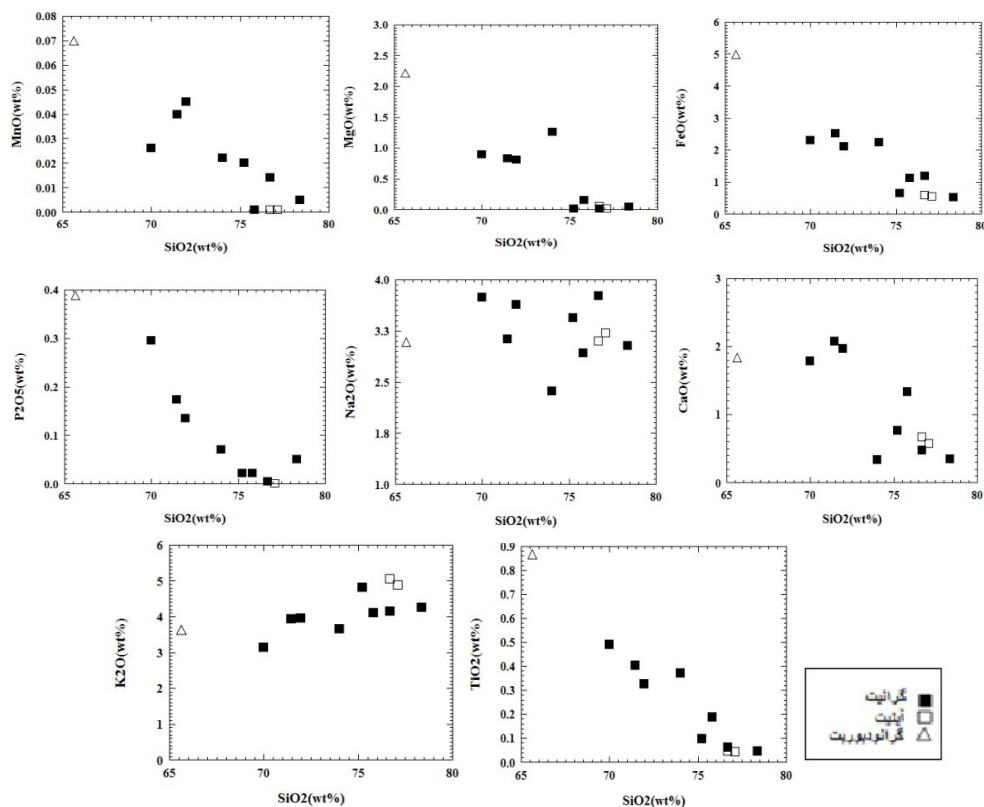
جدول ۱. ترکیب شیمیایی واحدهای گرانیتی، آپلیتی و گرانودیوریت

No. samples	Mrs5	Mrs3	Mro2a	mrng	Mrs27	Mrs27	Mrg6	Mrs6	Mro4	Mro2	Mrg21
لیتولوژی	آپلیت			گرانیت							گرانودیوریت
SiO ₂	۷۵/۳۱	۷۷/۱۳	۷۶/۷۰	۷۸/۳۶	۷۱/۴۷	۷۱/۹۶	۷۴/۰۲	۷۰	۷۵/۸۰	۷۶/۶۸	۶۵/۶۲
Al ₂ O ₃	۱۲/۶۳	۱۲/۵۳	۱۲/۷۹	۱۱/۵۷	۱۳/۴۲	۱۳/۹۶	۱۳/۶۰	۱۴/۸۹	۱۲/۷۹	۱۲/۵۰	۱۴/۸۶
FeO	۰/۴۶	۰/۵۳	۰/۵۸	۰/۵۳	۲/۵۱	۲/۱۲	۲/۲۴	۲/۳	۱/۱۳	۱/۱۸	۴/۹۹
Fe ₂ O ₃	۰/۱	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱	۰/۴۵	۰/۳۸	۰/۴	۰/۴۶	۰/۳۱	۰/۲۱	۰/۸۹
CaO	۰/۷۷	۰/۵۷	۰/۶۷	۰/۳۵	۲/۰۸	۱/۹۷	۰/۳۳	۱/۷۹	۱/۳۳	۰/۴۷	۱/۸۴
Na ₂ O	۳/۴۴	۳/۲۱	۳/۱۰	۳/۰۳	۳/۱۳	۳/۶۳	۱/۳۷	۳/۷۴	۲/۹۳	۳/۷۶	۳/۰۹
K ₂ O	۴/۸۱	۴/۸۹	۵/۰۶	۴/۲۶	۳/۹۳	۳/۵۹	۳/۶۶	۲/۱۳	۴/۱۰	۴/۱۶	۳/۶۳
MgO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۸۳	۰/۸۱	۱/۲۶	۰/۸۹	۰/۱۵	۰/۰۱	۲/۲۱
TiO ₂	۰/۰۹۶	۰/۰۴۱	۰/۰۴۶	۰/۰۴۱	۰/۴۰۲	۰/۳۳۶	۰/۳۷۰	۰/۴۹	۰/۱۸۹	۰/۰۶۱	۰/۸۶۶
MnO	۰/۰۲	۰/۰۰۱	۱/۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۴۰	۰/۰۴۵	۰/۰۲۲	۰/۰۲۶	۰/۰۰۱	۰/۰۱۴	۰/۰۷۰
P ₂ O ₅	۰/۰۲۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۵۱	۰/۱۷۳	۰/۱۳۵	۰/۰۷۰	۰/۲۹۵	۰/۰۲۲	۰/۰۰۴	۰/۳۸۸
Total	۹۷/۵۶	۹۸/۴۸	۱۰۰/۱۳	۹۸/۳۳	۹۸/۸۰	۹۸/۹۲	۹۷/۳۴	۹۷/۰۰	۹۸/۶۵	۹۹/۰۴	۹۸/۴۵
Cl	۷۰	۶۷	۹۳	۶۶	۱۰۷	۸۶	۶۸	۹۰	۱۰۶	۱۲۵	۲۶۳
Ba	۱۹۷	۶۵	۶۵	۳۳	۱۸۰	۱۵۸	۲۲۱	۴۳۷	۱۸۱	۷۶	۲۷۹
Sr	۵۰	۱۸	۱۳۲	۱۶	۲۷۴	۲۹۶	۷۶	۱۵۹	۱۴۱	۱۷	۲۳۷
Cu	۳	۱۵	۱۲	۱۸	۲۰	۹	۳۴	۲۰	۱۶	۲۲	۱۹
Zn	۱۵	۸	۱۳	۱۷	۵۲	۵۲	۲۸	۴۳	۳۰	۲۹	۷۹
Pb	۳۰	۴۰	۱۲	۳۶	۲۱	۳۱	۱۳	۲۰	۳۰	۱۷	۱۹
Ni	۲	۳۰	۳۳	۳۱	۴۴	۳۵	۴۸	۹	۳۲	۳۵	۶۰
Cr	۱۰	۲۰۴	۲۹۰	۲۵۳	۱۶۳	۳۴۵	۱۱۹	۳۰	۱۵۷	۴۲۴	۳۰۷
V	۴	۱۲	۹	۹	۶۰	۴۶	۶۳	۴۲	۲۵	۱۳	۱۷۳
Ce	۳۶	۲	۴	۴	۶۱	۲۶	۲	۸۲	۷۳	۲۷	۷۸
La	۱۹	۱	۲	۲	۳۰	۱۲	۱	۴۵	۴۱	۱۴	۳۵
W	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Mo	۱	۲	۱	۲	۱	۱	۱	۲	۱	۱	۲
Nb	۹	۷	۴	۳	۴	۹	۱	۹	۶	۳	۳
Ga	۱۵	۲۴	۲۳	۲۳	۲۱	۲۰	۲۰	۱۷	۲۳	۲۴	۲۲
Zr	۷۷	۹۰	۸۲	۶۲	۲۰۰	۱۹۵	۱۵۷	۲۳۸	۲۲۴	۱۵۶	۲۲۲
Y	۳۲	۷۳	۴۶	۹۵	۶۳	۷۶	۴۰	۳۰	۴۱	۱۰۰	۶۲
Rb	۲۱۰	۲۶۳	۱۵۴	۳۲۶	۱۸۴	۲۲۴	۹۷	۷۳	۱۴۴	۲۰۱	۱۴۹
Co	۱	۱	۱	۱	۳	۲	۴	۱	۲	۶	۱
As	۸	۸	۵	۱۰	۱۶	۳		۱۰	۳۶	۲	۲
U	۱	۳	۱	۲	۱	۱	۲۴	۱	۱	۲	۱
Th	۲۸	۱۴	۶	۹	۳	۸	۱	۲۲	۱۸	۱۷	۸



شکل ۶. نمودار تغییرات A/CNK در مقابل A/NK [۲۱]، که نشانگر طبیعت اندکی پرآلومین برای نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد.

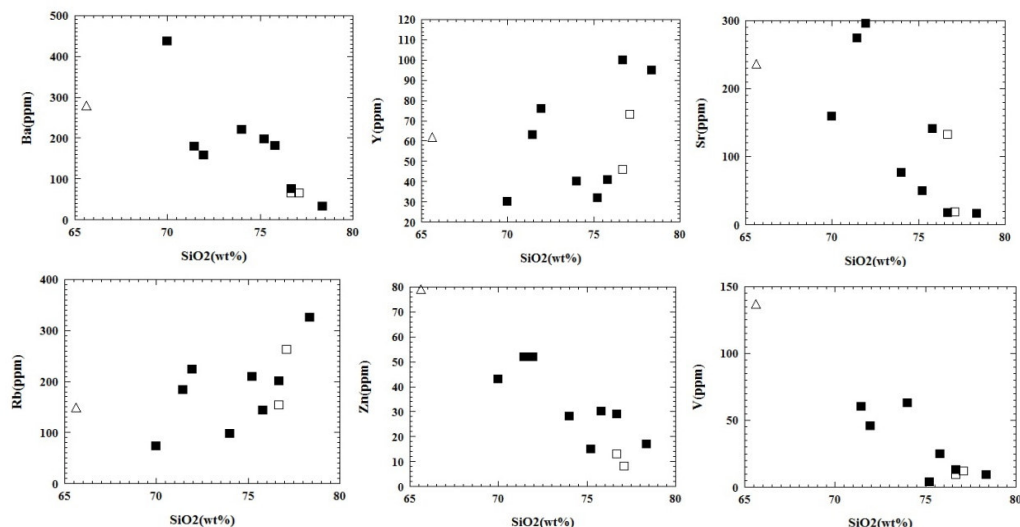
علائم مشابه شکل ۵.



شکل ۷. نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل سیلیس.

به عبارت دیگر با توجه به شرایط مناسب نمونه‌های میلوئیتی و دگرریخته، جهت حرکت محلول‌های متاسوماتیک کننده و همچنین تشکیل میرمکیت که منجر به کاهش K_2O و افزایش TiO_2 ، P_2O_5 ، Na_2O می‌شود، وجود نوسانات در مقدار عناصر توجیه پذیر است.

تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 در شکل ۸ نشان داده شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود با افزایش SiO_2 ماگما فراوانی عناصر Zr ، Ba ، Sr ، V و Zn کاهش، در حالی که عناصری مانند Rb افزایش نشان می‌دهند. این تغییر روندها را می‌توان به فرایندهای تفریق بلوری نسبت داد. پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب در نمودارها نیز ممکن است ناشی از تاثیر فعالیت‌های دینامیک باشد.



شکل ۸. نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل سیلیس برای نمونه‌های مورد مطالعه. علائم مشابه شکل ۷.

است مشخصه ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانش [۲۳]، وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی [۸] و یا به علت تهی بودن منشا از این عناصر [۱۸] باشد. در این نمودارها تهی‌شدگی عناصر HFS (مانند Nb, Ti, Y, Zr) و غنی‌شدگی از عناصری نظیر K, Th, Rb دیده می‌شود. عناصر کمیاب دارای نقاط کمینه و بیشینه هستند که اختلاف بین آن‌ها زیاد بوده و نشانگر محیط‌های مرتبط با فرورانش است. زیرا که رسوبات و مایعات همراه آن‌ها می‌توانند باعث غنی‌شدگی غیر عادی عناصر کمیاب شوند [۲۰].

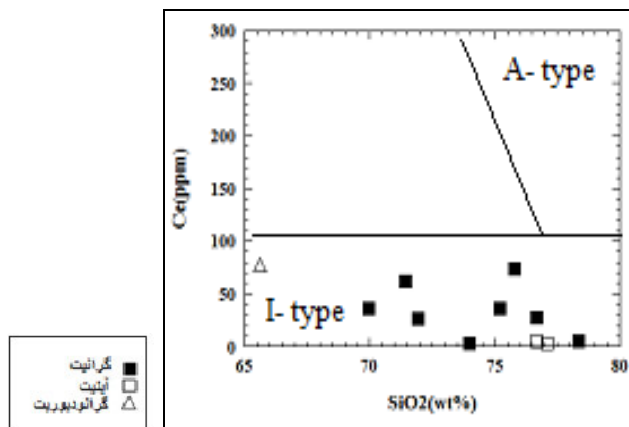
سنگ‌های مورد مطالعه از HFSE تهی بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آن‌ها پایین (به طور متوسط ۰/۰۹) است. نسبت‌های پایین Nb/Y از ویژگی‌های سنگ‌هایی است که در قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند [۱۶]. همچنین [۲۴] عنوان کردند که همه سنگ‌های آذرین که در بالای زون فرورانش هستند دارای Nb کمتر از ۱۵ ppm هستند. در کلیه نمونه‌های تجزیه شده مقدار Nb کمتر از این مقدار است.

مقادیر بالای نسبت Ba/Nb (بیشتر از ۲۸) شاخص سنگ‌هایی است که در مناطق مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بیش از ۲۸ و به طور متوسط حدود ۴۹/۵ است [۱۰].

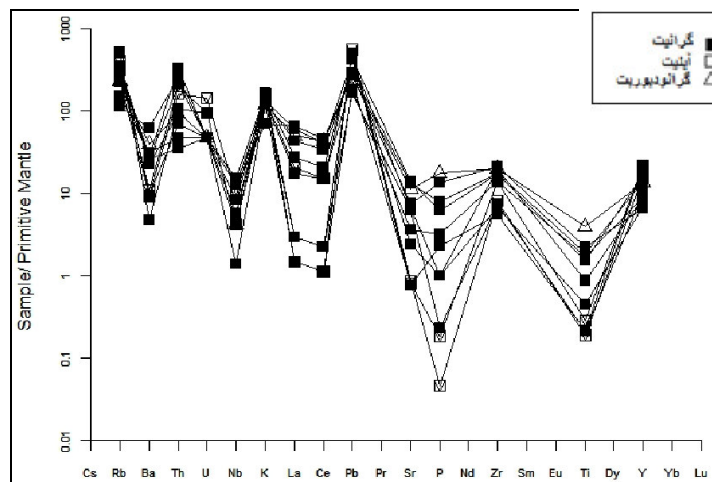
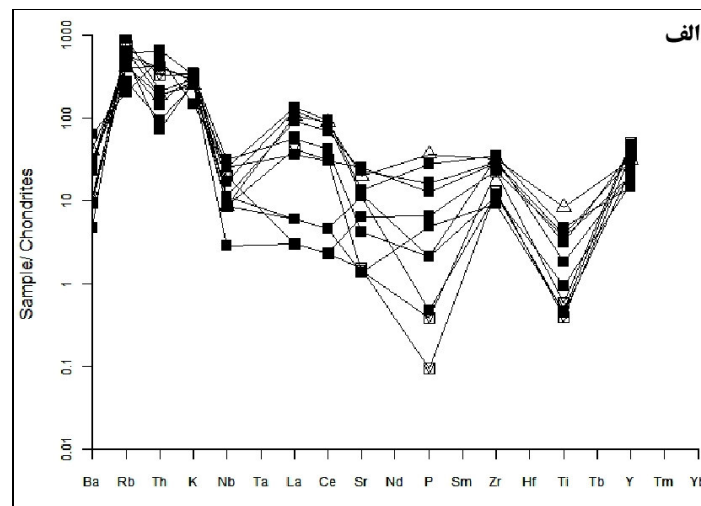
نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب با گرانیت‌های نوع I سازگاری دارند (شکل ۹) [۹]. گرانیت‌های نوع I فلسیک، پرآلومین در بسیاری مناطق متداول بوده و حدود ۴۱٪ گرانیت‌های نوع I را تشکیل می‌دهند. چاپل [۷] عقیده دارد که وقتی گرانیت‌ها دارای کانی‌های آلومین‌تر از بیوتیت باشند شدیداً پرآلومین و در صورت فقدان این نوع کانی‌ها طبیعت پرآلومین دارند. به علاوه نامبرده معتقد است این نوع گرانیت‌های پرآلومین ممکن است به سبب اشتقاق از مذاب‌های مت‌آلومین نیز حاصل شده باشند [۷].

از نظر کانی‌شناسی در نمونه‌های مورد مطالعه مسکویت به عنوان کانی اولیه و کانی‌های دگرگونی همچون گارنت، کوردیریت و سیلیکات آلومین در هیچکدام از نمونه‌های سنگی دیده نمی‌شود، در عین حال کانی‌های بیوتیت و کانی‌های اپاک به عنوان کانی‌های اصلی مافیک در تمام نمونه‌ها وجود دارد. همچنین غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LIL و تهی‌شدگی آن‌ها از عناصر HFS به همراه نسبت‌های بالای K₂O/Rb و FeO/MgO در نمونه‌ها بیانگر ماگماتیسم نوع I کمان حاشیه قاره‌هاست [۲۶].

نمودار الگوی عناصر کمیاب (عادی شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه) در شکل ۱۰ نشان داده شده است [۲۵ و ۲۲]. همانطور که ملاحظه می‌شود در این نمودارها به وضوح آنومالی منفی عناصر Nb, Ba, Sr, Ti, P که خاص توده‌های گرانیتوئیدی نیمه قلیایی قوس قاره‌ای می‌باشد مشهود است. آنومالی منفی Ti و Nb ممکن



شکل ۹. نمودار SiO_2 در مقابل Ce [۹] برای تفکیک گرانیت‌های تیپ A از I ترسیم شده است. در این نمودارها نیز نمونه‌ها منطبق با نوع I می‌باشند.



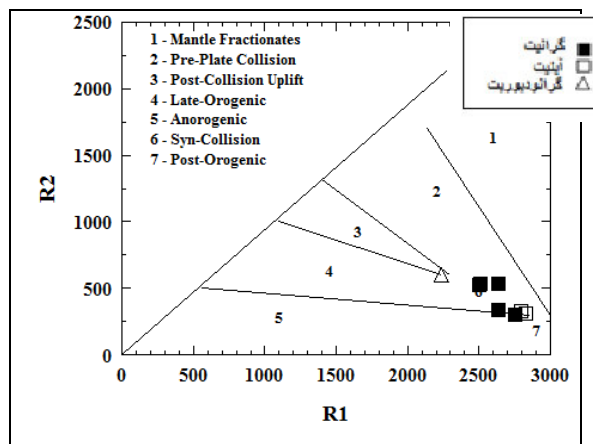
شکل ۱۰. نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب عادی شده به کاندزیت [۲۰] و گوشته اولیه [۱۶].

نمونه‌های میلوئیتی هستند. با توجه به اینکه سنگ‌های میلوئیتی مناطق برشی مستعد حرکت تاثیرپذیری از سیالات متاسوماتیسم می‌باشند بنابراین تغییرات شیمیایی ناشی از این سیالات را نمی‌توان نادیده انگاشت. فراوانی کانی‌های فرومنیزین نیز ممکن است سبب تغییر محل گرانیتوئیدهای مرتبط با قوس آتشفشانی گردد [۱۷] (شکل ۱۳).

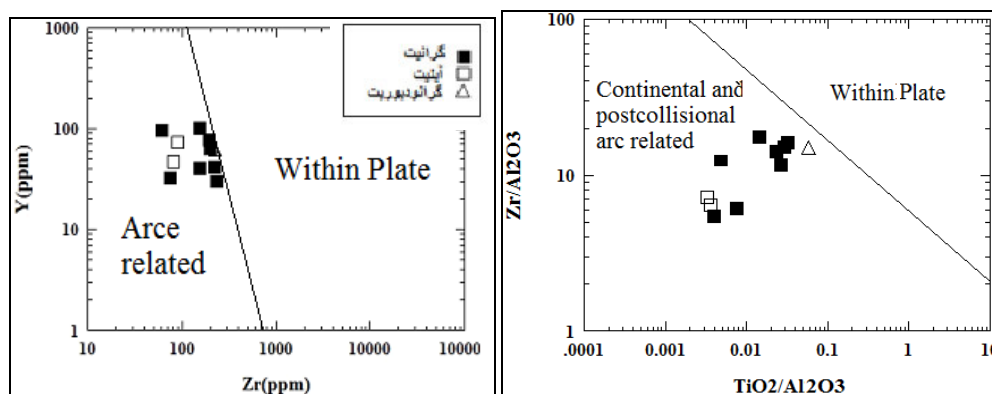
با این وصف به نظر می‌رسد با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی گستره سهند-سیرجان، این مجموعه فراورده مراحل پایانی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی، و متعلق به یک محیط قوس آتشفشانی و خاستگاهی از پوسته زیرین [۱۹] (شکل ۱۴) باشد. از طرفی یک پروتولیت‌های پوسته‌ای دارای $Al_2O_3/(FeO^T+MgO+TiO_2)$ و $(Na_2O+K_2O)/(FeO^T+MgO+TiO_2)$ متوسط تا بالا بایستی از گری‌وک مشتق شده باشد [۱۵].

[۶] نیز برای تمایز محیط‌های مختلف گرانیتوئیدها بر اساس فراوانی عناصر اصلی نموداری ارائه داده است. این نمودار نشان دهنده‌ی تحول ترکیب شیمیایی گرانیتوئیدهای یک چرخه کوهزایی در رژیم همگراست با توجه به نمودار فوق، گرانیتوئیدهای مورد مطالعه همزمان تا پس از کوهزایی تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). نمودارهای $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ و $Y-Zr$ برای تفکیک دو نوع اصلی گرانیت‌های درون صفحه‌ای و گرانیت‌های مرتبط با قوس استفاده می‌شود. در این نمودار داده‌های مربوطه در محدوده مرتبط با قوس قرار می‌گیرند (شکل ۱۲).

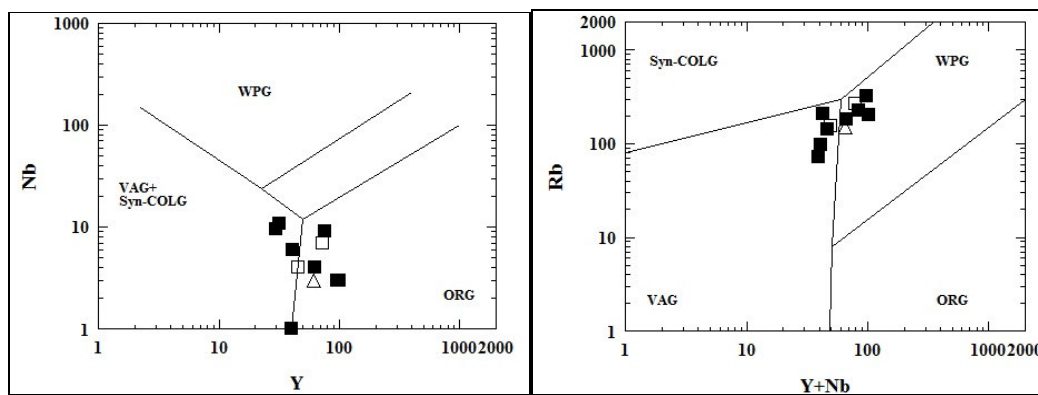
در نمودارهای پیرس و همکاران [۱۷] نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های پس از برخورد (Post-COLG) و در مرز محدوده‌های گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) و پشته‌های میان اقیانوسی (ORG) توزیع شده‌اند. نمونه‌های تصویر شده در قلمرو (ORG)



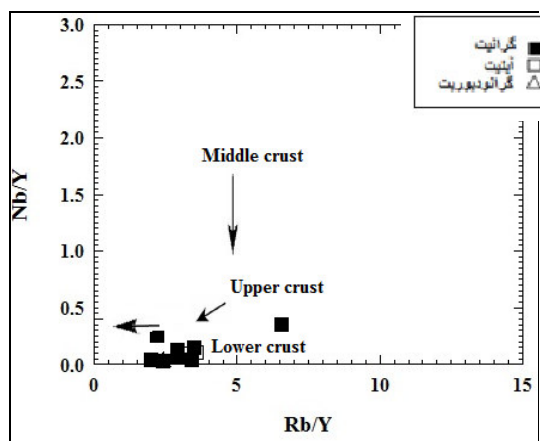
شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار $R1$ در مقابل $R2$ [۶] نشان می‌دهد که گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه در قلمرو همزمان با برخورد قاره واقع شده‌اند.



شکل ۱۲. در نمودارهای $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ و $Y-Zr$ [۱۴] نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مرتبط با قوس قرار می‌گیرند.



شکل ۱۳. موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل هم جهت تعیین خاستگاه تکتونیکی گرانیت‌ها [۱۷]. علائم مشابه شکل ۱۲.



شکل ۱۴. در نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y [۱۹] منشا نمونه‌ها پوسته پایینی می‌باشد.

مورد مطالعه از نوع I، نیمه قلیایی بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) اندکی پرآلومین می‌باشد. غنی‌شدگی عناصر LILE نسبت به HFSE و وجود آنومالی منفی Nb و Ti نیز تاکید کننده این مطلب است. فراوانی عناصر LILE نظیر K, Rb, Th به همراه Pb و تهی‌شدگی عناصر Nb, Ti, P, Sr و Ba در اکثر نمونه‌ها همراه با مقادیر پایین عناصر انتقالی گویای این مطلب است که احتمالاً منشا اصلی ماگمای اولیه نمونه‌ها از پوسته و با توجه به نسبت پایین Rb/Nb پوسته زیرین می‌باشد. این سنگ‌ها با دارا بودن مقادیر متوسط تا بالایی از $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}^T+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ و $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}^T+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ از ذوب بخشی گری‌وک حاصل شده‌اند. پایین بودن نسبت Nb/Y و Nb/U و مقادیر بالای نسبت Ba/Nb بیانگر محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. با توجه

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که گرانیتوئیدهای جنوب‌شرق قروه دارای گوناگونی سنگ‌شناسی چندانی نداشته و شامل آلکالی‌گرانیت و آپلیت و رخنمون‌های کوچکی از گرانودیوریت است. روندهای تقریباً خطی تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای هارکر، می‌تواند بیانگر تبلور تفریقی کانی‌های سازنده طی مراحل مختلف تبلور ماگما باشد. پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب در نمودارها را می‌توان ناشی از آرایش ماگمایی با پوسته در نظر گرفت. همچنین در برخی نمونه‌های میلیونیتی با توجه به شرایط مناسب حرکت محلول‌های متاسوماتیسم و تشکیل میرمکیت از مقدار CaO و K_2O کاسته شده و به مقدار TiO_2 ، P_2O_5 ، Na_2O افزوده شده است. توده گرانیتوئیدی

- [12] Mahmudi, S.h., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., and Mohajjel, M (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj- sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41: 238-249.
- [13] Middlemost E. A. K (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science reviews* 37 (1994) 215-224.
- [14] Muller, D., Groves, D. I (1997) Potassic igneous rocks and associated gold copper Mineralization. *Lecture Notes in Earth Sciences*, No. 56.
- [15] Patino o Douce A.E (1996) Effects of pressure and H₂O content on the composition of primaray crustal melts ", *Trans. R.Soc. Edinburgh: Earth Science*. 87, 11-21
- [16] Pearce 1986 J.A., Gale G.H (1977) Identification of ore deposition environment from trace – element geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic prosses in Ore genesis.In stitute Mining Metallurgy"*, Geological Society London, Specical publication 7, 14-24.
- [17] Pearce J. A., Harris N.B., Tindle A.G (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *J. P.* 25, 956-983.
- [18] Rollinson H.R (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", *Longman scientific and technical* , 252 P.
- [19] Rudnich R.L., Fountain D. M (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective", *Reviews of Geophysics* 33, 267–309.
- [20] Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M (1996) High field strength elements of Pliocene- Pleistocene island- arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines), *Journal of petrology* 37, 693-726.
- [21] Shand S.J., T. Murby (1947) *Eruptive Rocks*, London, 488 p.
- [22] Sun S.S., McDounagh W.F (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and proccses. *Geol. Soc.Spec. Publ* 42, 313-345
- [23] Taylor, S.R., McLennan, S.M (1985) The continental crust: Its composition and evolution. *Blackwell, Oxford*. pp. 27-72.
- [24] Temel A., Gundogdu M.N., Gourgaud A (1998) PetrogicPal and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc – alkaline volcanism in Konya, Central Antalia, Turkey, *j. Volcanol. Geoth. Res* 85, 327-354.
- [25] Thampson A.B (1982) Mogmatism of The Bristish Tertiary Volcanic Province, *Scott. J.Geol.* 18, 50-107.
- [26] Wilson M (1989) *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman Lond.
- به موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه که در پهنه سندنج- سیرجان قرار دارد به نظر می‌رسد این مجموعه در ارتباط با مراحل پایانی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشد.
- ### منابع
- [۱] ترکیان، ا (۱۳۹۲) بررسی رفتار ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی‌های فلدسپار و بیوتیت در پهنه برشی شرق قروه (کردستان)، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال ۲۱، شماره ۳، ۵۸۱-۵۹۴.
- [۲] حسینی، م (۱۳۷۸) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش قروه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی.
- [۳] حلمی، ف، حسینی، م (۱۳۷۶) ویژگی‌های دگرگونی دینامیک و زمین‌شناسی گستره قروه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۹۹ صفحه.
- [۴] رضایی، م (۱۳۹۰) مطالعه سنگ‌های میلونیتی و جهت یافته جنوب‌شرق قروه (کردستان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی"، دانشگاه بوعلی‌سینا، ۱۶۸ صفحه.
- [۵] مجدل، م، سهندی، م، ر (۱۳۷۸) تکامل تکتونیک پهنه سندنج-سیرجان در نیمه شمال‌باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال هشتم، شماره ۳۲-۳۱.
- [6] Batchelor R.A., Bowden P (1985) Petrographic interpretation of granitoid rocks using multicationic parameters", *Chemical Geology*. 48, 43-55.
- [7] Chappell B.W (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites", *Lithos*, Volume 46: 535-551.
- [8] Chappell, B.W., White, A.J.R (1992) I and Stype granites in the Lachlan Fold Belt, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science*, 83, 1-26.
- [9] Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., and Chappell, B.W (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to mineralogy and petrology*, 80: 189-200.
- [10] 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", *j. Petrol Special Lithosphere Issue* 331-349.
- [11] Irvine T.N., Barager, W.R.A (1971) A guide to the chemical classification of common volcanic rocks, *Can.J.Earth Science* 8: 523-484