

پترولولژی توده های نفوذی گرانیتوئیدی ده رود در شمال سبزواران (جیرفت)

محمود حاجیان^۱، بهنام مهربان^۲، علی خان نصر اصفهانی^۳

چکیده

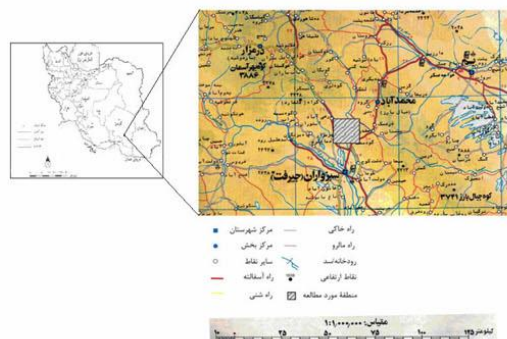
توده های گرانیتوئیدی ده رود در شمال سبزواران (جیرفت)، در بخش جنوب شرقی زون ارومیه-دختر (نوار دهج-ساردوئیه) واقع شده اند. این توده ها در بین سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی تخریبی (توفهای سبز، آندزیت، آندزیت بازالت و غیره) ائوسن میانی تا بالائی تزریق شده اند. براساس مشاهدات صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی دارای ترکیب گرانودیوریت، کوآرتز دیوریت، تونالیت، مونزونیت، دیوریت، مونزودیوریت و گابرو می باشند. میکروآنکلاوهای مافیک بوفور در این توده نفوذی دیده می شود و دایک هایی با ترکیب میکروگابرو دیوریت این توده ها را قطع می کنند. در دیگرامهای ژئوشیمیایی، طیف پیوسته ای بین ترکیبات سنگی مشاهده می شود که مبین تفریق ماگمایی است. روندهای تغییرات در نمودارهای عناصر سازگار و ناسازگار در مقابل یکدیگر نشان دهنده پیوستگی و ارتباط ترکیبی از نوع تبلور تفریقی بین نمونه ها می باشد. از لحاظ تقسیم بندیهای ژنتیکی، توده های گرانیتوئیدی مزبور از نوع گرانیتوئیدهای I می باشد. در دیگرامهای ژئوشیمیایی، این توده ها دارای ماهیت متاآلومین تا اندکی پرآلومین و کالکوالکالن پتاسیم بالا می باشند. با توجه به نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، این توده ها در محیط VAG (گرانیت های قوس آتشفشانی) و CAG (گرانیتوئیدهای برخورد قاره ای) قرار می گیرند و نتیجه فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره ای ایران مرکزی هستند. با جایگزینی توده های گرانیتوئیدی، دگرسانی آرژیلیتی و پروپلیتی گسترده ای سنگهای گرانیتوئیدی و سنگهای میزبان را تحت تاثیر قرار داده است.

کلمات کلیدی: پترولولژی، ژئوشیمی، گرانیتوئید

موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

منطقه مورد مطالعه بین طولهای $36^{\circ} 57'$ تا $45^{\circ} 57'$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $28^{\circ} 50'$ تا $28^{\circ} 55'$ شمالی واقع است این محدوده در شمال دشت سبزواران قرار داشته و ارتفاعات بین رشته کوههای جبال بارز و بحرآسمان را شامل می گردد. بزرگترین و مهمترین بخش در نزدیکی این محدوده، جیرفت (سبزواران)، مرکز شهرستان سبزواران است (شکل ۱).

^۱ - گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان^۲ - کارشناسی ارشد پترو لوزی دانشگاه صنعتی شاهرود^۳ - گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان



شکل (۱) موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

مطالعات قبلی

تا کنون استان کرمان توسط محققین زیادی مورد مطالعه قرار گرفته است (پیلگریم^۱ (۱۹۲۴)، کلپ^۲ (۱۹۴۰)، هوکریده و همکاران^۳ (۱۹۶۲)، دیمیتروویچ^۴ (۱۹۷۳)). اکثر مطالعات صورت گرفته در سالیان اخیر در سبزوآران، توسط سازمان زمین شناسی انجام شده است (سهیلی، ۱۳۶۷)، (سودی شعار و همکاران، ۱۳۷۹)، (کارگر و سرمد، ۱۳۷۹)، (امیر مطلبی، ۱۳۷۹)، (موسوی ماکوئی، ۱۳۷۹)، (نظری، ۱۳۷۹)، (واعظی پور، ۱۳۷۹)، (بدخشان ممتاز، ۱۳۸۰)، (رفاهی، ۱۳۷۹)، (واله و باباخانی، ۱۳۷۹). از آنجائیکه حجم قابل توجهی از سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه را توده های گرانیتوئیدی تشکیل می دهند، لذا جهت روشن شدن ماهیت ژئوشیمیایی، ماگماتیسیم و مسائل تکتونوماگمایی منطقه، بررسی مسائل سنگ شناسی توده های مزبور ضرورت می یابد.

نمونه برداری و روش مطالعه

به منظور شناسایی دقیق سنگ های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه تعداد ۱۱۵ مقطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. از میان آنها تعداد ۱۱ نمونه جهت انجام آنالیزهای شیمیایی به روش ICP- MS به آزمایشگاه Act lab کانادا ارسال و با استفاده از نرم افزارهای پترولوژیکی Minpet و Gcdkit, Igpert, Newpet مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنوب استان کرمان واقع است و براساس تقسیم بندی واحدهای ساختمانی ایران به نقل از اشتوکلین (۱۹۷۲؛ اصلاح شده توسط شهاب پور، ۱۹۹۴) جزئی از زون ماگمایی سهند- بزمان محسوب می شود. براساس تقسیم بندی واحدهای زمین شناسی و زمین ساختی کرمان (دیمیتروویچ،

¹ - Pilgrim

² - Clapp

³ - Hukride

⁴ - Dimitrojevic, M, D

(۱۹۷۳) جزء کمربند دهج- ساردوئیه است. دیمیتروویچ (۱۹۷۳) بخش جنوبی کمربند ولکانیکی سه‌ند- بزمان یا ارومیه- دختر کرمان را بنام نوار دهج- ساردوئیه معرفی نموده است. بربریان و همکار (۱۹۸۱)، در درویش زاده، (۱۳۸۲)، سن توده‌های جبال بارز را ۱۲ تا ۱۸ میلیون سال اعلام داشته است. در همین مورد باید از نوشته کنراد و همکار (در درویش زاده، ۱۳۸۲) یاد کرد که به عقیده آنها اکثر توده‌های نفوذی جبال بارز به میوسن تعلق دارند.

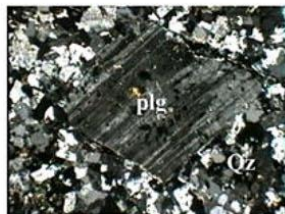
پتروگرافی توده‌های مورد مطالعه

از نظر پتروگرافی توده‌های گرانیتوئیدی ده رود دارای ترکیب سنگ شناسی در حد گرانودیوریت بوده و در حواشی تا کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، دیوریت و گابرو- دیوریت نیز تغییر می‌کنند. سنگهای مورد نظر غالباً بافت گرانولار داشته، گرچه بافتهای اینترگرانولار و پوئی کلیتیک نیز مشاهده می‌شود.

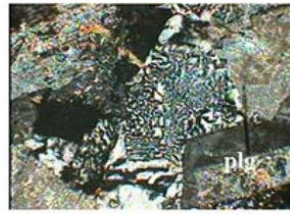
حجم غالب توده‌های نفوذی منطقه، گرانودیوریت‌ها می‌باشند که در بین سنگهای ولکانیکی اتوسن رخنمون پیدا کرده‌اند. در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری تا خاکستری مایل به سبز و تمام بلورین است. در مقاطع میکروسکوپی، معمولاً دارای بافت گرانولار بوده و گاهی مواقع بافت گرافیکی، پورفیروئیدی و پوئی کلیتیک نیز در آنها دیده می‌شود (شکل 2A, 2B). در برخی قسمت‌ها دارای انکلاوهایی از بخشهای زودتر سرد شده خود هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپات پتاسیم و هورنبلند می‌باشد. پلاژیوکلاز فراوانترین کانی گرانودیوریت است (۶۰٪-۴۷٪). ترکیب آنها در حد الیگوکلاز- آندزین است. بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای اندازه ۱ تا ۳ میلیمتر در سنگ می‌باشد و بصورت پورفیری در بین کانیهای دیگر دیده می‌شود. غالباً دارای ماکل پلی سنتتیک و یا منطقه بندی ترکیبی است. حاوی ادخالهایی از آپاتیت و کانی اپک بوده که نشانگر تبلور پلاژیوکلاز بعد از تشکیل آپاتیت و کانیهای اپک اولیه می‌باشد. پلاژیوکلاز در اغلب موارد، دگرسانی زیادی را متحمل شده و در حال تجزیه به سربست می‌باشد. کوارتز بیش از ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و معمولاً به صورت بی‌شکل بوده و غالباً فضای خالی بین کانی‌های دیگر را اشغال نموده است که این امر نشانگر تبلور کوارتز در مراحل پایانی و بعد از کانیهای دیگر است. اندازه دانه‌های آن ۱/۰ تا ۱ میلی متر بوده و در برخی قسمت‌ها، به اشکال رشته‌ای و مثلی شکل که حاصل رشد توأم کوارتز با فلدسپارها است، دیده می‌شود.

فلدسپات آلکالن تقریباً ۱۲ تا ۲۰ درصد سنگ را شامل می‌شود که غالباً کانولینیتی شده می‌باشد ارتوز، در سنگهای گرانودیوریتی معمولاً بصورت یک فاز تأخیری ایجاد گردیده و بهمین دلیل سایر کانیها مانند هورنبلند، پلاژیوکلاز و آپاتیت را در بر گرفته است. با توجه به خصوصیات نوری، ترکیب آمفیبولها در حد هورنبلند سبز می‌باشد که فراوانترین کانی مافیک موجود در گرانودیوریت‌هاست (۷-۳ درصد) و غالباً نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است. در بعضی مقاطع، متاسوماتیسم پتاسیک هورنبلند سبز را به بیوتیت تبدیل کرده است (شکل 2D). در طی فرایند بیوتیت‌زایی، مقادیری اسفن و کانی اپک تشکیل گردیده، که بصورت ادخال دیده می‌شوند. علاوه بر این، در اغلب موارد تبدیل هورنبلند به کلریت بوضوح به چشم می‌خورد. در برخی موارد، هورنبلند به کلریت، اپیدوت و مقداری اکسید آهن دگرسان شده است. پیروکسن به مقدار کم و در حدود ۱ درصد در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شود. بیوتیت بصورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و دارای

پلئوکروئیسیم قهوه‌ای تیره تا روشن می‌باشد و غالباً بصورت ثانویه و به ندرت اولیه در مقاطع مشاهده نمود. اسفن هم بصورت اولیه (بندرت) و بیشتر ثانویه دیده می‌شود. کانیهای اپک، غالباً از نوع اکسیدهای آهن و تیتانومگنتیت هستند. آپاتیت بصورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و عموماً بصورت انکلوژیون در پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل 2C). کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانیهای رسی از مهمترین کانی های ثانویه می باشند



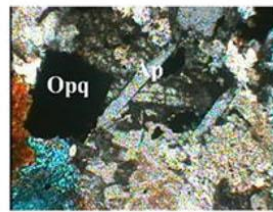
شکل B ۲



شکل 2A



شکل 2D



شکل 2C

شکل ۲A) بافت گرافیکی در گرانودیوریتها ناشی از رشد همزمان کوارتز و فلدسپات در نقطه اتکتیک (نور xpl، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۲B) بافت پورفیروئیدی در گرانودیوریتها، فنوکریست پلاژیوکلاز در بین قطعات ریز کوارتز و ارتوز و پلاژیوکلاز قرار گرفته است (نور xpl، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

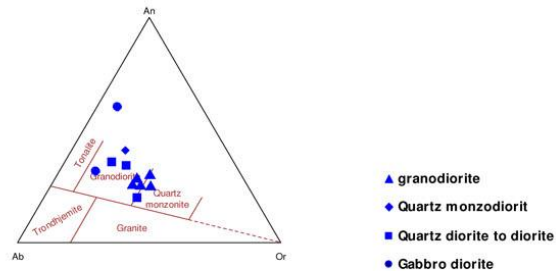
شکل ۲C) بلورهای سوزنی شکل آپاتیت در وسط مقطع به همراه کانی اپک درشت در گرانودیوریتها (نور xpl، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۲D) بیوتیت زایی هورنبلند در بالای گوشه سمت چپ تصویر، منطقه بندی ترکیبی پلاژیوکلاز در وسط و بلور نیمه شکل‌دار هورنبلند با رنگ سبز و حاوی کانی اپک بین آنها در گرانودیوریتها (نور xpl، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

Plg: پلاژیوکلاز؛ Qz: کوارتز؛ Ap: آپاتیت؛ Bio: بیوتیت؛ Opq: کانی اپک؛ Hlb: هورنبلند

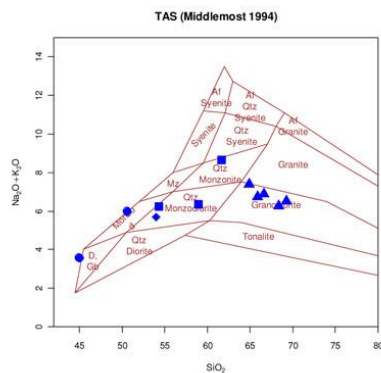
طبقه بندی

در نمودار مثلثی آل بیت- ارتوز- آنورتیت (اکانر ۱۹۶۵) و عبدالرحمن (۱۹۹۰)) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده‌های گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند (شکل 3).



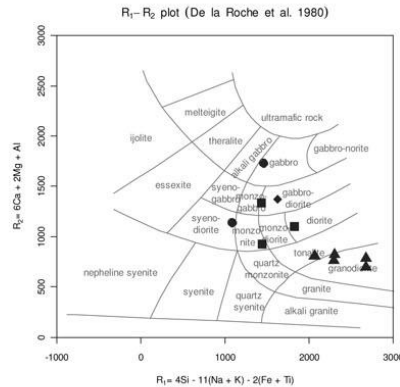
شکل ۳) طبقه بندی نورماتیو اکاتر (۱۹۶۵) برای نمونه‌های گرانیتویدی ده رود. تمام علائم استفاده شده در فصول مشابه علائم بکار رفته در این شکل می‌باشد.

در طبقه بندی شیمیایی میدلموست^۱ (۱۹۹۴) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانودیوریت، کوآرتز مونزونیت، مونزودیوریت و کوآرتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴).



شکل ۴) طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴).

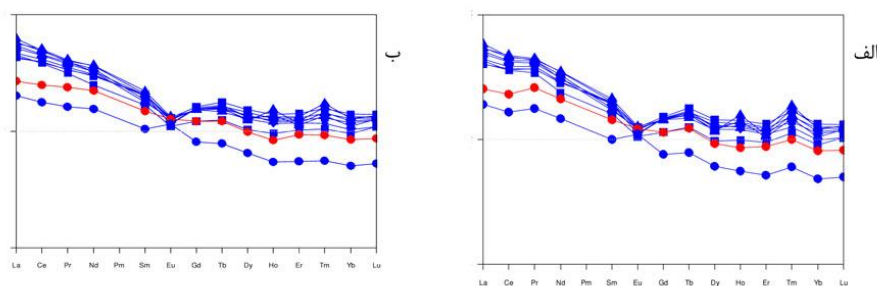
بر طبق طبقه بندی R1-R2 دلارش و همکاران نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت، مونزونیت، مونزوگابرو، تونالیت، سینودیوریت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵).



شکل ۵) موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی سنگهای نفوذی با استفاده از پارامترهای R_1 - R_2 (دلارش و همکاران، ۱۹۸۰).

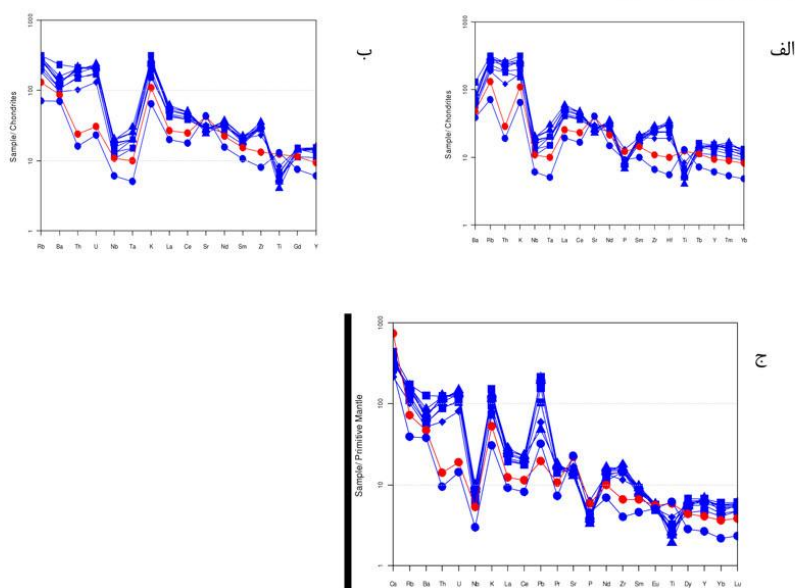
دیاگرام های عنکبوتی

بطور کلی در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) در نمونه ها غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل ۶). نمونه‌های سنگی منطقه در نمودار چند عنصری تامپسون^۱ (۱۹۸۲) و سان^۲ و همکاران (۱۹۸۰) که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. در این نمودارها مقادیر LREE, K, Rb, Ba و Th غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای دارند. تغییر در مقادیر این عناصر عمدتاً در ارتباط با دگرسانی رخ داده در سنگهای منطقه و تحرک بالای این عناصر می‌باشد و در مورد HREE, Nb, Ta, P و Ti آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل‌های ۷-الف و ۷-ب).



شکل ۶) نمودار های عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده با کندریت برای سنگ‌های منطقه ده رود. (الف) ناکامورا (۱۹۷۴) و (ب) بوینتون (۱۹۸۴).

در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه سان و مک دونوف (۱۹۸۹) نیز غنی شدگی قابل ملاحظه عناصر Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Pb و آنومالی منفی Ti, P, Nb, La, Ce دیده می شود (شکل ۷-ج). همچنین LREE ها غنی شدگی بیشتری نسبت به HREE ها نشان می دهند. افزایش عناصر باریم و روبیدیوم بعلت تبلور کانیهای پلاژیوکلاز در این سنگها می باشد به عقیده برخی محققین، آنومالی منفی Ti, P, Nb, La, Ce از ویژگیهای سنگهای قاره ای و از مشخصات ماگماهای وابسته به فرورانش است. همچنین تهی شدگی عناصر از چپ به راست در این دیاگرامها از ویژگیهای بارز نواحی کوهزایی است و نیز غنی شدگی LREE ها در سریهای کالکوالکان عادی است (گیل^۱، ۱۹۸۱؛ هاوکسورث^۲ و همکاران، ۱۹۹۱؛ وودهد^۳ و همکاران، ۱۹۹۳؛ پیپرس و همکاران، ۱۹۹۹؛ کاستیلو^۴ و همکاران، ۲۰۰۶).



شکل ۷) نمودارهای عنکبوتی چند عنصری سنگهای منطقه

الف) نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت تامپسون (۱۹۸۲)، ب) نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت سان (۱۹۸۰)، ج) نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه پیپرس (۱۹۸۳) برای سنگهای منطقه مورد مطالعه. علائم بکار رفته در تمام نمودارها یکسان است.

^{۲-} Gill

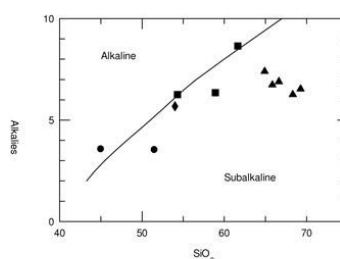
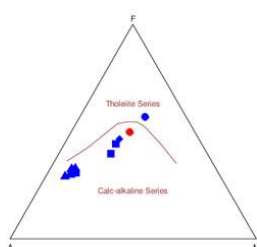
^{۳-} Hawkesworth et al.

^{۴-} Woodhead et al.

^{۵-} Castillo et al.

جایگاه زمین ساختی - ماگمایی

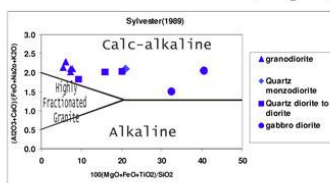
در نمودار $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ ایروین و باراگار^۱ (۱۹۷۱) بر اساس درصد وزنی مجموع آلکالی در برابر سیلیس، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸). سنگ‌های آذرین ساب آلکالن می‌توانند از نوع تولیتی یا کالکو آلکالن باشند. جهت تفکیک آنها می‌توان از نمودار سه تایی ایروین و باراگار یا ویلسون بهره برد. بر اساس این نمودار، سنگهای منطقه در محدوده ی سری کالکوآلکالن قرار میگیرند (شکل ۹).



نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} / \text{FeO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}$

شکل ۸) نمودار ایروین و باراگار (۱۹۷۱) جهت تفکیک قلمروهای سریهای آلکالن و ساب آلکالن. موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. تفکیک قلمروهای سریهای آلکالن و ساب آلکالن. محدوده‌های تولیتی و کالکوآلکالن و

در 2O در مقابل $100 * (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2) / \text{SiO}_2$ تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کالکوآلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

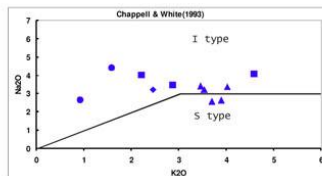


مطالعه شکل ۱۰) دیاگرام سیلوستر (۱۹۸۹) جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه مورد

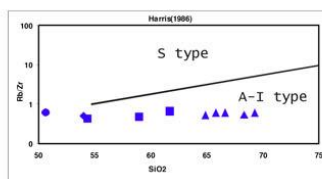
جایگاه تکتونیکی گرانیت های مورد مطالعه بر اساس عناصر اصلی

در نمودار K_2O در مقابل N_2O چپل و وایت (۱۹۹۳)، نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئید های نوع I قرار دارد (شکل ۹).

در نمودار SiO_2 در مقابل Rb/Zr هریس^۱ و همکاران (۱۹۸۶)، نمونه‌ها در محدوده تیپ A و I قرار می‌گیرند (شکل ۱۲).

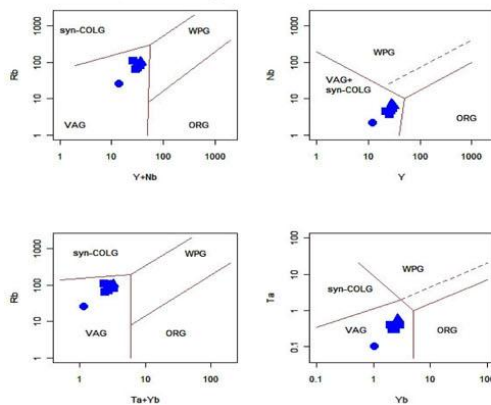


شکل ۱۱) نمودار K_2O در مقابل Na_2O جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S (چپل و وایت، ۱۹۹۳).



شکل ۱۲) نمودار SiO_2 در مقابل Rb/Zr هریس (۱۹۸۶) جهت تمایز گرانیتوئیدهای S، A و I.

پیرس و همکاران (۱۹۸۴) بمنظور تفکیک گروههای گرانیتوئیدی مزبور، نمودارهایی را که بر مبنای عناصر دارای بار و شعاع یونی بالا استوار بوده و براساس داده‌های ژئوشیمیایی وسیع در سطح جهان پایه گذاری شده ارائه نموده‌اند. در نمودار لگاریتمی Rb در مقابل Y+Nb ، تمام نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند. بعلاوه در نمودار لگاریتمی Nb در مقابل Y ، نمونه‌های مورد نظر در محدوده $\text{VAG} + \text{SynCOLG}$ (گرانیت‌های قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد) قرار می‌گیرند (شکل ۱۳).



شکل ۱۳) نمودارهای پیرس و همکاران (۱۹۸۴) جهت تمایز محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها بر اساس عناصر کمیاب

نتیجه گیری کلی

۱. منطقه مورد مطالعه در شمال جیرفت واقع شده است و جزئی از زون ماگمایی ارومیه- دختر (بخش جنوبی) می باشد که رخدادهای مربوط به این بخش را در خود ثبت کرده است.
۲. توده های گرانیتوئیدی ده رود غالباً متشکل از گرانودیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، دیوریت و گابرو دیوریت می باشد و علاوه بر کانیه های اصلی همچون کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن و هورنبلند، دربردارنده کانیه های فرعی بیوتیت، کلینوپیروکسن (غالباً اوژیت)، اسفن، آپاتیت، اپاک و کانیه های ثانویه اپیدوت، کلریت، سربسیت و کانیه های رسی می باشد.
۳. وجود روند خطی مثبت در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار و روند خطی منفی در نمودار عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار، مبین تبلور تفریقی در سنگهای منطقه مورد مطالعه است و تبلور بخشی با جدایش کانیهایی نظیر پلاژیوکلاز و هورنبلند همراه بوده است.
۴. در نمودارهای عنکبوتی منطقه مورد مطالعه، عناصر ناسازگار سبک غنی شدگی بیشتری نسبت به عناصر کمیاب سنگین از خود نشان می دهند که این خصوصیت از ویژگیهای بارز سنگهای کالکوالکالن قوس آتشفشانی زونهای فرورانش حاشیه قاره ای است.
۵. آنومالی منفی نیوبوم در نمودارهای عنکبوتی، مبین آغستگی ماگما با مواد پوسته ای و ارتباط ماگما با مناطق فرورانش و آنومالی منفی TiO_2 احتمالاً مرتبط با ترکیب شیمیایی منبع یا مشخصه سنگهای مرتبط به فرورانش است.
۶. در نمودارهای ژئوشیمیایی، توده ها دارای ماهیت کالکوالکالن پتاسیم بالا می باشند و از نظر شاخص اشباع از آلومین، پرآلومین تا اندکی متآلومین هستند.
۷. با توجه به ویژگیهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی توده های گرانیتوئیدی ده رود و مقایسه آنها با اختصاصات انواع گرانیتها، این سنگها در گروه گرانیتهای تیپ I قرار می گیرند.
۸. گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی از نوع گرانیتوئیدهای CAG و VAG می باشند.
۹. از مطالعات انجام شده چنین برمی آید که توده های گرانیتوئیدی ده رود بعد از ائوسن در قسمت جنوبی زون ارومیه- دختر تزریق و جایگزین شده است و حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی هستند.

منابع

- امیر مطلبی، نسرين (۱۳۷۹). گزارش پردازش و تفسیر ژئوفیزیک هوایی با استفاده از روش مغناطیس سنجی در ورقه یکصد هزارم سبزواران، پروژه اکتشاف سیستماتیک در کمربند ارومیه- دختر.
- بدخشان ممتاز، قیس (۱۳۸۰). گزارش بررسیهای اکتشافی چکشی و ژئوشیمیایی در بلوک دو (جبال بارز)- سبزواران- حنا فاز دوم اکتشافی، پروژه اکتشاف سیستماتیک در کمربند ارومیه- دختر.

- درویش زاده، علی، ۱۳۷۶، پترولوژی تجربی و کاربردهای آن، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۳۷ص.
- سودی شعار و همکاران، پیام (۱۳۷۹) گزارش اکتشاف ژئوشیمیایی سیستماتیک در محدوده نقشه یکصد هزارم سبزواران.
- سهیلی، منوچهر (۱۳۶۷). گزارش وجود اندیس طلا در محدوده نقشه یکصد هزارم سبزواران، سازمان زمین شناسی کشور.
- کارگر، روزبه و سرمد (۱۳۷۹). گزارش اکتشافات معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای در ورقه یکصد هزارم سبزواران، سازمان زمین شناسی کشور.
- نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزواران، سازمان زمین شناسی کشور با همکاری گروه یوگسلاو (۱۹۷۳).
- موسوی ماکوئی، علی (۱۳۷۹). تهیه نقشه مقدماتی پتانسیل مواد معدنی در گستره یکصد هزارم سبزواران با بهره‌گیری از سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی GIS.
- واله ناصر؛ باباخانی، علیرضا (۱۳۷۹). نقشه سبزواران، نقشه فنی فارسی.
- نظری، حمید (۱۳۷۹). گزارش زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک ورقه یکصد هزارم سبزواران پروژه اکتشاف سیستماتیک بر روی کمربند ارومیه- دختر.

- Abdol Rahman, A.M., 1990. Petrology of early-orogenic diorite, tonalities and post orogenic trondhjemites in Nubian shield Journal Petrology 31, 1285-1312.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a pale geography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci., 18, 210-256.
- Chappell, B.W.,White. A.J.R, 1974.Two contrasting granite types pacific geology, vol.8,173-174.
- Clap, F.G, 1940. Geology of Eastern Iran. Geol. Soc. Amer. Bull; Vol, 51, No.1, pp1-101, 13 pls.(Incl. col. G. map), Jan, 1940.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses _ its relationship and current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.
- Dimitrijovic, M.D. (1973), Geology of Kerman region. Geol.Surv.of Iran, Yu/52,334 p.
- Harris, N.B.W.,Pearce,J. A.,A., Tindle, A.G., 1986.Geochemi calcharacteristic of collision-zone magmatism. In: caward,M.P.,Ries,A.C.(Eds.), collision Tectonice. Geological society London special publication19,pp.67-81.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Sci., 8, 523-548.
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chem. Geol., 77, 19-26
- Abdol Rahman, A.M., 1990. Petrology of early-orogenic diorite, tonalities and post orogenic trondhjemites in Nubian shield Journal Petrology 31, 1285-1312.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci., 18, 210-256.
- Chappell, B.W.,White. A.J.R, 1974.Two contrasting granite types pacific geology, vol.8,173-174.
- Clap, F.G, 1940. Geology of Eastern Iran. Geol. Soc. Amer. Bull; Vol, 51, No.1, pp1-101, 13 pls.(Incl. col. G. map), Jan, 1940.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses _ its relationship and current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.
- Dimitrijovic, M.D. (1973), Geology of Kerman region. Geol.Surv.of Iran, Yu/52,334 p.

-
- Harris, N.B.W., Pearce, J. A., A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristic of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), Collision Tectonics. Geological Society London special publication 19, pp. 67-81.
 - Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Sci., 8, 523-548.
 - Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chem. Geol., 77, 19-26