

سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های دیوریتی ناحیه کوه کمرزرد (شمال تربت حیدریه)

زهرا تقوی*، سید احمد مظاهری^۲، مهناز خدای^۳

۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استادیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: zahrataghavikh@gmail.com

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۶/۲۱، پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۹/۴

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق ایران و در ۱۵ کیلومتری شمال تربت حیدریه در زون ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه دارای ترکیب سنگ‌شناسی متنوعی است. دیوریت‌ها که از سنگ‌های اصلی منطقه هستند، از نظر سنگ‌نگاری شامل متادیوریت‌ها، پیروکسن دیوریت‌های نیمه‌آتشفشانی، پیروکسن دیوریت‌ها و هورنبلند دیوریت‌ها هستند و معمولاً از پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن (اوزیت) و کلریت تشکیل شده‌اند. بافت غالب این سنگ‌ها نیمه‌خودریخت دانه‌ای است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که دیوریت‌های مورد مطالعه، دارای ماهیت تولیتی هستند. تأثیر آرایش ماگمایی در روند شکل‌گیری و تحول آنها نقش مهمی را ایفا کرده است. این مطالعات همچنین بیانگر تعلق این سنگ‌ها به کمان‌های آتشفشانی است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، دیوریت، تربت حیدریه

۱- مقدمه

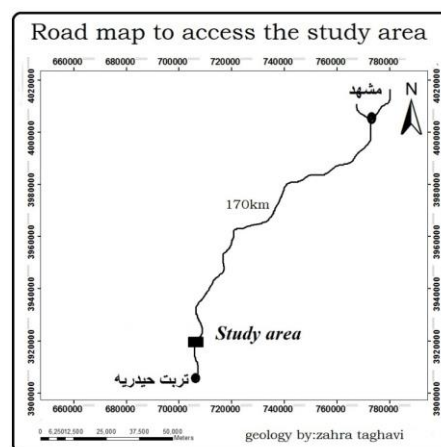
است. مرز شمالی این کمر بند را گسل تکنار مشخص می‌کند که در حاشیه شمالی آن واحدهای افیولیتی رخنمون دارند و مرز جنوبی آن گسل درونه است که در حاشیه جنوبی آن رسوبات نفوزن-کواترنر گسترش دارند. در کرتاسه، کافت بین خردقاره ایران مرکزی و حاشیه جنوبی صفحه اوراسیا منجر به شکل‌گیری شاخه باریکی از اقیانوس نئوتتیس شده است (Glennie, 2000) که به‌عنوان اقیانوس سبزوار شناخته می‌شود. در اواخر کرتاسه، اقیانوس سبزوار با فرورانش به زیر ایران مرکزی در محل زمین‌درز گسل کویر بزرگ شروع به بسته‌شدن کرد (Stocklin, 1968). بر اثر این فرورانش، کمان ماگمایی مرتبط با حاشیه همگرا ایجاد شد که فعالیت ماگمایی آن به‌ویژه در زمان ائوسن بیشینه بوده و کم و بیش در الیگوسن آغازی، میوسن میانی و پلیوسن تکرار شده است (درویش‌زاده و آسیابان‌ها، ۱۳۷۰).

از مطالعات پیشین در این منطقه می‌توان به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تربت حیدریه اشاره کرد. صمدیه، (۱۳۹۰) و قاسمی برسیانی، (۱۳۹۱) نیز در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود سنگ‌شناسی و ژئوشیمی واحدهای افیولیتی تربت حیدریه را بررسی کرده‌اند ولی تاکنون مطالعات سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی دقیقی بر روی سنگ‌های دیوریتی این ناحیه صورت نگرفته است؛ بنابراین، این پژوهش برای روشن‌شدن وضعیت ماگماتیسیم منطقه و مسائل سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی آن، به بررسی توده یادشده پرداخته است.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مربوط اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن

منطقه مورد مطالعه (کوه کمرزرد و مناطق اطراف آن) در شمال شرق ایران و در ۱۵ کیلومتری شمال تربت حیدریه، حد فاصل مشهد - تربت حیدریه (شکل ۱) در استان خراسان رضوی قرار دارد. این ناحیه بین طول جغرافیایی ۵۹° و ۳۰' و عرض جغرافیایی ۳۵° و ۳۰' شمالی (در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تربت حیدریه) جای گرفته است و براساس تقسیم‌های ساختاری (Stocklin, 1968) و (Alavi, 1991) به‌ترتیب در زون ساختاری ایران مرکزی و پهنه ساختاری سبزوار جای دارد.

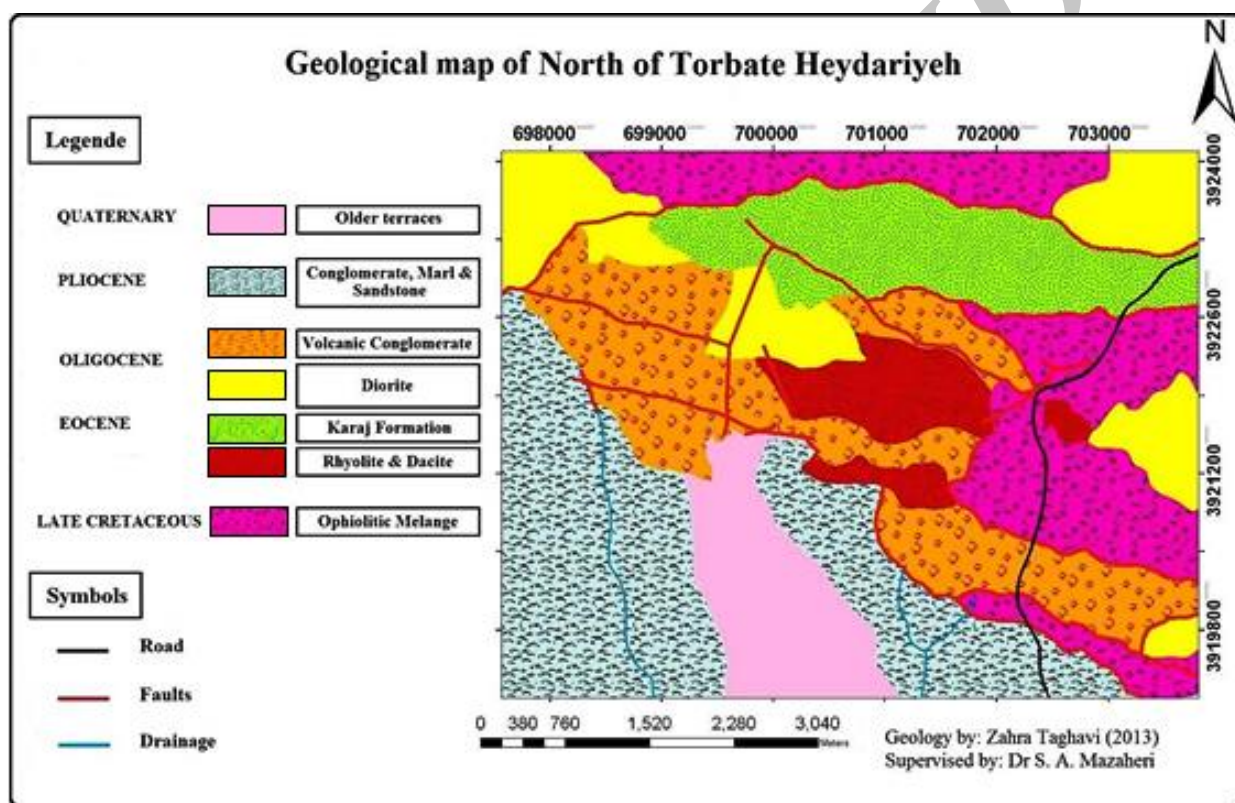


شکل ۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

این منطقه، بخشی از کمر بند آتشفشانی- پلوتونیک شمال گسل درونه

عناصر ساختاری مانند چین خوردگی‌ها، گسل خوردگی‌ها و فعالیت ماگمایی در منطقه داشته است. برای مثال حرکت‌های کوهزایی پس از ائوسن سبب فعالیت و تزریق توده ماگمایی دیوریتی منطقه شده است که احتمال دارد این فعالیت آذرین در الیگوسن نیز ادامه داشته است (خلقی خسرقی، ۱۳۷۵). از آنجا که سنگ‌های دیوریتی یادشده، مجموعه آمیزه‌های افیولیتی و در برخی نقاط سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده است، چنین پنداشته می‌شود که سن این سنگ‌ها پس از ائوسن باشد. از دیگر سنگ‌های منطقه که گستردگی قابل توجهی دارند، می‌توان به کنگلومرای آتشفشانی ستر لایه تا توده‌ای اشاره کرد که جایگیری این کنگلومرا در نتیجه حرکت‌های آلیپی میانی صورت گرفته است (شکل ۲).

است که به آمیزه‌های افیولیتی کوه دول‌آباد و شترگردن تعلق دارد. فعالیت ماگمایی ترشیری با گسترش سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب اسیدی و حدواسط و هم‌چنین توده‌های دیوریتی مشخص شده است. سنگ‌های آتشفشانی شامل آتشفشان عظیمی از سنگ‌های ریولیتی، داسیتی و تراکی آندزیتی است. سنگ‌های آذرآواری نیز شامل توف‌های سبز کرج (با ترکیب داسیت) است که با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ توفی و شیل مشخص می‌شوند. به دنبال حرکات کوهزایی پس از کرتاسه پسین و پیش از ائوسن که منجر به بسته‌شدن اقیانوس‌های اطراف خردقاره ایران مرکزی در شمال و شرق ایران و جایگیری مجموعه سنگ‌های افیولیتی و تشکیل حوضه‌های رسوبی ائوسن و جوان‌تر شد، دیگر حرکت‌های کوهزایی آلیپی نقش بسیار مهمی در شکل‌گیری چهره کنونی منطقه مورد مطالعه و تشکیل



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (برگرفته از خلقی خسرقی، ۱۳۷۵)

۳- روش تحقیق

عناصر اصلی و فرعی توسط دستگاه طیف‌سنج مدل Philips PW 1480 صورت پذیرفته است. اساس کار آن بر مبنای برهم‌کنش‌های ماده با پرتوهای X است که باعث برانگیخته‌شدن الکترون‌های خاص می‌شود که بعد از واهلش، پرتوهای X با طول موج خاص آن عنصر منتشر می‌شود. با اندازه‌گیری هر طول موج، نام عنصر مربوطه مشخص شده و با اندازه‌گیری شدت آن، می‌توان به فراوانی آن عنصر در نمونه پی برد. در پایان، برای رسم نقشه‌ها و نمودارهای ژئوشیمیایی از برنامه رایانه‌ای ArcGIS، GCDkit و New Pet استفاده شده است.

این پژوهش، دربرگیرنده مطالعات کتابخانه‌ای، مطالعات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل آشنایی با محل، جداکردن واحدهای سنگی، نمونه‌برداری سیستماتیک و عکس‌برداری از پدیده‌ها بوده است. در مطالعات آزمایشگاهی ۳۲ مقطع نازک از سنگ‌های دیوریتی تهیه و سپس با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. در راستای مطالعات ژئوشیمیایی نیز ۷ مقطع از این نمونه‌ها با کمترین دگرسانی انتخاب و برای تجزیه به روش XRF به آزمایشگاه کانسازان بینالود تهران ارسال شد که نتایج این تجزیه در جدول ۱ ارائه شده است در این روش تجزیه

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی (Wt%) و عناصر فرعی (ppm) سنگ‌های دیوریتی منطقه به روش XRF

Sample	T-36	T-29	T-22	T-25	T-47	T-19	T-43
Rock Type	دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت
SiO ₂	۵۵/۵۸	۵۵/۵۳	۵۳/۳۵	۵۲/۶۵	۵۱/۹۸	۵۱/۶۵	۵۱/۱۳
Al ₂ O ₃	۱۵/۴۲	۱۴/۰۴	۱۵/۲۵	۱۵/۰۹	۱۴/۵۵	۱۴/۵۶	۱۵/۳۶
Fe ₂ O ₃	۱۱/۲۱	۱۰/۹۸	۱۳/۱	۱۲/۰۱	۱۰/۰۲	۱۱/۷۱	۱۲/۳۸
CaO	۴/۵۳	۸/۲۳	۶/۱۲	۷/۶۱	۹/۳۵	۸/۸۱	۶/۵۴
Na ₂ O	۲/۵۴	۲/۵۱	۲/۲۱	۳/۰۷	۲/۶۷	۴/۰۲	۲/۸۷
K ₂ O	۰/۷۴	۰/۹۱	۰/۱۱	۰/۵۸	۰/۲۹	۰/۳۱	۱/۰۲
MgO	۴/۲۲	۴/۰۹	۴/۸۵	۵/۳۴	۵/۸۱	۵/۰۲	۶/۸۴
TiO ₂	۱/۲۵	۱/۵۵	۱/۱۲	۱/۱۵	۱/۷۴	۰/۹۲	۱/۶۴
MnO	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۲	۰/۱۶
P ₂ O ₅	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۲	۰/۰۸	۰/۱۲
SO ₃	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
LOI	۲/۸۵	۱/۶۳	۳/۱۷	۱/۹۷	۲/۹۳	۲/۴۹	۱/۷
Total	۹۹/۷۵	۹۹/۷۹	۹۹/۷۸	۹۹/۷۵	۹۹/۷۴	۹۹/۷۷	۹۹/۷۴
Cl	۸۲	۹۵	۸۹	۱۰۱	۸۲	۱۵۲	۹۸
Ba	۷۷	۴۸	۴۹	۸۵	۳۱	۷۰	۶۳
Sr	۲۴۷	۴۰۰	۱۷۷	۴۳۱	۱۶۴	۳۰۸	۳۹۸
Cu	۵۲	۴۵	۱۶	۵۰	۷۱	۸۷	۵۰
Zn	۶۸	۵۸	۸۶	۱۲۰	۷۳	۹۰	۹۰
Pb	۴	۱۵	۹	۳۸	۴۱	۱۸	۳۰
Ni	۴۹	۸۸	۳۹	۷۰	۷۲	۴۱	۵۰
Cr	۲۵	۱۵۸	۸۴	۳۰	۶۵	۶	۶۰
V	۲۸۱	۱۵۳	۴۰۸	۳۳۵	۲۷۸	۲۳۹	۳۰۳
Zr	۱۰۶	۶۹	۵۵	۱۱۲	۱۱۶	۷۵	۱۰۶
Y	۲۰	۱۸	۱۱	۱۸	۲۳	۸	۱۷
Rb	۱۹	۲۵	۱۵	۲۱	۵۱	۱۶	۳۲
Ce	۴	۸	۳	۱۰	۶	۱۴	۵
La	۳	۳	۱	۱	۲	۵	۱
W	۷	۶	۲	۱	۱	۱	۳
Co	۶	۶	۳	۴	۲	۵	۳
As	۶	۷	۲	۱۱	۶	۱۲۴	۹
U	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Th	۶	۴	۳	۲	۱	۱	۲
Mo	۴	۸	۴	۵	۸	۴	۵
Ga	۸	۷	۵	۱۶	۱۴	۱۵	۱۴
Nb	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱

۴- بحث و بررسی

۴-۱- ویژگی‌های صحرایی

بوده و به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند (شکل ۳)، البته حضور فراوان کانی‌هایی مانند اپیدوت و کلریت باعث شده که برخی از این سنگ‌ها ظاهری مایل به سبز داشته باشند؛ چنین سنگ‌هایی در این پژوهش، متادیوریت نامیده شدند (شکل ۴). برخی از این سنگ‌ها درزه‌ها و شکستگی‌های زیادی دارند که غالباً توسط کربنات‌ها پر شده است.

دیوریت‌های مورد مطالعه یا به صورت ارتفاعاتی ستیخ‌ساز و یا به صورت توده‌های کوچک عدسی‌شکل در منطقه رخنمون دارند. ریزپلور تا درشت‌پلور



شکل ۴- نمایی دیگر از دیوریت‌های منطقه



شکل ۳- نمایی از دیوریت‌های منطقه

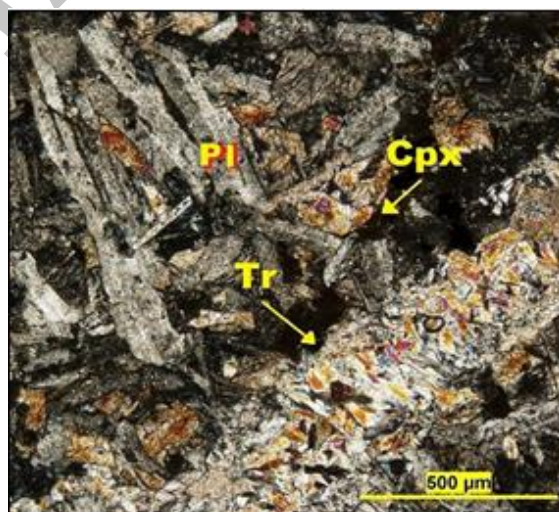
۴-۲- سنگ‌نگاری

مهم این پلاژیوکلازها، وجود بافت غربالی و همچنین وجود دوقلویی پلی‌سنتتیک، کارلسباد-آلبیت و نوسانی است. پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز بوده و در نتیجه دگرسانی سربسیستی، کلریتی و کائولینیتی شده‌اند. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت بوده و غالباً در نتیجه دگرسانی به کلریت، اورالیت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. کوارتز، اپیدوت، ترمولیت (به صورت رگه)، کلسیت و منیزیت (به صورت رگه) از دیگر کانی‌های ثانویه به‌شمار می‌روند. این سنگ‌ها دارای بافت نیمه‌خودریخت دانه‌ای، میان‌دانه‌ای (شکل ۵)، افیتیک، ساب‌افیتیک و غربالی هستند.

دیوریت‌های مورد مطالعه تنوع قابل‌توجهی دارند و عمدتاً شامل پیروکسن دیوریت‌ها، پیروکسن دیوریت‌های نیمه‌آتشفشانی، متادیوریت‌ها و هورنبلند دیوریت‌ها می‌باشند که در ادامه به بررسی هر کدام می‌پردازیم.

۴-۲-۱- پیروکسن دیوریت‌ها

این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده‌اند. از ویژگی‌های

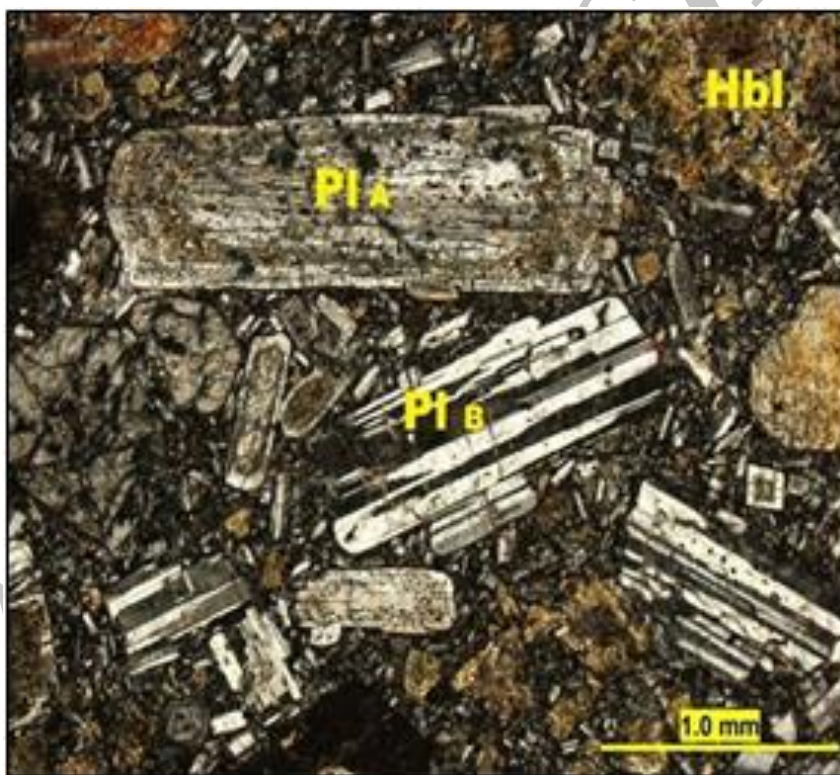


شکل ۵- تصویری از وجود رگه‌های ترمولیتی و بافت میان‌دانه‌ای با حضور پلاژیوکلازها و کلینوپيروکسن‌ها در پیروکسن دیوریت‌ها (XPL)

۴-۲-۲- پیروکسن دیوریت‌های نیمه‌آتشفشانی

در نتیجه عملکرد محلول‌های گرمایی پلاژیوکلازهای نسل اول (Pl_A) زودتر واکنش داده و تجزیه می‌شوند و پلاژیوکلازهای نسل دوم (Pl_B) به نسبت سالم می‌مانند (Shelly, 1993). از ویژگی‌های پیروکسن‌ها (اوژیت) می‌توان به شکل منظم آنها، وجود دوقلویی و خوردگی برخی از آنها و همچنین دگرسانی به اورالیت و کربنات‌ها اشاره کرد. وجود بافت غربالی، زون‌بندی نوسانی و دگرسانی انتخابی در پلاژیوکلازها و همچنین آثار خوردگی در پیروکسن‌ها احتمال آمیختگی ماگمایی و آلودگی پوسته‌ای را در آنها بالا می‌برد (Perugini et al., 2003 & Conly et al., 2005). هورنبلندها اکثراً بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و در حال تبدیل به کلریت و کانی‌های کدر هستند. این سنگ‌ها، بافت پورفیری نیمه‌آتشفشانی، دارای زون‌بندی، غباری (Dusty)، غربالی و پویکلیتی و حفره‌ای را به نمایش می‌گذارند.

در این سنگ‌ها درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن در خمیره‌ای از شیشه و کانی‌های ریز پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن، کوارتز و اپیدوت قرار گرفته‌اند. از ویژگی‌های پلاژیوکلازها (لابرادوریت) وجود دوقلویی پلی‌سنتتیک، پریکلین و زون‌بندی و همچنین وجود بافت غربالی و غباری (Dusty) است. بیشتر آنها شکل‌دار هستند و برخی از آنها در نتیجه دگرسانی به سرسیت و کربنات و به میزان کمی به کائولینیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند [حضور دو نسل پلاژیوکلاز یا به عبارت بهتر، دگرسانی انتخابی در پلاژیوکلازها از مهم‌ترین خصوصیات این دسته از سنگ‌ها به شمار می‌رود] (شکل ۶). هنگامی که یک ماگمای مافیک با مذاب فلیسیک ماگمای هیبریدی را به وجود می‌آورد، پلاژیوکلازهای سدیک‌تری را می‌سازد که در حاشیه پلاژیوکلازهای قدیمی و یا به‌طور مجزا در متن سنگ قرار می‌گیرند.

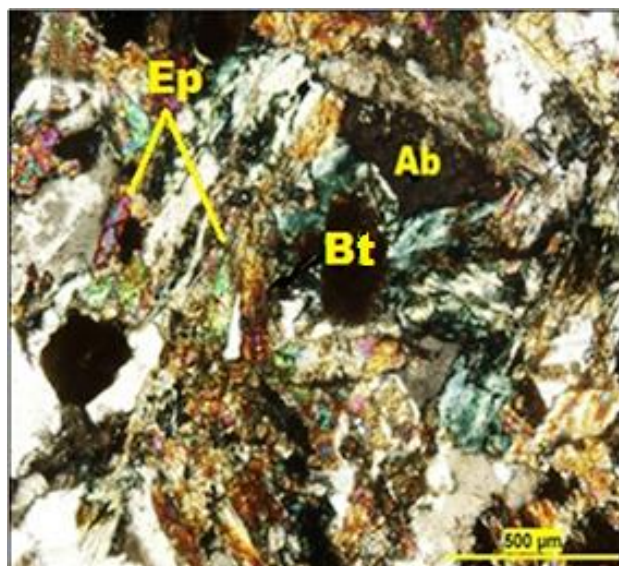


شکل ۶- تصویر میکروسکوپی از همزیستی پلاژیوکلازهای نسل اول (Pl_A) در مجاورت پلاژیوکلازهای نسل دوم (Pl_B) در پیروکسن دیوریت‌های نیمه‌آتشفشانی (XPL)

۴-۲-۳- متادیوریت‌ها

تا نیمه‌شکل‌دار هستند. سطح این کانی‌ها کاملاً تیره به نظر می‌رسد. تیرگی رنگ بیوتیت‌ها با افزایش دمای تشکیل آنها بالا می‌رود که علت آن می‌تواند هیدروکسیل‌زدایی در حین اکسایش آهن دو ظرفیتی باشد. اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر جزو کانی‌های فرعی هستند. با توجه به اینکه کانی‌های پلاژیوکلاز (آلبیت)، اپیدوت، اکتینولیت، کلریت و هورنبلند، مجموعه مینرالی شاخص رخساره شیبست سبز هستند، به نظر می‌رسد که دیوریت موردنظر در نتیجه دگرگونی گرمایی و در این رخساره دگرگون شده باشد (شکل ۷).

این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها از نوع آلبیت بوده و به صورت ریزبلور بوده و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. هورنبلند و بیوتیت کانی‌های متداول موجود در این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. هورنبلندها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و در حال تبدیل به اکتینولیت هستند. از دیگر دگرسانی‌های مشاهده‌شده در این سنگ‌ها می‌توان به کلریتی شدن بیوتیت‌ها اشاره کرد. بیوتیت‌ها نیز بی‌شکل



شکل ۷- تصویر میکروسکوپی از حضور آلبیت، اپیدوت، کلریت و بیوتیت در متادیوریت‌ها (XPL)

۴-۲-۴- هورنبلند دیوریت‌ها

K^+ امکان‌پذیر است (Shelly, 1993). هورنبلندها، ۴۵-۴۰ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. این کانی‌ها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و در حال تبدیل به کربنات، ترمولیت و کلریت هستند. برخی از این هورنبلندها، ماکل دارند. آپاتیت و کانی‌های کدر به‌عنوان کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها به شمار می‌روند. دارای بافت خودریخت دانه‌ای و پویکلیتیک هستند (شکل ۸).

این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز (آندزین و لابرادوریت) و هورنبلند تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها بیشتر به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند، وجود دوقلویی پلی‌سنتیک و همچنین سریستی شدن از دیگر ویژگی‌های آنهاست. سریستی شدن در نتیجه حضور سیالات گرمابی غنی از آب و یون



شکل ۸- حضور پلاژیوکلاز، هورنبلند و کربنات در هورنبلند دیوریت‌ها (XPL)

۴-۳- ژئوشیمی

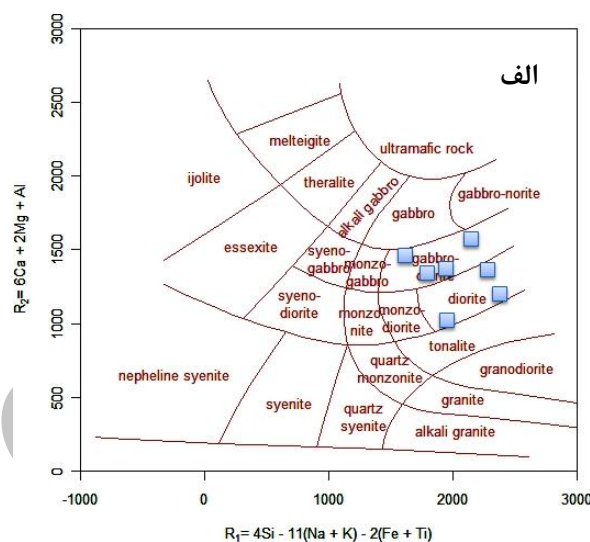
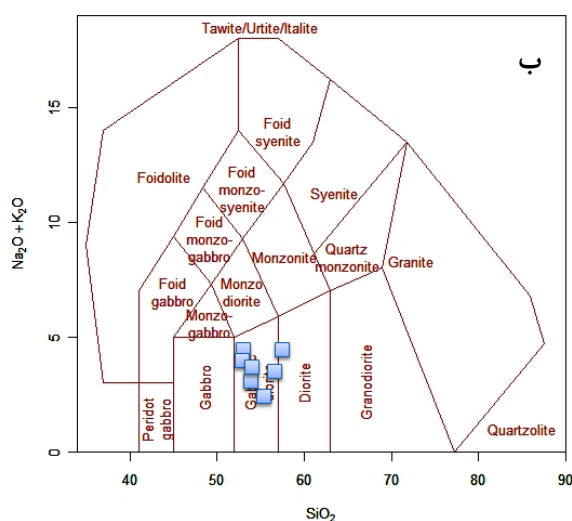
می‌گیرد. مطالعه بر روی تغییرات و تحولات ایجاد شده و دنبال کردن روند حوادث رخ داده در ماگما و سنگ‌های حاصل از آن توسط روش‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد. به منظور رده‌بندی شیمیایی، سری ماگمایی، آرایش و تعیین محیط زمین‌ساختی- ماگمایی و همچنین تغییرات عناصر فرعی، ۷ نمونه از این سنگ‌ها به روش XRF تجزیه شد که در ادامه به بررسی هر کدام می‌پردازیم.

ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین تابع ترکیب ماگمایی است که سنگ از آن متبلور شده است. ترکیب ماگما در حین حرکت به سمت سطح زمین و جایگیری آن در اعماق مختلف، تغییر نموده و بنابراین ترکیب عناصر اصلی آئیر نحوه تکامل ماگما و فرایندهای مؤثر بر آن قرار

۴-۳-۱- رده‌بندی سنگ‌های آذرین

(Middlemost, 1985) (شکل ۹-ب) استفاده شده است. در این نمودارها، نمونه‌ها در محدوده دیوریت و دیوریت‌گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۹). لازم به ذکر است که عناصر به کار برده شده در نمودار دولاروش (R1- R2) بر حسب میلی‌کاتیون هستند. همچنین به دلیل اینکه تقریباً از شیمی تمامی عناصر اصلی سنگ استفاده شده است، نتایج مطلوب‌تری ارائه می‌دهد.

اصولاً جهت طبقه‌بندی سنگ‌ها مبنای مختلفی وجود دارند که اساس رده‌بندی قرار می‌گیرند. برای نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه براساس ترکیب شیمیایی، از نمودارهای (De la Roche et al., 1980) (شکل ۹-الف) و

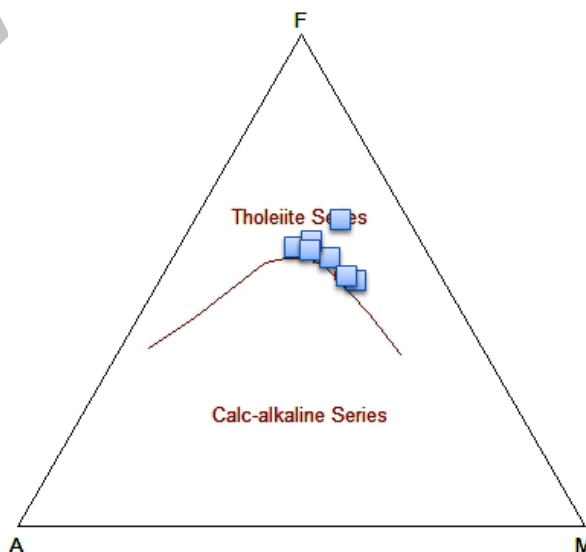


شکل ۹- نامگذاری سنگ‌های پلوتونیک براساس نمودار (De la Roche et al., 1980) R1- R2 و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Middlemost, 1985)

(and Baragar, 1971) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌های دیوریتی در محدوده تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

۴-۳-۲- تعیین سری ماگمایی

برای مشخص کردن سرشت ماگمای مولد از نمودار AFM (Irvin)



شکل ۱۰- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه براساس نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971)

Peng et al., 2007 & Temizel et al.,) اقیانوسی به وجود می‌آید (2008).

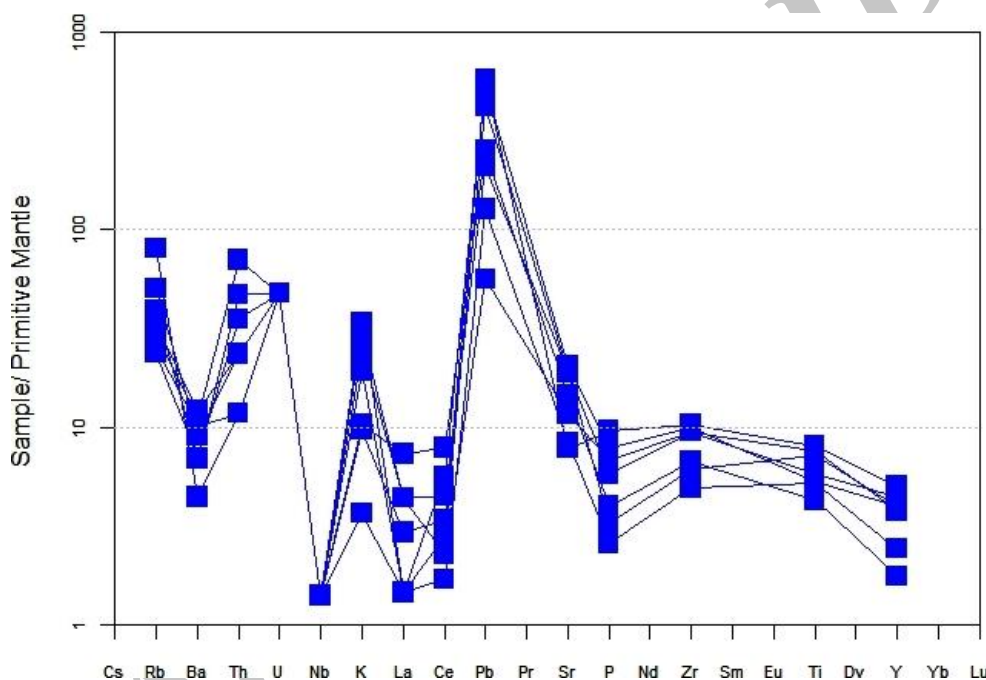
بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی برخی از عناصر را می‌توان به متحرک بودن این عناصر در طی دگرسانی و همچنین آلیش پوسته‌ای نسبت داد (Reichew et al., 2004)؛ برای مثال بی‌هنجاری منفی Ba بیانگر دگرسانی پلاژیوکلازهاست (Arsalan & Aslan, 2006) و بی‌هنجاری مثبت K, Th, Rb, Pb می‌تواند نشان‌دهنده آلیش این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای باشد (Nakhaei et al., 2015 & Gencalioglu et al., 2010).

بی‌هنجاری مثبت Pb هم‌چنین می‌تواند در ارتباط با فرایند متاسوماتیسم گوشته باشد.

۳-۳-۴- بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده با مقادیر گوشته اولیه

در بررسی توزیع عناصر فرعی، بر پایه نمودارهای بهنجارشده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های مورد مطالعه، ترکیب نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی نشان می‌دهد و نمونه‌ها نسبت به Ba و Nb نهی‌شدگی و نسبت به K, Th, Rb و Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۱).

بی‌هنجاری منفی Nb که مشخصه سنگ‌های کمان‌های ماگمایی است (Wilson, 2007)، می‌تواند در ارتباط با آلیش پوسته قاره‌ای (Ram Mohan et al., 2013) و یا مربوط به ناهمگنی منشا گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده به وسیله فرایند فرورانش باشد که بر اثر عملکرد سیالات سنگ‌کره



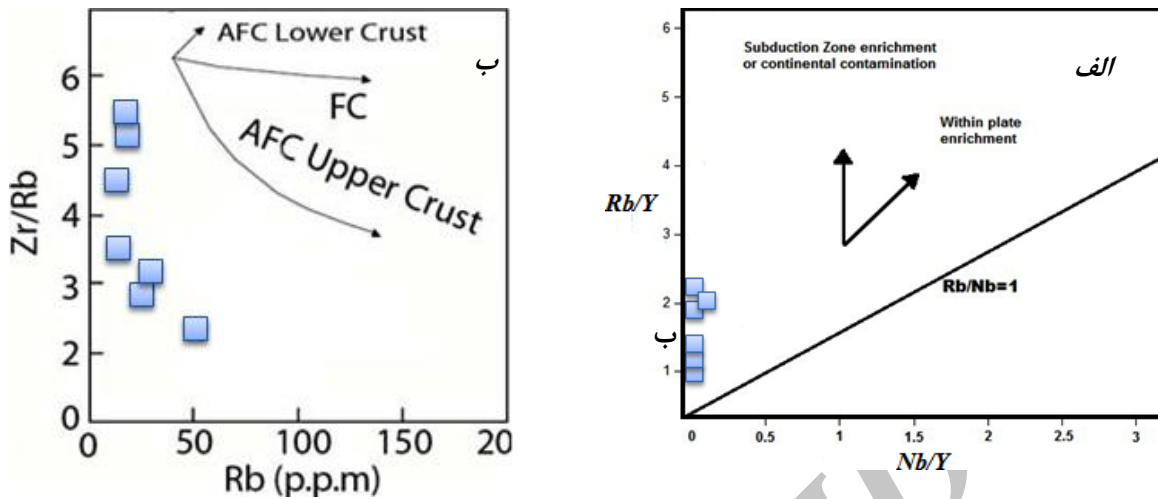
شکل ۱۱- نمودار عنکبوتی بهنجارشده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های مورد مطالعه

روندهای عمودی در نمودار Nb/Y-Rb/Y در نتیجه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آیند؛ در صورتی که در موقعیت غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای روندی مثبت بین Rb و Nb نشان داده می‌شود که در آن نسبت Rb/Nb برابر ۱ است. با پیاده‌کردن مقادیر مربوط به سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، خصوصیات مربوط به غنی‌شدگی به وسیله سیالات در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به روشنی دیده می‌شود (شکل ۱۲- الف).

به‌منظور پی‌بردن به نقش تبلور تفریقی و آلیش (هضم) در نمونه‌های مورد بررسی از نمودار Rb - Zr/Rb استفاده کرده‌ایم. در این نمودار تمامی نمونه‌ها روند آلیش با پوسته بالایی را نشان می‌دهند (شکل ۱۲- ب).

۴-۳-۴- آلیش پوسته‌ای

نسبت‌های بالای Th/La (Li et al., 2014) و همچنین تغییرات عناصر کمیاب مانند بی‌هنجاری‌های منفی در Nb و Ti و غنی‌شدگی مشخص عناصر LILE در نمودارهای بهنجارشده به گوشته و شواهد سنگ‌نگاری مانند حواشی خورده‌شده دانه‌ها یا منطقه‌بندی در درشت‌بلورها، به طور معمول برای ارزیابی آلیش پوسته‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرند. نسبت‌های بین عناصر ناسازگاری که عملاً تحت‌تأثیر فرایندهای تفریق بلوری و ذوب‌بخشی قرار نمی‌گیرند می‌توانند نقش آلیش پوسته‌ای را با توجه به تغییرات ناحیه منشأ روشن کنند (Conly et al., 2005). در این مورد از نمودار Rb/Y-Nb/Y (Temel et al., 1998) و Zr/Rb - Rb (Askren et al., 1991) استفاده شده است.



شکل ۱۲- نمودار الف) $Rb/Y-Nb/Y$ (Temel et al., 1998) و ب) $Zr/Rb-Rb$ (Askren et al., 1991) در تعیین نقش آلیش پوسته‌ای بر سنگ‌های مورد مطالعه

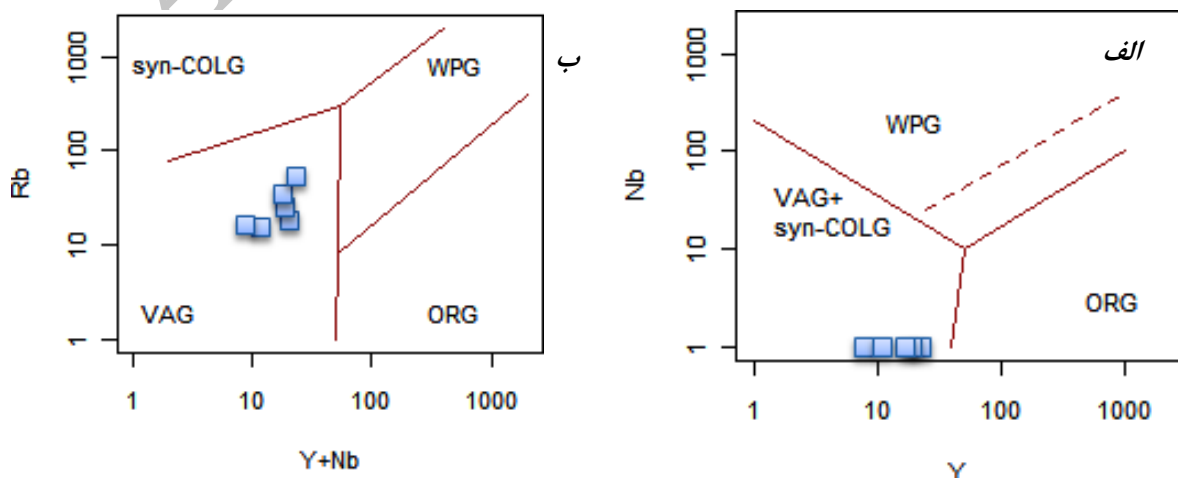
کمان‌قاره‌ای یا کمان اقیانوسی) تشکیل شده‌اند از نسبت Zr/Y استفاده می‌شود. نسبت $Zr/Y > 3$ در نمونه‌ها سازگار با گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است. همان‌گونه که در جدول ۱ دیده می‌شود، این نسبت در سنگ‌های منطقه بزرگ‌تر از ۳ است، بنابراین محیط زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه حاشیه فعال قاره‌ای (continental Active margin) است؛ این نکته با وجود سنگ‌های سیلیسی (داسیتی) به صورت مواد آذرآوری در حاشیه فعال قاره (Rendeng et al., 2006) نیز تأیید می‌شود که توفهای داسیتی در منطقه مطالعاتی شاهدهی بر این مدعاست. براساس نسبت Zr/Nb می‌توان مناطق مرتبط با فرورانش و کوهزایی را از مناطق ناکوهزایی جدا کرد، به این ترتیب که اگر نسبت Zr/Nb در سنگ‌های بررسی شده بزرگ‌تر از ۱۰ باشد نشان‌دهنده ماگماتیسم مرتبط با یک منبع تغییر یافته به وسیله فرورانش و اگر این نسبت کوچک‌تر از ۱۰ باشد نشان‌دهنده یک منبع ناکوهزایی است (Sommer et al., 2006). میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه بزرگ‌تر از ۱۰ است که بیانگر ارتباط سنگ‌های این منطقه با فرایند فرورانش است.

۴-۵- تعیین جایگاه زمین‌ساختی- ماگمایی

به منظور تعیین موقعیت زمین‌ساختی- ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای $Rb-Y+Nb$ و $Nb-Y$ استفاده شده است. نمودار $Nb-Y$ ، گرانیته‌ها را به گرانیته‌های درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیته‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG) و گرانیته‌های کمان‌های آتشفشانی و گرانیته‌های همزمان با برخورد (VAG + Syn COLG) تقسیم می‌کند. همان‌گونه که در این نمودار (شکل ۱۳- الف) دیده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار می‌گیرند.

برای تفکیک محدوده مربوط به کمان‌های آتشفشانی از همزمان با برخورد، از نمودار $Rb-Y+Nb$ استفاده شده است، این نمودار وابستگی توده‌های دیوریتی را به کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای تأیید می‌کند (شکل ۱۳- ب).

در تعیین اینکه سنگ‌های مورد مطالعه در چه نوع کمان آتشفشانی



شکل ۱۳- تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار الف) $Nb-Y$ (Pearce et al., 1984) و ب) $Rb-Y+Nb$ (Pearce et al., 1984)

Alsharhan and R. W. Scott (Eds.), *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, Vol. 69, P. 9-20.*

Irvin, T. N., Baragar, W. R. A., 1971, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 8, P 523-548.*

Li, H. Y., Huang, X. L., Guo, H., 2014, "Geochemistry of Cenozoic basalts from the Bohai Bay Basin: Implications for a heterogeneous mantle source and lithospheric evolution beneath the eastern North China Craton", *Lithos, Vol. 196-197, P. 54-66.*

Middlemost, E. A. K., 1985, "Magmas and Magmatic Rocks", *Longman, London and New York, P. 266.*

Nakhaei, M., Mazaheri, S. A., Karimpour, M. H., Stern, C. R., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Heydarian shahri, M. R., 2015, "Geochronologic, geochemical and isotopic constraints on petrogenesis of the dioritic rocks associated with Fe skarn in the Bisheh area, Eastern Iran", *Springer, Vol. 8, P. 8481-8495.*

Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G., 1984, "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology, Vol. 25, P. 956-983.*

Peng, J., Wang, Y., Zhao, G., Fan, W., Peng, B., 2007, "Arc Like Volcanic rocks from the southern Lancan Tion Zone, Swchina: Geochronological and geochemical constrains on Their Petrogenesis and tectonic implications", *Lithos, Vol. 102, P. 358-373.*

Perugini, D., Busa, T., poli, G., nazzareni, S., 2003, "The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks", *Journal of petrology, Vol. 44, P. 733-756.*

Reichew, M. K., Saunders, A. D., White, R. V., Al Mukhamedov, A. I., 2004, "Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: an extention of the Permo-Triassic Siberian Traps", *Lithosphere, Vol. 79, P. 425-452.*

Rendeng, Sh., Jingsui, Y., Cailai, W., Lizuka, T., Hirata, T., 2006, "Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, northern Tibet plateau: Evidence for ocean continent subduction preceding continent subduction", *Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 28, P. 151-159.*

Ram Mohana, M., Piercey, S. J., Kamber, B. S., D. Srinivasa Sarma, D., 2013, "Subduction related tectonic evolution of the Neoproterozoic eastern Dharwar Craton, southern India: New geochemical and isotopic constraints", *Precambrian Research, Vol. 227, P. 204-226.*

Shelly, D., 1993, "Igneous and metamorphic rocks under microscope", *Chapman and Hall, Cambridge, P. 445.*

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D., Waichel, B. L., 2006, "The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins", *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Vol. 78, P. 573-589.*

نتیجه گیری

رده بندی نمونه های سنگی با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی که بر مبنای عناصر اصلی طراحی شده است، این سنگ ها را در محدوده های دیوریت و دیوریت گابرو قرار می دهد. براساس مطالعات به دست آمده، این سنگ ها جزو سری تولیتی قرار می گیرند و جایگاه زمین ساختی آنها بیانگر یک کمان ماگمایی وابسته به فرورانش است. الگوی تغییرات عناصر فرعی بر روی نمودارهای عنکبوتی، $Rb-Zr/Rb$ و $Rb/Y-Nb/Y$ و همچنین شواهد سنگ نگاری بیانگر آرایش ماگمایی در این سنگ هاست.

مراجع

خلقی خسرقی، م.ح.، ۱۳۷۵، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تربت حیدریه" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ورقه ۷۸۶۰.

درویش زاده، ع. آسیابان ها، ع.، ۱۳۷۰، "ماگماها و سنگ های ماگمایی: مبانی پترولوژی آذرین (ترجمه)" انتشارات دانشگاه تهران، صفحه ۵۱۵.

صمدیه، م.، ۱۳۹۰، "ژئوشیمی و پترولوژی مجموعه سنگ های مناطق اطراف اره کمر (جنوب فریمان)" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۱۲۸.

قاسمی برسیانی، ا.، ۱۳۹۱، "پترولوژی و ژئوشیمی تشکیلات افیولیتی منطقه شیله گشاد (شمال شرق اسدآباد، تربت حیدریه)" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۱۷۳.

Alavi, M., 1991, "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geological society of America Bulletin, Vol. 103, P. 983-992.*

Arsalan, M., Aslan, Z., 2006, "Mineralogy, Petrology and Whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 27, P. 177-193.*

Askren, D. R. R., Wjtney, J. A., Roden, M. F., 1991, "Petrology and geochemistry of the Huerto Andesite, San Juan volcanic field, Colorado", *Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 107, P. 373-386.*

Conly, A. G., Brenan, Bellon, H., Scott, S. D., 2005, "Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia Region: Baja California Sur, Mexico", *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 142, P. 303-341.*

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980, "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses-its relationships with current nomenclature", *Chemical Geology, Vol. 29, P. 183-210.*

Gencalioglu Kuscu, G., Geneli, F., 2010, "Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey): with special reference to the Tepekoy volcanic complex", *International journal of earth sciences, Vol. 99, P. 593-621.*

Glennie, K. S., 2000, "Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: a tale of two oceans", *In, A. S.*

Stokline, J., 1968, "Structural history and tectonics of Iran", a review, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, Vol. 52, P. 1229-1258.

Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989, "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes", *Journal of Geological Society, London, Special Publication*, Vol. 42, P. 313-345.

Temel, A., Gondogdu, M. N., Gourgau, A., 1998, "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Antolia,

Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 85, P. 327-354.

Temizel, I., Arslan, M., 2008, "Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the ikizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 31, P. 439-463.

Wilson, M., 2007, "Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach", *Unwin Hyman, London*, P. 466.

Archive of SID

