بررسی سنگشناسی و سنگزایی استوک کوارتز مونزونیت پورفیری کیقال (شمال ورزقان، آذربایجان شرقی)

وارطان سیمونز (او*)، علی اصغر کلاگری ، محسن موید و احمد جهانگیری ً

۱. استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز ۲. استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز ۳. دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز ٤. دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۸۸/٦/۲۱ تاریخ پذیرش: ۸۸/۱۲/۲۲

> بستوک کوارتز مونزونیتی پورفیری کیقال در شمال شهرستان ورزقان، در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. این استوک طی فعالیتهای ماگمایی نفوذی فاز پیرنه، درون واحدهای آتشفشانی قدیمی تر نفوذ کرده و موجب توسعه زونهای دگرسانی گرمابی و وقوع کانیسازی مس و مولیدن در منطقه شده است. پس از جایگیری این استوک، دایکهای تأخیری متعددی با ترکیب دیوریتی ـ کوارتز دیوریتی، گرانودیوریتی، میکرودیوریتی و مونزودیوریتی همراه با یک توده گرانودیوریتی تأخیری در این منطقه نفوذ کرده و استوک کوارتزمونزونیتی را مورد هجوم قرار دادهاند. توده گرانودیوریتی فاقد کانیسازی و دقوذ کرده و استوک کوارتزمونزونیتی را مورد هجوم قرار دادهاند. توده گرانودیوریتی فاقد کانیسازی و میدهد که آنها سرشت کالک آلکالن غنی از پتاسیم و شوشونیتی دارند. این نفوذیها از نظر زمین شناسی ساختمانی، در قوس آتشفشانی پس برخوردی و حواشی قارهای فعال قرار گرفتهاند.

> **واژههای کلیدی**: دایکهای تأخیری، سری کالک آلکالن، قوسهای پس از برخورد، کوارتز مونزونیت پورفیری، کیقال

مقدمه

چکیدہ

محدوده کیقال در شمال شهر ورزقان در استان آذربایجان شرقی، بین طولهای جغرافیایی '٤٢ °٦٦ و '٤٤ °٢٦ شرقی و عرضهای جغرافیایی "٣٠ '٣٦ °٣٦ و "٣٠ '٣٨ شمالی واقع شده است. طی سالهای ٨٦-١٣٨٥ مطالعات اکتشافی از نظر کانیسازی مس توسط شرکت ملی صنایع مس ایران در این منطقه انجام شد و طی این مطالعات تعداد ٢٠ حلقه گمانه حفر گردید. مطالعات لیتوژئوشیمیایی و ژئوشیمی رسوبات آبراههای نیز توسط شرکت کاوشگران (١٣٨٥ و ١٣٨٦) در این محدوده انجام گرفته است.

فوقانی تا کواترنر بوده و شامل سنگهای آتشفشانی اسیدی تا متوسط با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت و سنگهای آذرآواری نظیر توف و آگلومرا هستند. مهمترین توده نفوذی منطقه، استوک پورفیری کوارتزمونزونیتی مرتبط با فاز پیرنه (با سن احتمالاً الیگوسن) است که در داخل واحدهای قدیمی تر نفوذ کرده و علاوه بر آن تودههای نفوذی کوچکتر مونزونیتی و گرانودیوریتی نیز در منطقه نفوذ کردهاند. همچنین دایکهای تأخیری بسیاری با ترکیب غالب دیوریتی این تودهها و سنگهای قدیمی تر میکرودیوریتی و مونزودیوریتی، این تودهها و سنگهای قدیمی تر مجاور را قطع کردهاند. در این مقاله سنگشناسی، کانی شناسی

بخشى از زون البرز محسوب مى شود (Alavi, 1991). محدوده کیقال تماماً توسط واحدهای آتشفشانی و نیمه آتشفشانی یوشیده شده است به طوریکه فعالیت آتشفشانی در این ناحیه، حداقل از ائوسن تا كواترنر به طور متناوب ادامه داشته است. فعاليتهاي آتشفشانی ائوسن غالباً به صورت گدازه و مواد آذرآواری با ترکیب آندزیت و تراکیبازالت همراه با توف و آگلومرا که قديمي ترين واحد زمين شناختي منطقه را تشكيل ميدهند رخ دادهاند. در الیگوسن، فعالیتهای پلوتونیکی مینرالیزه باعث نفوذ استوک کوارتز مونزونیت پورفیری و ایجاد دگرسانی های گرمابی وسيع در منطقه شدهاند. همچنين در اين فاز توده مونزونيتي که عمدتاً در شرق کیقال برونزد دارد نیز نفوذ کرده است. فاز سوم فعالیتهای ماگمایی شامل تزریق توده نفوذی عقیم گرانودیوریتی و دایکهای تأخیری منشعب شده از آن و دایکهای تأخیری با ترکیب دیوریت تا کوارتز دیوریت و مونزودیوریت بوده که توده کوارتزمونزونیت پورفیری را قطع کردهاند. در نهایت فعالیت ماگمایی در محدوده مورد مطالعه با خروج گدازههایی با ترکیب بازالتي تا آندزيتي به سن پليو-كواترنر به اتمام رسيده است كه جوانترین واحد زمین شناختی منطقه را تشکیل داده و شامل گنبدهای قلعهداغی و شبتدان هستند. در شکل ۱، واحدهای سنگی منطقه کیقال نشان داده شدهاند.

و سنگزایی استوک پورفیری و دایکهای تأخیری منطقه، مورد مطالعه تفصیلیتر قرار گرفته است.

روش مطالعه

این مطالعه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفته است. بخش صحرایی شامل پیمایشهای صحرایی، تعیین واحدهای سنگی و نمونه برداری از واحدهای سطحی، شناسایی دایکهای تأخیری و تعیین امتداد آنها، تشخیص زونهای دگرسانی و و مغزههای گمانههای حفاری شده توسط شرکت ملی مس ایران، تعداد ۱۳۷ مقطع نازک و ٤٠ مقطع صیقلی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین تعداد ۲۷ نمونه از استوک پورفیری و دایکهای تأخیری منطقه به روش اسپکترومتری جرمی پلاسمای جفت شده القایی(ICP-MS) و در آزمایشگاه کهای دار گرفتند.

بحث

زمین شناسی

بر اساس تقسیم بندی واحدهای زمین ساختی ایران، جایگاه محدوده کیقال در پهنه ایران مرکزی با گسترش سنگهای آتشفشانی ترشیری است (آقانباتی، ۱۳۸۳). محدوده مورد مطالعه



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین شناسی منطقه کیقال (اقتباس از زرناب اکتشاف، ۱۳۸۲).

سنگشناسی و دگرسانی استوک پورفیری (Qmz)

بر اساس نتایج مطالعات سنگ شناسی مقاطع نازک، نوع این استوک پورفیری، کوارتز مونزونیت تعیین شده است. بافت این واحد سنگی، پورفیریک با خمیره میکروگرانولار میباشد که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت یافت می شوند. رنگ این واحد سنگی در رخنمون های سطحی، به دلیل اکسید شدن کانی های سولفیدی آهندار به ویژه پیریت و تشکیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، قهومای روشن می باشد. این واحد در مغزههای زونهای فیلیک و آرژیلیک، به رنگ خاکستری روشن تا سفید دیده می شود. استوک کوارتز مونزونیت پورفیری که مهمترین توده نفوذی منطقه میباشد، در این محدوده نقش عمدهای را در وقوع کانیزایی و دگرسانی ایفا نموده است همچنین چهار نوع دگرسانی پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک در بخشهای مختلف آن به وقوع پیوسته است، اما دگرسانی های غالب عمدتاً فیلیک و پتاسیک هستند. کانی سازی مس و موليبدن خصوصاً در زون پتاسيک اين توده قابل مشاهده است و در اکثر نمونهها تبدیل شدگی به کانیهای رسی، کلریت و اییدوت بسیار شایع میباشد. در نمونههای برداشت شده از زون پتاسیک، بيوتيتهاي ثانويه به صورت پولکهاي ريز و فلدسپار پتاسيم ثانويه تشکیل شده است (شکل ۲۵). در زون فیلیک، اکثر فلدسپارها و زمینه سنگ به مسکویت و تیغههای سریسیت تبدیل شدهاند و در این زون مقدار زیادی پیریت، به صورت رگچههای ریز تک کانی و رگچههای کوارتز _ پیریت تشکیل شده است (شکل ۲b). در زون آرژیلیک، مقدار زیادی کانیهای رسی جانشین فلدسیارها و

کانی های دیگر شدهاند که بر اساس نتایج آنالیز XRD، عمدتاً ایلیت میباشند (شکل ۲۵). در نمونههای متعلق به زون پروپیلیتیک مقدار زیادی اپیدوت درون فلدسپارها و کانی های فرومنیزین تشکیل و رگچههایی از کلسیت در سنگ ایجاد شدهاند، همچنین کلریتی شدن کانی های فرومنیزین پدیده غالب در این زون میباشد (شکل ۲۵).

کانی سازی فلزی در این توده پورفیری به شکل افشان، رگچهای و پرکننده سطوح درزه بوده و شامل کانی های سولفیدی مس (کالکوپیریت و کوولیت) و پیریت می باشد. در زون احیایی، کالکوپیریت به صورت حاشیهای و در امتداد شکستگی ها توسط کوولیت جانشین شده است. پیریت داخل رگچه های با ضخامت بین ۰/۰ تا ۷ سانتی متر دیده می شود که به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار و گاه بی شکل، همراه با مقدار کمی کالکوپیریت و مولیدنیت تشکیل شده است. همچنین رگچه های پیریت و به مقدار کمتر، بلورهای بی شکل و بین دانه ای مولیدنیت، کالکوپیریت و کوولیت مشاهده می شوند.

سنگشناسی دایکهای تأخیری در منطقه مورد مطالعه

الف) دایکهای نسل اول دیوریتی تا کوارتز دیوریتی (qd1)

دایکهای این مجموعه به رنگ روشن (سفید) بوده و در زمینه حاوی فنوکریستهای کوارتز گرد شده، پلاژیوکلاز، پیریت شکلدار، بیوتیتهای دگرسان شده و بلورهای ریز تا نسبتاً درشت



شکل ۲- مقاطع میکروسکوپی توده کوارتز مونزونیت پورفیری متعلق به زونهای دگرسانی (a) پتاسیک، (b) فیلیک، (c) اَرژیلیک و (d) پروپیلیتیک. (dtz=Quartz، Bio=Biotite، Plg=Plagioclase، Ser=Sericite، Op=Opaque، Cal=Calcite، Epi=Epidote).

بررسی سنگشناسی و سنگزایی استوک کوارتز...

آپاتیت میباشند (شکل ۳۵). در این دایکها به ندرت آثاری از آمفیبول مشاهده میشود و فنوکریستهای پلاژیوکلاز و بلورهای ریز آن (۲۰٪–۵۰) نسبتاً تا تماماً سریسیتی و گاه کائولینیتی هستند. بلورهای بیوتیت (۱۵–۰٪) تماماً آلتره بوده و فقط آثار کمی از آنها باقی مانده یا فقط سطوح بلورشناسی آنها حفظ شده است. این بلورها عمدتاً به کلریت، مسکویت و کانیهای کدر تبدیل شدهاند. کوارتز (۱۰٪–۰) به صورت بلورهای نیمه گرد تا گرد شده و بلورهای شکادار ۲ وجهی دیده میشود که کوارتز، زینوکریست هستند که در تجزیه شیمیایی، درصد سیلیس بالایی را برای این دایکها بدست آوردهاند. این گروه از دایکها روندی متفاوت و نامنظم دارند و بافت آنها پورفیریک با خمیره

ریزبلور میباشد. دگرسانی در این دایکها، از نوع فیلیک ضعیف تا متوسط _ پروپیلیتیک و اَرژیلیک ضعیف است.

ب) توده گرانودیوریت تأخیری و دایکهای منشعب شده از آن (gd)

این گروه از سنگها در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می شوند و حاوی فنو کریستهای پلاژیو کلاز، بیوتیتهای سالم، آمفیبولهای آلتره و بلورهای کوارتز درشت تا ریز می باشند (شکل ۳۵). پلاژیو کلاز (۲۰٪–٤۰) به صورت فنو کریستهای شکل دار با ماکل پلی سنتتیک بوده که عمدتاً سالم می باشند و در نمونههای مربوط به دایکها، حالت منطقه ای نشان می دهند. فنو کریستهای بیوتیت (۱۵–۰٪) به صورت سالم و شکل دار می باشند و آمفیبولها



شکل ۳- مقاطع میکروسکوپی دایکهای تأخیری منطقه مورد مطالعه، (a) دایک (d)، (d) دایک (c)، دایک (d)، (d)، دایک گرانودیوریتی، (e) دایک میکرودیوریتی و (f) دایک مونزودیوریتی.

(Qtz=Quartz: Bio=Biotite: Plg=Plagioclase: Amph=Amphibole Mus=Muscovite: Op=Opaque: Px=Pyroxene: Epi=Epidote).

د) دایکهای دیوریتی تا کوارتز دیوریتی (qd3)

این دایکها با رنگ زمینه تیره مشاهده می شوند و حاوی فنوکریستهای سفید پلاژیوکلاز، فنوکریستهای بیوتیت عمدتاً سالم و آمفیبولهای نیمه سالم هستند (شکل ۲۵). پلاژیوکلازها (۷۰٪–۰۰) به صورت فنوکریستهای زونه با ماکل آلبیتی می باشند که گاهی از حاشیه و شکستگیها سریسیتی شدهاند. بیوتیتها (۱۵٪–۰۰) عمدتاً سالم هستند و تنها کمی از حاشیه کلریتی شدهاند، همچنین آمفیبولها (۱۵٪–۰۰) نسبتاً دگرسان شده و فقط بخشی از آنها سالم می باشد. کوارتز (۱۵٪–۰۰) به صورت بلورهای ریز کم در زمینه سنگ دیده می شود و کانیهای کدر (۵٪–۰۰) به مقدار کم در زمینه پراکندهاند که بیشتر در ارتباط با دگرسانی کانیهای فرومنیزین می باشند. بافت این دایکها پورفیریک با زمینه ریزبلور تا میکرولیتی پورفیریک می باشد و دگرسانی این سنگها از نوع پروپیلیتیک ضعیف است. روند دایکهای این گروه عمدتاً شمالی

و) دایکهای میکرودیوریتی (md)

این گروه از دایکها از فنوکریستهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و آثار کلریتی و دگرسان شده آمفیبول در زمینه میکرولیتی ریزبلور تشکیل شدهاند (شکل ۳۵. فنوکریستهای پلاژیوکلاز (۰۷٪-۰۵) معمولاً شکلدار و زونه با ماکل پلی سنتتیک هستند و گاهی حاشیه سریسیتی دارند. همچنین در این گروه فنوکریستهای بیوتیت (۲۰٪-۰) و آمفیبول (۱۵٪-۰) نسبتاً سالم تا کلریتی شدهاند. کوارتز (۱۰٪-۰) در این گروه به مقدار کم به صورت فنوکریست و گاه زینوکریست در داخل سنگ وجود دارد. کانی های نمونهها درصد کانی های کدر بالا و به صورت رگچه پیریت میاشند. بافت این دایکها میکرولیتی پورفیریک تا پورفیریک با زمینه ریزبلور میباشد. روند این دایکها متفاوت بوده اما به طور آنها از نوع پروپیلیتیک ضعیف تا متوسط است.

ه) دایکهای مونزودیوریتی (mzd)

این گروه از دایکها زمینه سبز تیره داشته و حاوی فنوکریستهای پلاژیوکلاز، مقدار کمی بیوتیت و آمفیبول دگرسان شده و مقدار زیادی فنوکریستهای کلینوپیروکسن هستند (شکل (۳۲). فنوکریستها و میکرولیتهای پلاژیوکلاز (۷۰٪–۰۰) زونه و با ماکل پلی سنتیک و تماماً سالم میباشند. مقدار زیادی کلینوپیروکسن (۲۰٪–٥) به صورت فنوکریستهای شکلدار تا نیمه شکل دار در این نوع دایکها وجود دارد که برخی از آنها به کلریت و کلسیت دگرسان شدهاند. این دایکها توسط رگچههای کوارتزی ریزبلور قطع شدهاند که در آنها، کانیهای کدر از نوع پیریت و کالکوپیریت به صورت ریز و بین دانهای، مشاهده میشوند. کوارتز در این دایکها مشاهده نشده و کانیهای ایک (۱۰٪–۰) تا حدود زیاد و گاه تماماً کلریتی شدهاند. کوارتز در این گروه به مقدار زیاد (۳۰٪–۲۰) با بافت موزائیکی و پتاسیم فلدسپار (۵٪–۰) به صورت بلورهای نسبتاً کوچک تا درشت بلور بی شکل قابل مشاهده میباشند. در این گروه، کانیهای کدر (۵٪–۰) به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و پراکنده در متن سنگ میباشند. این توده در کل فاقد کانی سازی و زونهای دگرسانی گرمابی است و در مقایسه با استوک پورفیری، رخنمون بسیار کوچکی دارد. بافت توده گرانودیوریت تأخیری، گرانولار و بافت دایکهای منشعب شده از آن، پورفیریک با زمینه ریز تا متوسط بلور است. دگرسانی غالب در این مجموعه، از نوع سریسیتیک ضعیف – پروپیلیتیک ضعیف میباشد و روند غالب دایکهای گرانودیوریتی شمال غرب– جنوب شرق است.

در محل کنتاکت این توده با استوک کوارتزمونزونیت پورفیری (دره شرقی گنبد قلعه داغی)، که در مجاورت زون پتاسیک در استوک کوارتزمونزونیتی واقع است، آثار دگرسانی پتاسیک در یک محدوده باریک در داخل توده گرانودیوریتی مشاهده میشود. این آثار شامل حضور بیوتیتهای پولکی ثانویه و ارتوز ثانویه در نمونههای متعلق به محدوده کنتاکت است، همچنین در قالب برخی آمفیبولها، بیوتیتهای نئوفورمه تشکیل شده است. کانیهای کدر پر کننده درزهها دیده میشوند، جنس این کانیها عمدتاً پیریت با مقدار کمتری کالکوپیریت، کوولیت و اکسید تیتان است. همچنین تر ر گچههای کوارتزی بسیاری به ضخامت ۲۰۰ تا ۵ سانتی متر آنها را قطع کردهاند که در آنها کانیسازی پیریت، کالکوپیریت و کوولیت به صورت بین دانهای رخ داده است و این آثار با دور شدن از محل کنتاکت، به سرعت از بین میروند.

ج) دایکهای دیوریتی تا کوارتز دیوریتی (qd2)

این مجموعه از دایکها با زمینه تیره رنگ دیده شده و حاوی فنوكريستهاي سفيد پلاژيوكلاز، أمفيبولها و بيوتيتهاي آلتره (کلریتی و اپیدوتی) هستند (شکل ۳b). پلاژیوکلازها (۷۰٪- ٥٠) به صورت فنوکریستهای زونه با ماکل آلبیتی می باشند که از حاشیه سریسیتی شدهاند، به طوریکه در برخی فقط بخش مرکزی سالم مانده است. همچنین در داخل آنها اپیدوت تشکیل شده است. بیوتیتها و آمفیبولها (۱۵٪–۰) تماماً دگرسان و كلريتي شدهاند و گاه فقط سطوح بلورشناسي آنها باقي مانده است و در داخل آنها اپیدوت نیز تشکیل شده است. کوارتز (۱۰٪-۰) به صورت تعدادی فنوکریست نیمه گرد و با خوردگی خلیجی شکل (زینوکریست) و همچنین به صورت ریزبلور در زمینه سنگ مشاهده می شود. کانی های کدر (۵٪-۰) به مقدار کم در متن سنگ پراکندهاند. بافت این دایکها میکرولیتی پورفیریک تا پورفیریک با زمینه ریزبلور و روند آنها عمدتاً شمالی _ جنوبی و شمالغرب _ جنوب شرق است. دگرسانی مشاهده شده در این گروه از سنگها از نوع دگرسانی فیلیک ضعیف تا متوسط _ يروييليتيک متوسط مي باشد. دایکهای qd2 و qd2، میکرودیوریتی و مونزودیوریتی، ترکیب به تدریج بازیکتر و از میزان SiO₂ کاسته می شود، این کاهش به سمتی است که دایکها از نظر سنی جوانتر می شوند. روند نزولی مشابه MgO ،FeO و CaO، می تواند نشانگر بالا بودن درصد کانی های فرومنیزین در دایکهای تأخیری بازیکتر باشد. روند نزولی TiO مربوط به مشارکت Ti در ساختمان مگنتیت، پیروکسن و سایر کانی های فرومنیزین و تبلور تفریقی این فازها در دایکهای بازیک نسل های تأخیریتر است. Al₂O₃ نیز روند نسبتاً نزولی دارد که به همراه کاهش CaO، نشانگر تفریق بخشی پلاژیوکلاز است.

سیر صعودی عادی نشان می دهد به جز در دایکهای Na_2O نسل اول qd1، که روندی متفاوت و مجزا دارند که با توجه به قدمت بیشتر و دگرسانی شدیدتر نسبت به سایر دایکها و متحرک بودن این عنصر در طی دگرسانی، قابل توجیه میباشد. K₂O سیر صعودی نشان میدهد که می تواند به علت تبلور پتاسیم فلدسپار در ترمهای اسیدی باشد. لذا بر اساس این نمودارها و ترتیب زمانی نفوذ دایکهای تأخیری، برای این مجموعه میتوان از مدل تفریق در یک آشیانه ماگمایی استفاده نمود. در اثر تفریق ثقلی، ترمهای بازیک در کف آشیانه و ترمهای اسیدیتر به سمت بالا تحول می یابند. در اثر مهاجرت ماگمای مستقر در آشیانه به سمت بالا، ابتدا ترمهای اسیدیتر تزریق و جایگیری کرده، سیس بخشهای عمقی آشیانه تخلیه شدهاند و در نتیجه دایکهای تأخیریتر، مافیکتر میباشند. روند تغییرات عناصر نادر خاکی در دایکهای تأخیری و استوک پورفیری (شکل ۷– ب) و روابط صحرایی آنها، هممنشاء بودن این سنگها و رخداد تفریق در یک آشیانه ماگمایی مشترک را تأیید مینمایند.

A/CNK- نمونههای مربوط به دایکهای تأخیری در نمودار -A/CNK SiO₂، روند صعودی کم شیب و ملایم را به نمایش می گذارند (شکل ز٥). روند کلی در نمودار CaO-MgO صعودی است که نشانگر مصرف همزمان MgO و CaO و تشکیل کلینوپیروکسن در دایکهای تأخیری بازیک می باشد. البته در مقادیر بالاتر از ۳ درصد MgO، روند کلی اندکی حالت نزولی نشان می دهد که نشانگر مصرف MgO به تنهایی است (شکل ٥ه). بررسی سنگشناسی و سنگزایی استوک کوارتز...

تا نیمه شکلدار در متن سنگ پراکندهاند و به ویژه در مجاورت تجمعات فنوکریستهای پیروکسن بیشتر مشاهده می شوند. این گروه از دایکها از نظر فراوانی در منطقه، نسبتاً کمیاب می باشند و بافت آنها میکرولیتی پورفیریک است. روند دایکهای این گروه شمال شرق – جنوب غرب بوده و طول کمی دارند.

به منظور ردهبندی سنگشناسی (بدلیل دگرسان بودن اکثر نمونهها)، از نمودار (Winchester and Floyd, 1977) استفاده شده است. بر اساس این نمودار، اکثر Zr/TiO₂-SiO₂ استفاده گرانودیوریت تا دیوریت واقع می شوند (شکل ٤- الف).

در نمودار Th-Co (Hastie et al., 2007) Th-Co) اکثر نمونهها در محدوده کالک آلکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی واقع می شوند (شکل ٤- ب). با توجه به این نمودار می توان گفت ماگمای مولد این سنگها سرشت شوشونیتی و کالک آلکالن با پتاسیم بالا دارد.

سنگشناسی و سنگزایی

جهت بررسی سنگشناسی و سنگزایی تودهها و دایکهای نفوذی منطقه، تعداد ۱۱ نمونه از استوک کوارتز مونزونیت پورفیری و تعداد ۱٦ نمونه از توده گرانودیوریتی و دایکهای تأخیری به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونههای منطقه در جدول ۱ و ۲ ارائه شدهاند. لازم به ذکر است که علت بالا بودن درصد سیلیس به ویژه در دایکهای ql1، وجود زینوکریستهای درشت کوارتز در آنها می باشد.

جهت بررسی روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی دایکهای تأخیری منطقه و تعیین مسیر تحولات ماگمایی، از نمودارهای اکسید _ اکسید (Harker, 1909) استفاده شده است (شکل i-ao). در نمودارهای هارکر روند تغییرات نسبتاً منظم است و با افزایش میزان SiO2، مقادیر Fe₂O₃ ، FeO ، CaO ، MgO ، TiO₂ و P₂O₅ سیر نزولی نشان میدهند. این روند مبین همماگما بودن آنها و بروز تغییرات کانی شناختی در دایکهای تأخیری، متناسب با ترتیب زمانی نفوذ آنها است. در محدوده مورد مطالعه، ترکیب دایکهای نسل اول qull نسبت به بقیه اسیدی تر بوده و به سمت



شکل ٤- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در (الف) نمودار (Zr/TiO2-SiO2 (Winchester and Floyd, 1977) (ب) نمودار (Int-Co (Hastie et al., 2007) (ب) نمودار (Zr/TiO2-SiO2 (Winchester and Floyd, 1977)

ژئوشیمی عناصر کمیاب

بر اساس تغییرات مقادیر عناصر فرعی و کمیاب در مقابل شاخص تفریق (Thornton and Tuttle, 1960)، نتایج زیر قابل مشاهده هستند (شکل ٦).

Cr روند کلی تقریباً افقی نشان میدهد (شکل ٦۵) که این مسئله میتواند بیانگر فرایندهای هضم، آلایش و تغییر درصد مودال کانیها باشد که بیشترین تمرکز آن در نمونه های متعلق به دایکهای qd3 و گرانودیوریتی است. V و Co روندهای نزولی مشخصی را نشان میدهند (شکل c-c) که مبین مشارکت

آنها در ساختمان کانیهای فرومنیزین نظیر پیروکسن و مگنتیت میباشد. Ni روند نزولی ملایم نشان میدهد (شکل ۲۵) که به دلیل مشارکت آن در شبکه کانیهای فرومنیزین است. بیشترین تمرکز Ni در دایکهای تأخیری qd2، qd3 و میکرودیوریتی، که نسبتا به سایر دایکها و استوک پورفیری بازیکترند، میباشد. Cu در دایکهای تأخیری روند کلی نسبتاً ثابت و افقی دارد (شکل ۲۵). بیشترین غلظت مس متعلق به زون دگرسانی پتاسیک استوک پورفیری کیقال میباشد که به صورت گرمابی وارد شده است و حداکثر مقدار آن در این بخش ۱۵۷۰ mpm اندازه گیری

جدول ۱– نتایج آنالیز نمونههای استوک پورفیری (۱۱–PSI) و دایکهای تأخیری (علایم اختصاری مطابق متن) به روش ICP-MS.

PS1 PS2 PS3 PS4 PS5 PS6 PS7 PS8 PS9 PS10 PS11 MZD MD MD MD GD GD GD QD3 QD3 QD2 QD2 QD2 QD1 QD1 QD1 QD1 SIO2 70.2 63.5 66.5 66.9 71.8 61.8 62.3 65.6 65.9 42.5 66.1 54.1 56.9 59.5 56.7 65.4 66.2 63.1 64.6 63.7 60.2 63.4 61.5 59.5 73.9 75.5 77.2 AI2O3 16.5 14.7 14.8 14.75 15.75 15.65 12.95 12.3 15.25 22.8 14.5 17.85 17 16.75 16.85 15.1 15.7 16.1 15.4 15.55 16.35 16.7 16.5 17.05 13.6 12.95 11.55 Fe2O3 3.24 6.87 5.38 6.37 3.33 4.87 8.48 6.82 3.6 10.65 6.49 8.45 7.36 5.49 8.5 4.76 3.95 4.37 4.11 4.54 5.96 4.28 5.61 6.1 1.56 1.69 1.22 CaO 0.05 0.46 2.57 0.44 0.12 1.98 0.93 0.29 0.68 2.23 0.55 8.44 2.41 1.58 2.78 2.26 3.29 4.89 3.58 2.08 3.55 3.62 1.79 1.87 0.29 0.2 0.65 MgO 0.62 2.08 0.23 0.97 0.95 2.65 2.05 2.29 3.31 4.59 0.61 3.09 3.78 3.37 3.51 2.63 1.78 2.08 2.36 3.52 4.05 1.66 2.85 3.43 0.43 0.42 1.04 Na2O 0.27 2.33 0.13 0.07 0.14 5.21 3.92 3.32 4.48 0.79 0.07 2.91 2.38 3.41 3.77 4.26 4.7 4.53 4.18 4.5 4.22 4.48 5.15 3.36 2.54 1.41 0.1 K20 5.08 3 4.11 4.55 1.25 3.59 2.82 4.48 3.66 5.63 4.05 1.92 2.1 3.29 2.15 2.28 2.44 2.16 2.38 1.66 1.98 2.73 1.75 2.1 5.58 5.89 5.88 Cr2O3 0.02 0.02 0.01 0.01 0.03 0.02 0.02 0.02 0.74 0.01 0.01 0.01 0.01 0.04 0.01 0.03 0.02 0.06 0.02 0.06 0.03 0.02 0.01 0.03 0.02 0.02 0.03 0.57 0.66 0.38 0.62 0.59 0.52 0.66 1.04 0.59 0.86 1.04 0.78 1.04 0.64 0.57 0.6 0.57 0.72 0.95 0.68 0.74 0.92 0.2 TiO2 0.65 0.6 0.17 0.2 0.05 0.03 0.08 0.09 0.02 0.02 0.37 0.21 0.05 0.16 0.1 0.12 0.1 0.03 0.07 0.09 0.04 0.06 0.12 0.06 0.05 0.08 0.02 MnO 0.01 0.03 0.05 0.08 P205 0.11 0.27 0.16 0.17 0.08 0.16 0.24 0.19 0.22 0.31 0.12 0.21 0.52 0.3 0.55 0.27 0.25 0.24 0.27 0.35 0.38 0.3 0.36 0.33 0.05 0.05 0.03 SrO <.01 0.01 <.01 <.01 0.06 0.05 0.03 0.02 0.02 0.02 <.01 0.04 0.05 0.06 0.07 0.08 0.09 0.1 0.08 0.08 0.09 0.1 0.06 0.06 0.03 0.02 0.02 0.06 0.08 0.08 0.16 0.08 0.2 0.17 0.32 0.03 0.04 0.07 0.1 0.08 0.12 0.1 0.1 0.12 0.09 0.09 0.1 0.08 0.08 0.13 BaO 0.13 0.1 0.15 0.37 LOI 297 544 4.46 5.39 4.18 3.89 5.55 3.58 1.58 9.19 6.6 2.29 6.2 4.07 3.54 2.62 1.09 1.67 2.76 3.09 2.28 2.16 3.22 5.55 1.14 1.84 1.84 Total 99.9 99.4 99 100.5 98.2 100.5 100 99.7 100.5 100.5 99.8 100.5 99.9 98.9 99.7 100.5 100.5 100 100.5 100 100.5 100.5 99.7 100.5 99.5 100.5 100 Ba 1140 876 473 710 652 1375 665 1705 1445 2720 241 362 551 809 662 1025 825 792 994 765 721 856 676 664 1070 1270 3070 Ag <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 <1 90.1 32.1 326 76.5 38.1 71.6 61 23.4 26.9 83.4 51.7 92.1 79.3 58.6 59.9 216 96 100.5 75.4 87 76.2 47.9 Ce 19.1 109 118 53.1 30.6 Co 1.6 18.8 16.5 17.8 9.8 14.1 25.9 25.1 35.5 50.8 20.7 22.7 19.1 20.7 23.1 14.1 10.4 14 14.1 25.3 21.9 12.8 13.6 17.9 4 4.4 2.6 110 100 80 290 80 190 150 390 170 450 Cr 120 120 110 70 220 120 160 170 5040 90 220 110 90 210 160 140 180 1.88 20.9 6.85 1.62 7.16 2.58 4.87 1.6 1.49 1.63 1.01 1.39 1.76 0.69 1.97 4.45 5.8 Cs 1.54 1.29 4.1 14.15 4.6 0.62 1.7 1.53 5.89 4.03 Cu 19 9 8 23 7 163 966 927 1570 13 34 48 34 12 11 72 71 16 61 232 11 31 100 8 10 18 12 Dy 1.41 2.28 2.56 3.52 3.07 3.41 2.12 1.91 3.22 4.87 2.23 4.03 3.44 2.51 3.82 2.43 2.41 2.19 2.58 3.01 3.31 2.72 3.24 3.42 1.47 1.4 1.51 1.33 1.38 1.54 2.36 2.17 2.22 1.14 1.17 1.9 2.91 1.66 2.35 1.79 1.39 1.77 1.36 1.42 1.22 1.49 1.82 1.85 1.56 1.9 1.93 0.91 0.9 Er 1.17 En 0.41 1.37 1.01 0.92 1.33 1.14 1.05 0.77 1.35 1.38 0.83 1.13 1.39 0.93 1.76 1.19 1.11 1.19 1.4 1.51 1.7 1.28 1.43 1.36 0.6 0.62 0.48 Ga 17.5 16.8 14.9 18.5 18.4 16.8 16.7 12.8 18.6 22.3 15.8 17.5 20.3 19.6 21 19.4 19.6 19.2 20.6 21.4 20.9 20.7 21.7 21.7 16 14.8 11.3 1.39 4.58 4.51 3.54 7.94 5.11 3.62 2.66 4.74 5.73 2.87 3.74 5.08 3.28 6.11 4.36 3.73 3.75 6.87 5.29 5.85 4.46 5.13 5.04 2.42 2.42 1.9 Gd 4 3.5 3.9 3 4 3.5 3.6 4.2 3.9 3.6 7.5 4.5 4.2 4.4 4.6 3.7 3.3 Hf 4.2 5.3 4 3.8 11.3 5.6 3.8 3 3.1 3.9 Ho 0.34 0.44 0.51 0.73 0.62 0.7 0.41 0.37 0.62 1.01 0.48 0.83 0.64 0.43 0.71 0.48 0.44 0.41 0.45 0.56 0.59 0.53 0.62 0.63 0.29 0.27 0.32 La 121 40 43.9 167 52.9 298 299 225 396 246 122 125 341 285 445 407 343 33.9 573 545 437 377 368 40.8 30 325 186 0.31 0.17 0.21 0.37 0.41 0.36 0.15 0.18 0.29 0.41 0.34 0.39 0.25 0.2 0.2 0.19 0.22 0.17 0.21 0.24 0.23 0.22 0.26 0.28 0.18 0.16 0.24 Lu 134 26 3 4 4 3 10 8 Mo 3 6 6 92 160 3 5 5 6 7 10 7 7 5 3 11 8 5 5 Nb 14.9 14.4 5.7 10 6.7 13.2 10.6 14.6 5.8 6.1 4.2 12.6 10.2 14.4 14.9 13.6 13 15 17.3 16.1 14.3 15.7 12.9 17.1 17 7 7.1 Nd 7 27.9 27.9 14.5 46.2 25.6 21.3 14.5 26.6 23.3 11 13.9 30.2 17.9 35.8 26.4 21.1 22.6 38.8 34.8 32.9 24.5 27.2 28.4 14.6 15.8 9.4 Ni 36 46 11 43 33 19 11 44 94 36 42 28 37 30 88 93 29 39 51 11 12 8 7 14 17 62 24 Pb 7 25 28 18 13 40 168 8 15 70 9 15 18 15 14 9 15 18 40 6 7 11 14 23 18 13 25 Pr 2.06 10.85 9.16 3.73 31.6 11.75 7.84 4.08 7.66 6.83 2.83 3.44 9.31 5.28 10.3 8.17 6.07 6.45 20.7 9.96 10.75 7.67 9.21 8.11 4.64 4.99 2.93 Rb 151.5 89 97.4 154 37 81.6 73.5 93 101 180 129.5 37.3 54.8 91.1 62.1 60.8 51.1 20.4 54.1 48.2 62.1 73.4 54.2 66.3 183 195.5 157 3.42 3.78 3.32 2.49 4.51 4.84 2.46 3.49 5.18 3.15 6.37 4.02 3.7 3.72 3.97 5.33 5.45 Sm 1 27 3 69 4.17 2.91 3.8 4.54 4.37 2.23 2.25 1.53 Sn 5 2 3 3 2 3 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 Sr 51.6 117 47.1 36.7 530 463 253 190.5 228 216 29.6 360 394 465 587 740 760 830 722 717 754 842 568 503 297 172 193.5 0.9 Та 0.5 0.9 0.9 0.4 0.8 0.5 0.8 0.6 0.9 0.3 0.5 0.3 0.8 0.7 0.9 0.9 0.9 0.9 1 1 0.9 0.9 0.7 1.5 1.5 0.7 0.2 0.46 0.51 0.54 0.59 0.6 0.4 0.34 0.58 0.84 0.38 0.62 0.66 0.42 0.75 0.5 0.45 0.44 0.55 0.59 0.65 0.53 0.62 0.63 0.28 0.3 0.25 Tb Th 4.72 15.35 15.15 5.39 10.4 5.65 7.94 8.68 13.75 4.02 5.62 3.53 8.71 9.76 9.27 15.05 14.45 10.8 15.25 18.2 12.05 11.5 9.95 10.2 18.7 18.9 9.37 TI 0.9 0.6 0.5 0.9 <0.5 <0.5 <0.5 0.6 0.8 1 0.6 <0.5 <0.5 0.6 <0.5 <0.5 <0.5 <0.5 <0.5 0.5 <0.5 <0.5 <0.5 0.5 1.3 1.3 1.1 0.22 0.18 0.21 0.34 0.37 0.34 0.16 0.17 0.27 0.43 0.27 0.35 0.26 0.19 0.2 0.17 0.2 0.17 0.2 0.25 0.24 0.24 0.27 0.29 0.15 0.13 0.19 Tm 11 6.01 2.32 2.82 1.57 3.19 2.41 4.15 2.35 1.87 1.09 2.62 3.26 2.76 4.75 3.48 3.17 6.58 5.53 3.29 3.53 6.26 3.22 7.05 5.74 4.4 24 49 ۷ 162 89 110 150 52 140 118 104 10 262 150 264 215 165 207 109 96 106 93 122 165 120 126 198 31 27 21 w 12 11 8 4 11 6 9 9 9 8 4 2 3 4 6 8 5 8 5 5 5 4 8 5 5 5 5 Y 9.7 13.4 15.3 20.5 25.8 21 11.2 10 16.7 28.3 13.2 22.4 19 12.4 18.7 13 12.6 11.3 17.7 15.9 17 14.1 18.3 18.3 7.6 7.6 9.9 Yb 1.8 1.16 1.39 2.32 2.51 2.34 0.98 1.08 1.72 2.7 1.93 2.27 1.63 1.26 1.32 1.19 1.35 1.12 1.37 1.53 1.55 1.38 1.68 1.79 0.96 1.01 1.44 40 22 351 927 82 37 44 62 267 366 79 113 185 112 57 97 56 72 68 120 78 81 101 52 39 85 Zn 21 168 210 149 143 463 222 144 114 146 139 151 108 143 122 134 160 148 129 305 172 167 169 179 141 101 95 Zr

	استوک کوارتز مونزونیت پورفیری	توده و دایکهای گرانودیوریتی	دایکهای qd1	دایکهای qd2	دایکهای qd3	دایکهای md	دایکهای mzd
SiO ₂ (Mean)	אי איז 🛛	% ૧૮/૧	1/10/0	7.1/27		7.0V/V	7.02/1
Na ₂ O+K ₂ O (Mean)	/ ٥/٧٢	7.7/79		7.7/07	<u>/</u> ٦/٣	%₀/V	7. ٤/٨٣
Na ₂ O/K ₂ O (Mean)	•/0٤)/ ९٦	•/٣٣	۲/•٦	۲/۲	١/٣	١/٥
Al ₂ O ₃ (Mean)	7. NE/V	10/7٣	<u>/</u> 17/V	11/10	10/17	717/77	717/10
أنورتيت نورماتيو (متوسط)	<u>/</u> ٣/٢	112/07	1/77	71./20	713/71	X9/.r	220/11
ارتوز نورماتيو (متوسط)	% ٢٢/٧٩	<u>/</u> 1٣/٨٣	7.85/18	%17/29	X17/77	10/11	211/77
آلبيت نورماتيو (متوسط)	% ١٧/٦٩	<u>/</u> ٣٨/٧٦	211/71	<u>/</u> ٣٨/•٧	7.41/20	71/08	70/17
كوارتز نورماتيو (متوسط)	. WV/9A		1.22/07	719/18	719/28	719/07	7/17

جدول ۲– نتایج بررسی آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی و محاسبه کانیهای نورماتیو استوک پورفیری و دایکهای تأخیری منطقه مورد مطالعه.

شده است.

مقدار Pb و Zn در دایکهای تأخیری روند تقریباً افقی دارد (شکل f-g1) و مقدار آنها فقط در نمونههای بخشهای حاشیهای استوک پورفیری در کیقال و روستای بارملک (در غرب کیقال)، افزایش نشان میدهد. مقدار سرب و روی در دو نمونه برداشت شده از غرب کیقال به ترتیب ۱٦٨ mpp و ۹۲۷ محاسبه گردید که این مسأله نشانگر تجمع این عناصر در بخشهای دوردست و حاشیهای توده پورفیری توسط محلولهای گرمابی نسبتاً دما پایینتر است که بر اساس حضور رگچههای اسفالریت _ گالن در این بخشها تأیید میشود.

عنصر Nb، در ابتدا روندی صعودی و سپس نزولی نشان می دهد (شکل Th) که این الگوی زنگولهای نشانگر مشارکت احتمالی آن در ساختمان آمفیبولها است. پراکندگی و بی نظمی نسبی در این روندها را می توان به پدیدههای هضم و آلایش ماگمایی نسبت داد (Atherton and Sanderson, 1985).

از عناصر نادر خاکی La, (REE) و Yb تقریباً روند مشابهی دارند (شکل Ti-j) و بیشترین تمرکز آنها در ترمهای حدواسط است. این مسأله میتواند نشانگر تغییرات درصد مودال کانیهای میزبان مانند آپاتیت، آمفیبولها و پلاژیوکلازها در بخشهای مختلف توده و دایکهای تأخیری باشد.

در نمودار $Zr/Y-SiO_2$ روند صعودی مشخصی دیده می شود

(شکل Tk) که علت آن ماهیت ناسازگارتر Zr نسبت به Y و تغلیظ بیشتر آن در ترمهای اسیدیتر است. افزایش Zr/Y در ترمهای حدواسط به دلیل حضور آمفیبول است.

نمودار Ti/Zr-SiO₂ نیز روندی نزولی دارد (شکل ٦٦) که نشانگر مصرف Ti در ترمهای بازیک و شبکه کانیهای فرومنیزین و مگنتیت است در حالی که Zr در داخل مذاب باقیمانده تمرکز مییابد و در نهایت در شبکه زیرکن وارد میشود.

نمودارهای Cr/MgO و Ni/MgO روند کلی صعودی دارند (شکل Tm-n) که میتواند نشانگر جدایش و مصرف کروم و نیکل در شبکه کلینوپیروکسن و کانیهای فلزی مانند ایلمنیت و مگنتیت باشد. سیر نزولی مشخص در نمودار Ba/Sr (شکل (شکل مشارکت Sr در شبکه پلاژیوکلازهای کلسیک و فلدسپارهای پتاسیم میشود و در عوض از ورود Sr به شبکه فلدسپارهای پتاسیم میشود و در عوض از ورود Sr به شبکه یسر رفتار معکوس نسبت به یکدیگر نشان میدهند. در نمودار Hf/La روند صعودی ملایمی وجود دارد (شکل TD) که بدلیل تمرکز Hf در ترمهای اسیدی آن در شبکه زیرکن به جای +Hr است. اسفن و ... باشد. در نمودار TV روند صعودی در شبکه آپاتیت، اسفن و ... باشد. در نمودار مقاوت در شبکه آپاتیت، اسفن و ... باشد. در نمودار مقادیر مودال متفاوت در شبکه آپاتیت، اسفن و ... باشد. در نمودار مقادیر مودال متفاوت **Archive of SID** وارطان سیمونز و همکاران



CaO-MgO (k) نمودارهای اکسید _اکسید (k) و (k) دایکهای تأخیری منطقه مورد مطالعه، (j) نمودار (j) نمودار (k) نمودار (a-i) ه شکل (a-i) ه می اشند.

این نمودار آنومالی مثبت Sn, Hf, Zr, Th, Ba, Rb نیز مشاهده می شود که می تواند حاصل تأثیر پوسته قارهای بر تحول ماگمای مولد استوک پورفیری و دایکهای تأخیری باشد. آنومالی مثبت Hf و Zr Cr برخی نمونه ها بدلیل وجود زیرکن بوده و آنومالی مثبت Zr, Cs و Hf را می توان به دخالت پوسته قاره ای نسبت داد. آنومالی منفی Ti احتمالاً مربوط به تبلور بخشی اکسیدهای Fe و Ti یا جدایش کانی های فرومنیزین حاوی Ti است و تبلور بخشی آپاتیت نیز مسئول آنومالی منفی P بوده است. آنومالی نسبتاً منفی آپاتیت نیز مسئول آنومالی منفی P بوده است. آنومالی نسبتاً منفی کانسارهای مس پورفیری نیز گزارش شده است Hf (Richards et . (Richards et ...)

در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به

پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند است. در نمودار TiO₂/Zr روند خاصی قابل تشخیص نیست (شکل ٦٢) و ممکن است به دلیل تغییر در میزان بیوتیت، کلینوپیروکسن و هورنبلندهای حدواسط در استوک یورفیری و دایکهای تأخیری مختلف باشد.

در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) (شکل ۷- الف)، عناصر P و Sr, Eu, Ti, Nb و U آنومالی مثبت و عناصر Sr, Eu, Ti, Nb و آنومالی منفی نشان میدهند که این الگو، از مشخصات تودههای نفوذی در قوسهای قارهای محسوب میشود ,Wang et al. (Wang et al., 2001; 2004) و همچنین شاخص ماگماهای کالک آلکالن میباشد. البته برخی از این آنومالیها (برای مثال Mo, Pb و Sr) ممکن است در اثر رخداد دگرسانی و ورود و خروج عناصر توسط سیالات گرمابی حاصل شده باشند. در



شکل a-j) نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در مقابل شاخص تفریق (k-r), (Thornton and Tuttle, 1960) نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در استوک پورفیری و دایکهای تأخیری منطقه مورد مطالعه.

کندریت (Nakamura, 1974)، الگوی حاصله شیب منفی مشخصی را از عناصر LREE به سمت عناصر HREE نشان می دهد که شیب نمودار به سمت HREE بسیار کمتر و مسطح می شود (شکل ۷-ب). این الگو همراه با آنومالی منفی Eu، می تواند حاصل تبلور قبلی و جدایش پلاژیوکلاز کلسیک، نسبت بالای فوگاسیته CO₂ / H₂O و وجود گارنت در مواد منشاء ماگمای مولد این سنگها باشد. البته شدت نسبتاً کم این آنومالی منفی می تواند بدلیل تفریق و آلایش

پوستەاي باشد.

در نمودار Ba-Nb/Y (شکل ۸- الف)، پراکندگی نقاط نمونهها نشان میدهد که مذاب و سیالات برخاسته از صفحه فرورونده در تحول ماگمای مادر نقش داشتهاند (Hou et al., 2005). بر اساس نمودار (Blavin, 2004) K/Rb-SiO2 (Blavin, 2004)، سنگهای نفوذی منطقه در محدوده گرانیتوئیدهای I-type قرار گرفته و جزو ماگماهای نسبتاً تحول یافته هستند (شکل ۸- ب).



شکل ۷- (الف) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای استوک کوارتز مونزونیت پورفیری و دایکهای تأخیری منطقه مورد مطالعه (McDonough and Sun, 1995) و (ب) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974).



شكل ٨- (الف) نمودار Blavin, 2004) K/Rb-SiO, (ب) نمودار Blavin, 2004) (ب) نمودار (Blavin, 2004).



شکل ۹- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای دو متغیره (الف)Th/Ta-Yb و (ب) Th/Hf-Ta/Hf (2002).

جايگاه زمينساختي واحدهاي نفوذي منطقه

برای تعیین محیط تکتونیکی این مجموعه سنگی، از نمودارهای (Schandl and Gorton, 2002) Th/Hf-Ta/Hf و Th/Ta-Yb استفاده شده است. نقاط معرف نمونهها در این نمودارها در محدوده مرتبط با قوسهای آتشفشانی واقع شدهاند (شکل ۹– الف و ب).

جهت تفکیک قوس های ماگمایی حاشیه فعال قارهای و قوس های ماگمایی بعد از تصادم نیز از دیاگرام های Ce / $P_2O_5 - Zr / TiO_2$ و $2r / Al_2O_3 - TiO_2 / Al_2O_3$ (شکل (Muller and Groves, 1997) استفاده شده است (شکل (1997)). در نمودار $Zr/Al2O3-TiO_2/Al2O_3$ نمونه های نفوذی (CAP) در نمودار قوس های حاشیه فعال قارهای (CAP) و قو سرهای بعد از تصادم (PAP) و اقع شده اند. در نمودار e قوس های بعد از تصادم (PAP) و قوس های بعد از تصادم (Trio

در نمودارهای Ta-Yb و Ta-Yb (Pearce et al., 1984) (Rb/Y+Nb و Ta-Yb) نمونهها در محدوده مرتبط با قوس های اَتشفشانی واقع شدهاند (شکل ۱۱). بخشی از نمودار (شکل ۱۱– ب) توسط Pearce) (1996) به عنوان محدوده پس از برخورد پیشنهاد شده، که نقاط معرف نمونهها عمدتاً در این محدوده واقع شدهاند.

(Frost et al., 2001) (FeO/FeO+MgO)/SiO, در نمودار در مودار بخش اعظم نمونهها در محدوده گرانیتهای کردیلرایی با ترکیب منيزين قرار مي گيرند (شكل ١٢)، لذا تحول ماگماي مادر اين سنگها تحت شرایط اکسیدان و fO بالا صورت گرفته است. در نمودار عنکبوتی رسم شده برای عناصر کمیاب که نسبت به پلاژیوگرانیتهای شکاف میان اقیانوسی (ORG) بهنجار شدهاند (Pearce et al., 1984)، نمونهها از نظر عناصر Ce, Ba, Rb, K₂O و Th، أنومالي مثبت و از نظر عناصر Ta و Y, Nb و Yb، أنومالي منفى نشان مىدهند (شكل ١٣- الف). اين الگو شباهت و انطباق زیادی با الگوی توزیع عناصر کمیاب در تودههای نفوذی قوسهای اَتشفشانی حاشیه فعال قارهای نظیر شیلی و تا حدودی جامائیکا دارد (شکل ۱۳– ب) و آن را می توان به عنوان شاخصی برای جایگیری ماگمای مادر در یوسته قارهای با ضخامت زیاد تا متوسط تفسیر کرد که تحت تأثیر ذوب بخشی و آلایش یو سته ای نیز قرار گرفته است. این الگو تحت عنوان الگوی با تسلط يوستهاي معرفي شده است Harris et al., 1983; Pearce et است al., 1984). همچنين أنومالي منفي عناصر HREE مي تواند نشانگر عمق زیاد تشکیل ماگما و وجود گارنت و زیرکن در مواد منشأ این ماگما باشد.



شکل ۱۰ – (الف) نمودار Ce/P₂O₅-Zr/TiO و (ب) (Muller and Groves, 1997) Zr/Al₂O₃-TiO₂/Al₂O و (ب).



شکل ۱۱- نمودارهای دو متغیره (الف) Ta-Yb و (ب) Ta-Yb (Pearce et al., 1984) (Pearce et al., 1984) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه که در محدوده گرانیتوئیدهای قوسهای آتشفشانی قرار گرفتهاند. در شکل (ب) محدوده پیشنهادی توسط Pearce, 1996 برای گرانیتوئیدهای قوسهای آتشفشانی پس از برخورد نشان داده

٥٨



شكل ۱۲- نمودار "Frost et al., 2001) (FeO₁+MgO)/SiO) براى تعيين تيپ گرانيتها.



شکل ۱۳ – (الف) نمودارهای عنکبوتی رسم شده برای عناصر کمیاب در استوک پورفیری که نسبت به پلاژیوگرانیتهای شکاف میان اقیانوسی (ORG) بهنجار شدهاند (Pearce et al., 1984)، (ب) انطباق نسبی الگوی توزیع، عناصر کمیاب نمونههای استوک کوارتز مونزونیت پورفیری کیقال با تودههای نفوذی مشابه در شیلی و تا حدودی جامائیکا (گرانیتوئیدهای کالک آلکالن قوس آتشفشانی).

نتیجه گیری

۱- توده نفوذی کیقال از نظر سنگشناسی، ترکیب
کوارتزمونزونیت و بافت پورفیریک با زمینه ریزبلور داشته و
در اثر دگرسانی گرمابی، زونهای دگرسانی پتاسیک، فیلیک،
آرژیلیک و پروپیلیتیک در آن توسعه یافتهاند.

۲- دایکهای تأخیری متعددی با ترکیب دیوریتی _ کوارتز دیوریتی، گرانودیوریتی، میکرودیوریتی و مونزودیوریتی، استوک یورفیری را مورد هجوم قرار دادهاند.

۳- ماگمای مولد این نفوذیها، سرشت کالک آلکالن با پتاسیم بالا تا شوشونیتی داشته و بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی نشانگر دخالت مذاب و سیالات برخاسته از صفحه فرورونده در تحول ماگمای مولد آنها می باشد.

٤- این نفوذیها ناهنجاری مثبت و مشخص Th, Rb, K₂O و Ba و ناهنجاری منفی Yb, Y, Hf, Zr و تا حدی Ta دارند که نشانگر جایگیری در پوسته قارهای با ضخامت زیاد تا متوسط و تأثیر ذوب بخشی و آلایش پوستهای است. همچنین عناصر HREE ناهنجاری منفی نشان میدهند که میتواند نشانگر عمق زیاد تشکیل ماگما و وجود گارنت و زیرکن در مواد منشأ این

ماگما و یا تفریق آن باشد.

٥- نمونههای توده پورفیری و دایکهای تأخیری از نظر جایگاه زمینساختی، در موقعیت وابسته به قوسهای آتشفشانی و بطور کلی در موقعیت قوسهای آتشفشانی پس از برخورد قرار می گیرند.

تشکر و قدردانی

بخشی از این پژوهش با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه تبریز در قالب طرح پژوهشی انجام شده است و از معاونت تحصیلات تکمیلی و پژوهشی دانشگاه تبریز تشکر میگردد.

منابع

– آقانباتی، ع. ۱۳۸۳. زمینشناسی ایران، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸٦.

– زرناب اکتشاف (مهندسین مشاور)، ۱۳۸۶. گزارش مطالعات زمینشناسی و آلتراسیون محدوده کیقال و بارملک در مقیاس ۱:۵۰۰۰.

- كاوشگران (مهندسين مشاور)، ١٣٨٥. اكتشافات

- McDonough, W. F., and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120, 223-254.

- Muller, D., and Groves D. I., 1997. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Sec. Updated. Springer-Verlag, 242.

- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, 757-775.

- Pearce, J. A., 1996. Source and setting of granitic rocks. Episode, 19, 120-125.

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

- Richards, J.P., Boyce, A.J., and Pringle, M.S., 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. Economic Geology, 96, 271-305.

- Schandl, E.S., and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology, 97, 629–642.

- Thornton, C.P., and Tuttle, O.F., 1960. Chemistry of igneous rocks: Part 1. Differentiation index. American Journal of Science, 258, 665-684.

- Wang, Y., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R., and Chen, C.H., 2004. Geochemical Constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. Journal of Petrology, 45, 975-1011.

- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical

Geology, 16, 325-343.

بررسی سنگشناسی و سنگزایی استوک کوارتز...

لیتوژئوشیمیایی در منطقه کیقال با مقیاس ۱:۵۰۰۰ شرکت ملی صنایع مس ایران. – کاوشگران (مهندسین مشاور)، ۱۳۸۶. اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراههای در منطقه کیقال با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ شرکت ملی صنایع مس ایران.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural charactristics of the paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103, 983-992.

- Atherton, N.P., and Sanderson, L.M., 1985. Magmatism at a plate edge: The Perovian Andes. Blackie, Glascow, 328.

- Blavin, P.L., 2004. Metallogeny of granitic rocks. The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis, Geoscience Australia, 1-4.

- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., and Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42, 2033-2048.

- Harker A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks. Macmillan, New York, 384.

- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J., Almond, D. C., 1983. The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. Journal of Geological Society of London, 140, 245-256.

- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology, 48, 2341–2357.

- Hou, Z., Zhong, D., Deng, W., and Khin, Z., 2005. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone, In: Porter, T.M. (ed.), Super porphyry copper and gold deposits: A Global Perspective, PGC Publishing, Adelide, 2, 423-440.