فصلنامه علمی پژوهشی زمین شناسی و محیط زیست
سال چهارم، شماره ۱۲، پاییز ۱۳۸۹

فعالیت های ماگمایی گرانیتوئیدهای نوع I در شرق- شمال شرق تفرش

شیوا انصاری[۱]، محمدهاشم امامی[۲]، مجید قادری[۳]، خسرو خسروتهرانی[۴]

۱- دانشجوی دوره دکتری گرایش پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم وتحقیقات تهران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس

۴- استاد گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم وتحقیقات تهران

تاریخ دریافت مقاله : ۱۳۸۹/۳/۱۱ تاریخ تصویب : ۱۳۸۹/۶/۳

چکیده

توده گرانیتوئیدی نویس با وسعت ۷۰ کیلومترمربع بخشی از نوار ارومیه- دختر می باشد. سنگ های نفوذی این توده به مجموعه ای پیچیده با ترکیب متنوع تعلق دارند که از نظر عمق جایگزینی مربوط به محیط های اپی زونال تا مزوزونال می باشند[16] و در طیفی از اسیدی، حدواسط تا بازیک شامل تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، مونزونیت، دیوریت و گابرو قرار می گیرند. این توده در ردیف های گوناگون آتشفشانی-رسوبی ائوسن[۴] شامل واحدهای E_6,E_5,E_4,E_3,E_2 در منطقه شمال خاوری تفرش جایگزین شده و دگرگونی همبری در سنگ های ائوسن ایجاد نموده است. حضور انکلاوهای مافیک در بدنه اصلی توده نویس می تواند مؤید جایگزینی اولیه ماگمای بازیک- میانه در منطقه باشد. با توجه به بافت همسان دانه و درشت سنگ های بازیک- میانه می توان گفت در اعماق متوسط پوسته (مزوزونال) جایگزین شده اند و در مراحل بعدی، حجم نسبتا زیادی از ماگمای تونالیتی در منطقه تشکیل و جایگزین می گردد که تنوع بافتی دارد. بخشی از ماگمای تونالیتی نیز به ترازهای بالاتر رسیده و بافت های پورفیری نشان می دهند. سپس شواهد میلونیتی شدن، تحت تاثیر تنش های تکتونیکی بر آنها تحمیل شده است. تاثیرات تنش به صورت ریزبلورهای خردشده و خاموشی موجی بر روی کانی ها اثرگذار بوده است. آخرین مرحله پلوتونیسم را توده های میکروگرانیتی تا گرانوفیری تمام روشن تشکیل می دهند که حجم محدودی نسبت به تونالیت ها داشته و کم ژرفاترین پلوتونیسم منطقه نویس است. پدیده فراگیر دیگر تاثیرات حرارت و سیال ناشی از تزریق های متوالی است که روی سنگ های مختلف تاثیرات حرارتی- سیال (گرمابی) به صورت ایجاد پاراژنز کانی های ثانوی برحسب مورد شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت، آلبیت، اسفن، اوپک در حد رخساره شیست سبز است و در واقع بیانگر فعال شدن سیستم های ژئوترمال طی فازهای مختلف و تاریخچه تشکیل توده پلی فاز نویس است. براساس بررسی های صحرایی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای منطقه از نوع I می باشند. این سنگ ها کالک آلکالن و متاآلومین هستند.

واژگان کلیدی: نویس، پتروگرافی، ژئوشیمی، انکلاو، تفرش.

مقدمه

در منطقه تفرش فعالیت آتشفشانی در ائوسن میانی، خیلی فراوان با خروج گدازه های زیردریایی، هوائی همراه بوده که به حالت حاشیه ای با لایه های رسوبی ظاهر گردیده‌اند. بنیان این مواد آتشفشانی اسیدی (گدازه ریولیتی، داسیتی، داسیتوئید و گاهی آندزیتی) و توف هایی با این ترکیب است. در ابتدای زمان الیگوسن احتمالاً توده های نفوذی با ترکیب گرانودیوریتی، دیوریت کوارتزدار و دیوریت جایگزین شده اند، که بخشی از آن به سطح نرسیده است. در میوسن زیرین، یک فعالیت آتشفشانی زیردریایی با ترکیب داسیتوئیدی توسعه یافته که شدت آن کم بوده است. آخرین مرحله فعالیت آتشفشانی بدون شک بعد از پلیوسن میانی حاصل گردیده که با جایگذاری گدازه های جریانی و رگه های آندزیتی با ستبرای قابل ملاحظه مشخص است. فعالیت آتشفشانی ائوسن در منطقه مورد مطالعه از لوتسین زیرین شروع و تا پریابونین ادامه داشته است. فعالیت آتشفشانی میوسن زیرین منطقه تفرش با حضور لایه های توف و گدازه (داسیتوئید- آندزیتی) با رنگ تیره در وسط لایه های رسوبی مشخص است. گدازه های آندزیتی ضخامتش بین ۱۰ تا ۵۰ متری در اطراف دهکده کریان داشته و توف ها با بافت های متغیر در خاور جلایر رخنمون دارند. اگرچه ولکانیسم زیر دریایی است، اما هرگز ساخت بالشی دیده نشده است[۸].

توده های نفوذی در زون های مختلف منطقه، افق های چینه شناسی متفاوتی را قطع نموده اند. شکل این توده ها و وسعت آنها نیز متغیر بوده و ترکیب شیمیائی و کانی شناسی گوناگونی دارند. ویژگی های سنگ شناسی و به ویژه بافت این سنگ های نفوذی تا اندازه ای مشخص کننده ژرفای جایگیری آنها می باشد. بدین ترتیب توده های متعدد کم ژرفا و نیمه آتشفشانی وجود دارند و حتی گاه بافت سنگ های آتشفشانی در برخی از رخساره های کناره ای به چشم می خورد. توده های نفوذی ترشیری به ویژه در زیر زون مرکزی، یعنی جائی که فعالیت آتشفشانی در همین زمان شدید بوده است، برونزد دارند. گاه درون یک توده نفوذی و یا مجموعه ای از توده های کوچک و پراکنده، همگنی نسبی کانی شناسی و شیمیائی وجود دارد که به ظاهر گویای همبستگی ژنتیکی آنها و منسوب بودن آنها به یک فاز پلوتونی است. در برخی از توده های نفوذی نسبتاً بزرگ و گسترده، تا اندازه ای تفاوت های تدریجی شیمیائی و کانی شناسی وجود دارد، ولی به هرحال چنین تغییراتی نسبتاً محدود است. وابستگی توده های نفوذی و سنگ های همبر آنها نیز متفاوت است و به نظر می رسد که شکنندگی و یا شکل پذیری سنگ های همبر نقش کارسازی در این مورد دارند. در رژیم نوع نخست یعنی در مواردی که سنگ های مجاور خاصیت شکنندگی نشان می دهند، مانند آنچه در مورد سنگ های آتشفشانی ائوسن دیده می شود، مرز میان توده های نفوذی و سنگ های همبر قاطع و ناجور است که می‌تواند توسط گرانروی متباین ماگما با سنگ های همبر تفسیر و تعبیر گردد، در حالی که شکل پذیری سنگ های مجاور می تواند جایگزینی نوع دیاپیری را تسهیل نماید. سنگ های نفوذی در بخش خاوری و شمال خاور به شکل توده های بزرگ (اطراف دهکده نویس) رخنمون یافته و بعضی توده‌های منفرد هم در خاور مهر زمین گروکی نیز ملاحظه می‌گردند که در محل تماس آن ها با لایه های ائوسن دگرگونی مختصری (به شکل سیلیسی و پروپیلیتی شدن) حاصل نموده اند. همچنین یک توده نسبتاً بزرگ در جنوب باختری ترخوران یافت

می گردد که کوه دو برادران را به شکل توده نفوذی در شیست های تریاس بالائی بوجود آورده است. از طرف دیگر رگه‌های زیاد از سنگ های نفوذی تقریباً در تمام این منطقه یافت می گردد. از نظر سنگ شناسی می توان گفت که ترکیب رگه ها همانند توده های نفوذی بوده و بعضی از رگه ها نیز کاملاً ترکیب شیمیائی گدازه ها را دارند. می توان سن نفوذ این سنگ ها را بین ائوسن بالائی و میوسن بالائی قرار داد.

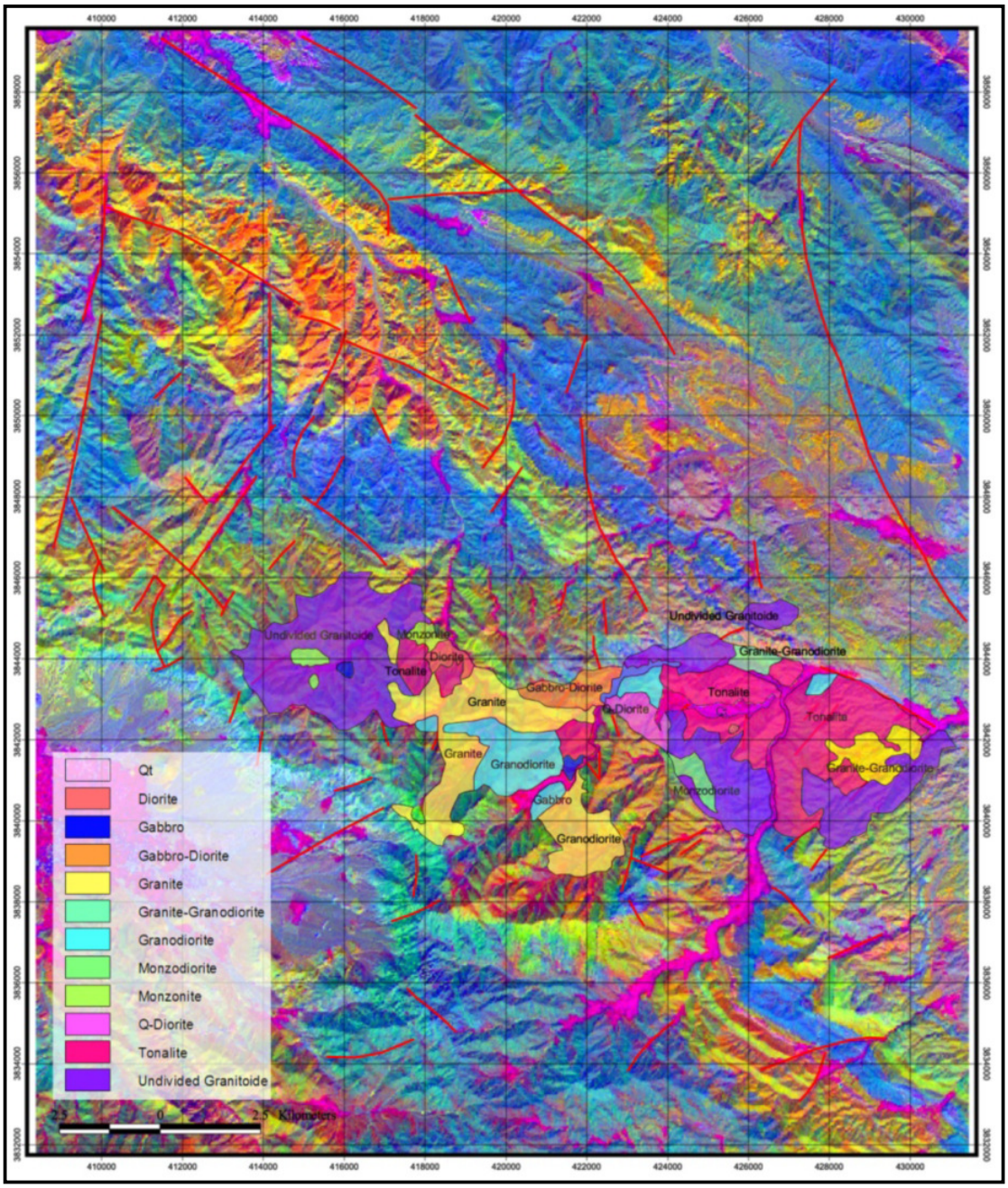
روش تحقیق

پس از جمع آوری اطلاعات و گزارشات موجود و نیز تهیه تصاویر ماهواره ای ETM^{+} و Aster از شرکت مهندسی علوم وفنون ماهواره ای هزاره سوم، همچنین نقشه های توپوگرافی، در بررسی های مقدماتی جهت آشنایی با کل منطقه و در نهایت با منطقه مورد مطالعه عملیات نمونه برداری به صورت سیستماتیک واحدی با بهره گیری از پردازش و تفسیر داده های ماهواره ای در تفکیک واحدها انجام شد. سپس، ۱۲ پروفیل طوری انتخاب گردید تا لایه ها و طبقات مختلف زمین شناسی را شامل شوند.

در این مرحله، از رخنمون های سنگی نمونه برداری لیتوژئوشیمیایی انجام گرفت، البته برداشت های فوق در صورت یکنواخت بودن نمونه با فواصلی متناسب با تغییرات لیتولوژی صورت گرفت.

با مطالعات پتروگرافی بیش از ۲۰۰ نمونه سنگی، برحسب نیاز از کل آنها مقاطع نازک، ۵۰ نمونه جهت آنالیز لیتوژئوشیمی، ۸۸ نمونه مقطع نازک- صیقلی نیز جهت مطالعه میکروسکپی کانه و آنالیز الکترون میکروپروب، و ۱۰ نمونه نیز جهت آنالیز ایزوتوپی انتخاب شدند.اندازه گیری عناصر اصلی و کمیاب در ۵۰ نمونه سنگ از میان سنگ های مورد مطالعه به روش ICP-M در آزمایشگاه مرکزی گروه کمپانی های Actlabs در شهر اونتاریوی کشور کانادا صورت گرفته است.

اندازه گیری نسبت های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ و بررسی شیمی کانی ها برای بیش از ۱۰۰ نقطه از انواع کانی های موجود در واحدهای مختلف سنگی نیز در همین آزمایشگاه انجام شد. پس از آن نتایج حاصل از تجزیه های شیمیایی توسط نرم افزارهای کامپیوتری Minpet، Excel، GCD kit مورد پردازش قرار گرفت[۱]. سپس با استفاده از اطلاعات بدست آمده و به کمک اطلاعات ماهواره ای و به کارگیری نرم افزارهای ENVI ۴/۵ و Arc GIS ۹/۲ یک نقشه لیتوفاسیس(شکل۱) از منطقه مورد مطالعه تهیه شده است.



شکل۱- نقشه لیتوفاسیس توده گرانتیوئیدی نویس

زمین ساخت

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین شناسی جزئی از بخش غربی ایران مرکزی است که این بخش عموماً از سنگهای آتشفشانی و پیروکلاستیک های وابسته به آن تشکیل شده است، که در امتداد نوار طویل ۱۷۰۰ کیلومتری از سهند تا بزمان و با پهنای تقریبی۱۵۰km، به موازات نوار دگرگون شده سنندج – سیرجان قرار دارد و به نام نوار آتشفشانی سهند – بزمان یا ارومیه – دختر نامیده می شود. در داخل این نوار آتشفشانی توده‌های نفوذی متعددی بیرون زده ، سن و ترکیب این توده های نفوذی

متفاوت است و اکثرا به ترشیری تعلق دارند. بعلاوه آمیزه های افیولیتی کرتاسه فوقانی (نائین) نیز در کنار شکستگی اصلی در این نوار خودنمایی می کنند فعالیت آتشفشانی نوار ارومیه- دخترعمدتا از کرتاسه شروع شده و در ائوسن به اوج خود رسیده تا الیگوسن آغازی نیز فعالیت داشته و اکثراً سنگهای آتشفشانی اسیدی بر جا گذاشته است[۱۱]. در محدوده چهار گوش قم، زون ایران مرکزی به سه زیربخش شامل: زیربخش شمال شرق، زیربخش مرکزی و زیربخش جنوب غربی تقسیم می شوند[۵].

منطقه تفرش بخشی از زیربخش مرکزی است که در بخش جنوب غربی گسل ایندس (Indes fault) قرار دارد و از ویژگی های آن ضخامت در خور ملاحظه نهشته های آتشفشانی،آتشفشانی- آواری و رسوب های همراه آنها و توده های نفوذی ژرف و نیمه ژرف متعدد ترشیری و روند عمومی ساختاری شمال غرب- جنوب شرق است.

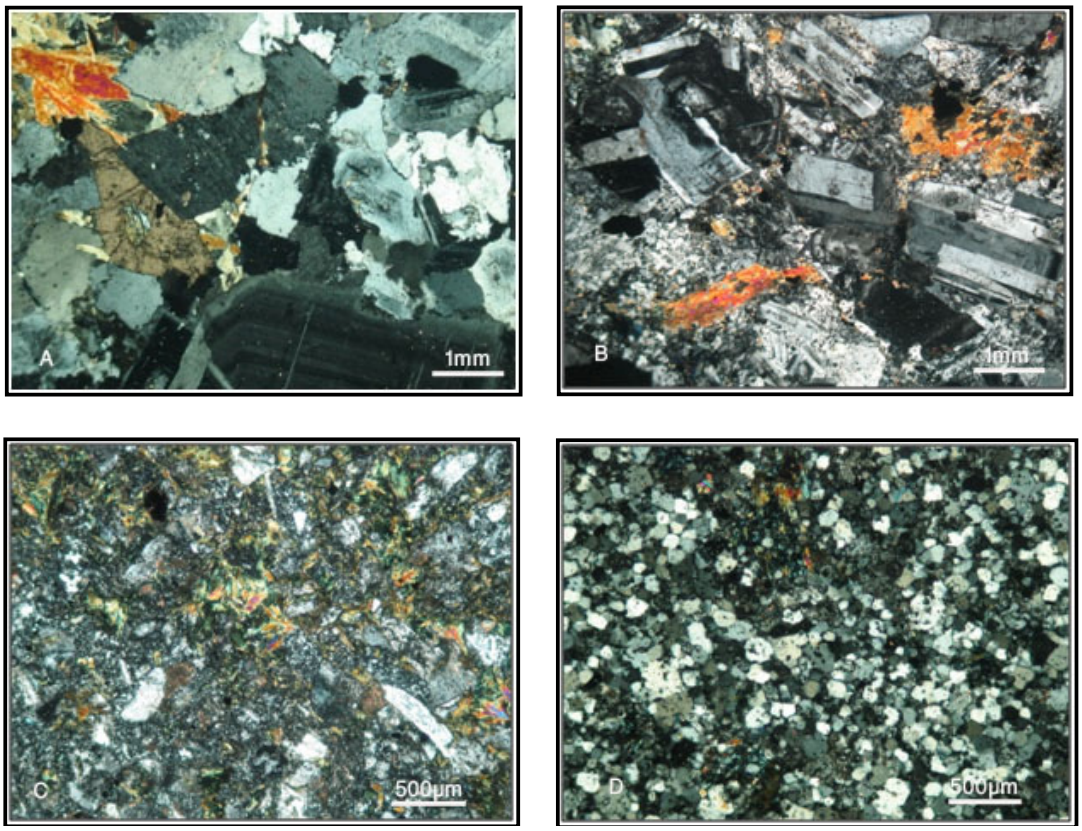
در زیر نهشته های ترشیری پیرامون تفرش رسوب های مزوزوئیک در هسته تاقدیس با محور شیب دار برونزد یافته است. گسل ایندس از نوع معکوس راستگرد است این گسل موجب رانده شدن سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی- آواری ائوسن بر روی نهشته های کربنانه سازند قم و یا کنگلومرایی پلیوسن شده است.

پتروگرافی

بخش اصلی رخنمون توده گرانتیوئیدی نویس به واحد تونالیتی اختصاص دارد. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که آنها دارای ترکیب کم و بیش یکنواخت، اما بافت‌های متنوعی که از نظر عمق جایگزینی مربوط به محیط‌های مزوزونال تا اپی زونال می‌باشند. بافت تونالیت و هورنبلند- تونالیت عمق متوسط، با بافت‌های اولیه یا حاصل دگرگونی های بعدی شامل: گرانولار همسان‌دانه با ابعاد درشت تا متوسط و هتروگرانولار(شکل۲A) تا پورفیری با زمینه میکروگرانولار(شکل۲B) و میکروفنوکریست (شکل۲C)، که گاهی هم با آثار تجدید تبلور مانند مرز دانه‌ای نامنظم یا مضرس نشان دهندهٔ محیط دینامیکی دیده می‌شوند (شکل۲D). این سنگها عموماً براثر عبور سیالات هیدروترمال دچار دگرگونی برگشتی از نوع گرمابی معادل رخسارهٔ شیست سبز و متاسوماتیسم آلکالن شده‌اند. تغییرات منعکس کنندهٔ وجود آب در شرایط رخسارهٔ شیست سبز در این سنگ ها دیده شده است. گروه بعدی از بافت‌های ثانویه در تونالیت‌ها و هورنبلند تونالیت‌های موجود در منطقه، بافت‌های نشانگر وجود استرین در خلال تغییر شکل هستند.

این تغییرات شامل کوارتز خرد شده(subgrain)، ماکل بندی های ثانویه در پلاژ یوکلاز، اینترلاک و مرزهای مضرسی در کوارتز و فلدسپات و ایجاد خاموشی موجی در کوارتز است.

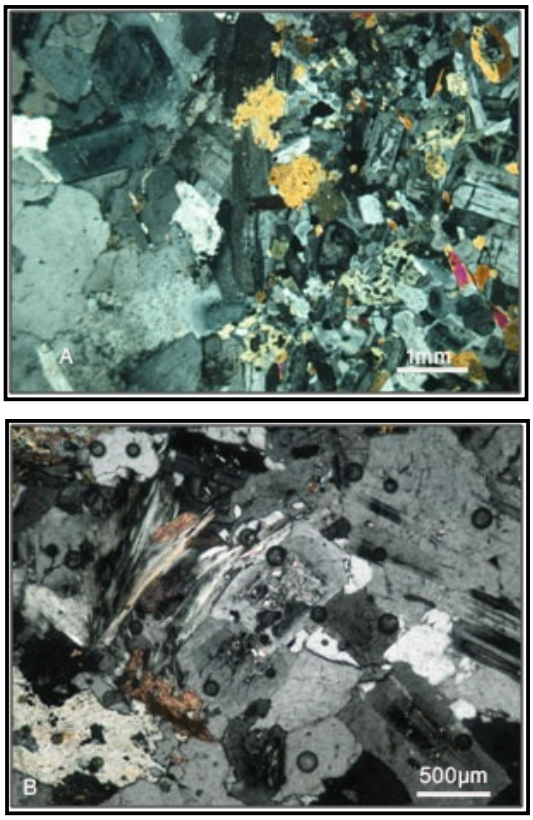
در بخش‌هایی از متاتونالیت‌ها که استرین ضعیف بوده، تنها اثرات قابل مشاهده شامل خاموشی موجی در کوارتز بین دانه‌ای می‌باشد، در بخش‌های با استرین شدیدتر ایجاد تونالیت پروتومیلونیتی با بافت موزائیکی و تونالیت میلونیتی معمول است که البته ویژگی آذرین اولیهٔ سنگ همچون بافت گرانولار تا حدودی حفظ شده است [۱۲].



شکل۲- تصاویر میکروسکوپی از تونالیت ها، A- تصویری از سنگ میزبان تونالیتی با بافت هتروگرانولار، با تشکیل آلکالی فلدسپار در اطراف پلاژیوکلاز زونه، ترمولیت- اکتینولیت، اسفن و اورتوز (XPL)، B- تصویری از بافت پورفیری در زمینه میکروگرانولار، به همراه خردشدگی، آمفیبول، اپیدوت، کلریت، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز(XPL)، C- تصویری از میکروتونالیت با بافت پورفیری در زمینه میکروفنوکریست تا کریپتوکریستالین، ترمولیت- اکتینولیت(XPL)، D- تصویری از تیپ به شدت میلونیتی(XPL)

میکروتونالیت نیمه عمیق، با بافت اینترگرانولار و میکروتونالیت پورفیری با بافتهای اینترگرانولار تا میکروگرانولار پورفیری و کریپتوکریستالین نشانگر محیطهای کم عمق به همراه شواهد حاصل از دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست سبز نیز در این گروه جای گرفته است. این بافت آفانیتیک پورفیری معمولاً در توده‌های نفوذی گرانتیوئید کم عمق توسعه می‌یابد ولی شاید حاصل دو مرحله انجماد نباشد، بلکه تداعی کنندهٔ دو سطح تمرکز از مواد فرار است، زیرا هسته‌بندی اولیه و رشد فنوکریستهای پلاژیوکلاز و سایر کانیهای دما بالا باعث افزایش مواد فرار فوق اشباع در مایع باقیمانده می شود[۲]. انکلاوهای موجود در سنگ میزبان تونالیتی عمدتا یا (الف) ترکیب تونالیتی دارند، که در این صورت سنگ میزبان، بخش روشن (لوکوکرات) سنگ را تشکیل داده و دارای بافت گرانولار درشت دانه است، در حالی که انکلاوها دارای بافت هتروگرانولار دانه ریز و کانی های مافیک بیشتری نسبت به سنگ میزبان خود می باشند و به طور عمده آمفیبول، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت و پلاژیوکلاز با فراوانی بالا دارند، ضمن این که با حاشیه ای قاطع از سنگ میزبان خود قابل تشخیص هستند(شکل۳-A)،

و یا (ب) ترکیب گابرودیوریتی دارند، انکلاوهای گابرودیوریتی در مقایسه با سنگ میزبان تونالیتی از نظر بافتی گرانولار درشت دانه و در برخی موارد اینترگرانولار می باشند(شکل۳-B)[۱۴].



شکل۳-A- تصویری از همبری سنگ میزبان تونالیتی درشت دانه با انکلاو تونالیتی ریزدانه (XPL)، B- تصویری از انکلاو گابرودیوریتی درشت دانه (XPL)

بخش‌های پراکنده و محدودی از تودهٔ نویس از واحد گرانودیوریتی تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ترکیب شیمیایی شامل: گرانودیوریت، هورنبلند گرانودیوریت، بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت، گرانودیوریت لوکوکرات تا هولولوکوکرات و میکروگرانودیوریت پورفیری می‌باشند. به طور کلی ترکیب کانی‌شناسی این واحد با واحد قبلی (تونالیت‌ها) قابل مقایسه بوده و تفاوت عمده آنها وجود بیوتیت اولیه و ثانویه، و مقدار بسیار محدود یا حتی عدم وجود پیروکسن در گرانودیوریت‌ها است. انکلاوهای کوارتزدیوریتی موجود در سنگ میزبان گرانودیوریتی از لحاظ بافتی میکروگرانولار و از نظر کانی شناسی حاوی پلاژیوکلاز و آمفیبول بیشتر نسبت به سنگ میزبان خود می باشند. این انکلاوها نیز مشابه سنگ میزبانشان دچار دگرگونی برگشتی شده اند، منتهای مراتب مافیک تر از سنگ میزبان خود هستند و با آن همبری قاطع ندارند. ترکیب‌های مونزونیتی و کوارتزمونزونیتی به صورت پراکنده و بسیار کم رخنمون دارند. خصوصیات بافتی این سنگها حاکی از آن است که سنگهای مزبور در اعماق اپی زونال (نیمه عمیق) به وجود آمده‌اند. واحد گرانیتی بیشتر در حوالی روستای انجیله به صورت بخش‌های بسیار کوچک و پراکنده رخنمون دارد. بافت این سنگها بیشتر پورفیری با زمینه میکروگرانولار، اینترگرانولار، اینترسرتال و میکروکریستالین می‌باشد.

بخشی از سنگهای حدواسط منطقه دارای ترکیب دیوریتی- کوارتز دیوریتی هستند. این سنگها در مناطق مرکزی توده نویس دارای رخنمون‌های محدودی هستند. بافت این سنگها گرانولار تا پورفیری با زمینه میکروگرانولار، اینترگرانولار و اینترسرتال است. گابرو در این منطقه به خصوص در غرب روستای انجیله به صورت توده‌های نه چندان بزرگ رخنمون دارد. همچنین به صورت نفوذی‌های کوچک در بخش مرکزی توده دیده می‌شود.

براساس مطالعات پتروگرافی، ترکیب این سنگها از گابرو تا پیروکسن گابرودیوریت و مونزوگابرو متغیر است. بافت این سنگ‌ها گرانولار، هتروگرانولار، اینترگرانولار تا پورفیری می‌باشد.

ژئوشیمی

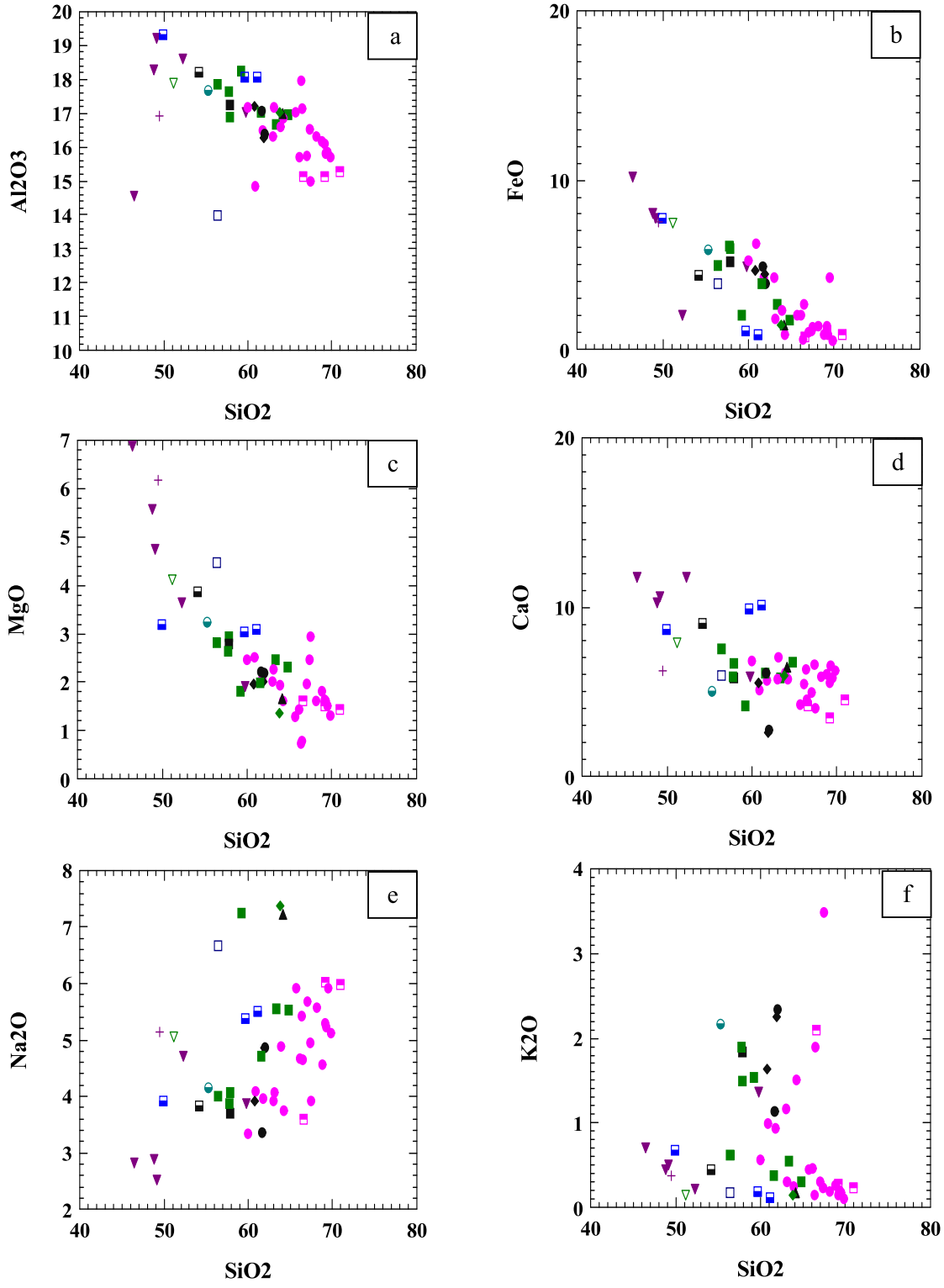
از بررسی نمودارهای شکل ۴ نتایج زیر استخراج شده است:۱) بین واحدهای مختلف سنگ شناسی به ترتیب از گابروها به مونزوگابروها، گابرودیوریت ها، دیوریت ها، تونالیت ها و گرانودیوریت ها یک پیوستگی و رابطه تقریباً خطی وجود دارد.

۲) نمونه های مختلف واحد تونالیتی تقریباً در همه نمودارهای شکل (۵-۴) یک پیوستگی و رابطه خطی مورد انتظار در فرایند تفریق ماگمایی (و یا ذوب بخشی) را به نمایش می گذارند.۳) نمونه های مختلف واحد گابرویی، واحد دیوریتی، واحد گرانودیوریتی نیز تقریباً در همه نمودارهای شکل (۴) هر کدام یک پیوستگی و رابطه خطی از خود نشان می دهند و روند تغییرات برای همه عناصر به جز K_2O، مطابق آنچه در فرآیند تبلوربخشی (و یا ذوب بخشی) مورد انتظار است دیده می شود. مقادیر K_2O با افزایش SiO_2 کاهش می یابد. انطباق منفی K_2O با SiO_2 دقیقاً بر عکس آن چیزی است که در فرآیند تبلوربخشی (و یا ذوب بخشی) مورد انتظار است.

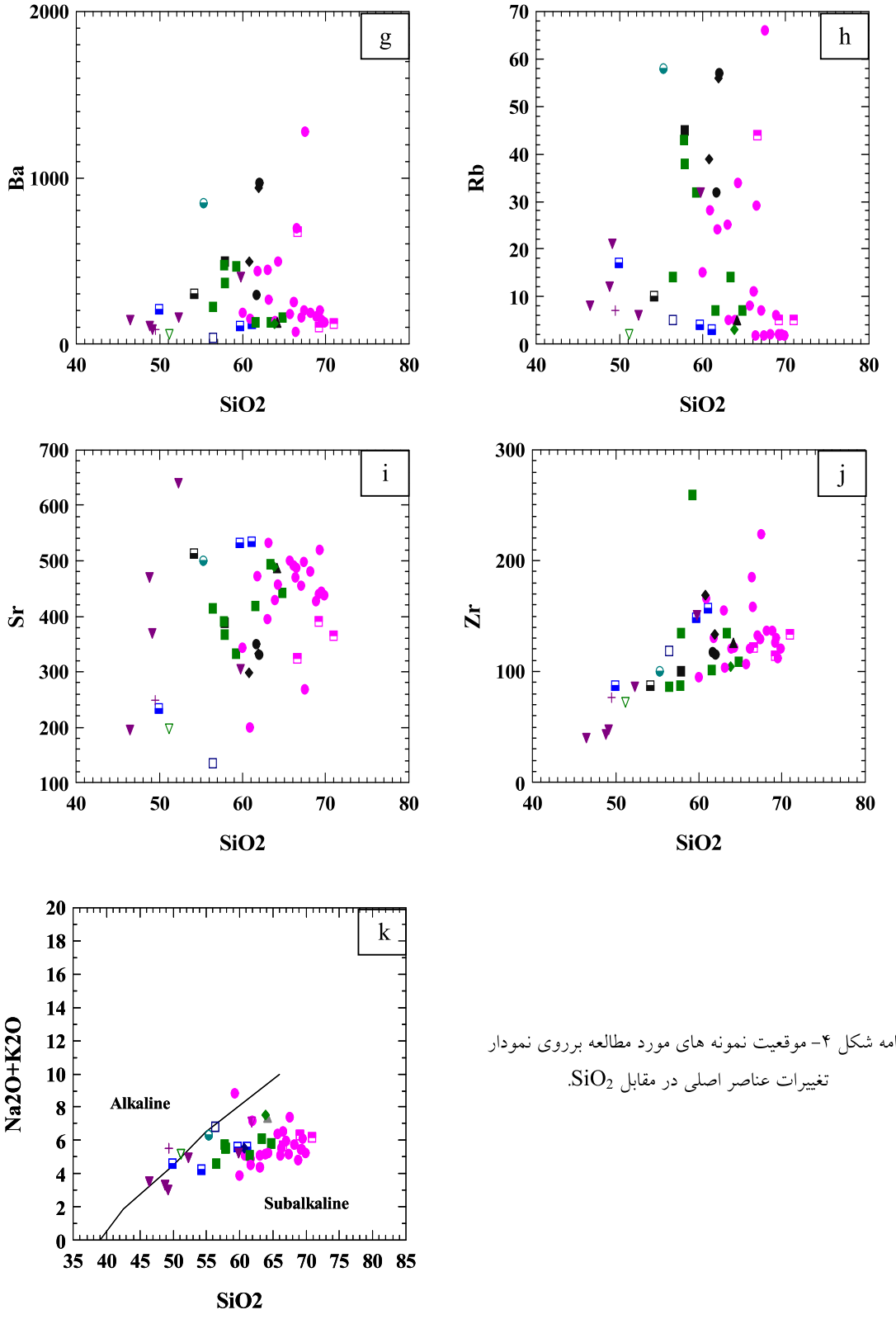
۴) گرانودیوریت ها، تونالیت ها، دیوریت ها و گابرودیوریت ها تقریباً در همه نمودارها در امتداد یکدیگر قرار می گیرند و یا با یکدیگر همپوشانی دارند. اما واحد گابرویی تقریباً در همه جا جدای از آنها، اما در امتداد سایر واحدها است و روند مشخصی را به تصویر کشیده است. ۵) انکلاوهای ریزدانه تونالیتی مونزودیوریتی،گابرودیوریتی، دیوریتی نیز در همه نمودارهای مورد استفاده از روند مشخص سنگهای میزبان و سایر سنگها تبعیت می کنند.

روند خطی و منفی تغییرات CaO با SiO_2 که در نمونه های مورد مطالعه به وضوح دیده می شود، از ویژگی های گرانیت های تیپ I عنوان شده است.

نمونه های انکلاو ریزدانه تقریباً در همه نمودارهای شکل (۴) به جز نمودار $K_2O - SiO_2$ در امتداد مجموعه نمونه های دیگر با مقادیر SiO_2 خاص واحد سنگ شناسی آنها واقع می شوند. معنی و مفهوم این روند آن است که انکلاوهای ریزدانه به ظاهر یک قرابت ژئوشیمیایی با سنگ میزبانشان دارند و بیانگر تعادل گسترده بین انکلاو و ماگمای میزبان می باشد. ضمن اینکه انکلاوهای مورد مطالعه در این تحقیق بایستی جزو انکلاوهای دارای منشاء ماگمایی در نظر گرفته شوند و شواهدی از منشاء پوسته ای در آنها دیده نشده است و به طور کلی خاستگاه گرانیتوئید تیپ S در آنها مردود است. در بین انکلاوها نیز انواع نمونه ها یک روش مشخصی از تغییرات بین عناصر مختلف در مقابل SiO_2 نشان می دهند، پس بنابراین می توان گفت این انکلاوها احتمالاً بخش زودتر متبلور شده، مذاب گرانیتی می باشند. نتایج عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (شکل۴)، نتایج بررسی های عناصر اصلی را تأیید می نماید.



شکل ۴- موقعیت نمونه های مورد مطالعه برروی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2



ادامه شکل ۴- موقعیت نمونه های مورد مطالعه برروی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2.

بین عناصر مختلف در مقابل SiO_2 نشان می دهند، پس بنابراین می توان گفت این انکلاوها احتمالاً بخش زودتر متبلور شده، مذاب گرانیتی می باشند.

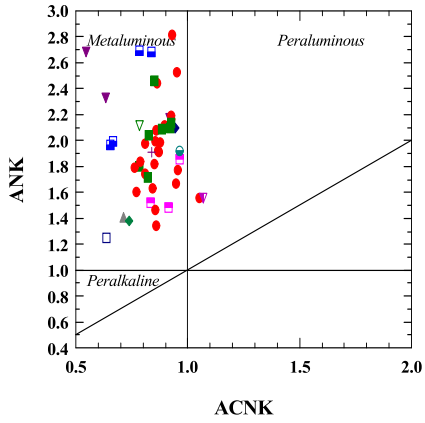
نتایج عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (شکل۴)، نتایج بررسی های عناصر اصلی را تأیید می نمایند. روند تغییرات Sr و Ba در مقابل SiO_2 در گابروها نسبت به تونالیت ها و گرابودیوریت ها تهی شدگی نشان می دهد.

همانطور که در شکل ۵ نشان داده شده است، در نمودار اکسید – اکسید ایروین و باراگار (۱۹۷۱) کلیه نمونه های گرانیتوئیدی و نمونه های انکلاو ریزدانه در رده ساب آلکالن و فقط یک نمونه تونالیت (۰۵۴)، یک نمونه مونروگابرو (۱۲۱)، یک نمونه سینوگابرو (۱۵۹)، یک نمونه گابرو (۱۲۳) و یک نمونه گابرودیوریت (۱۵۴) در محدوده آلکالن قرار می گیرند. مقدار Zr در کل نمونه های مورد مطالعه پایین است و از متوسط همه گرانیت های نوع I و S به مراتب کمتر می باشد. روند تغییرات Rb برای نمونه های مختلف از نظم مشخصی برخوردار نمی باشد، به طوری که این عنصر در گابروها وانکلاوهای ریزدانه با افزایش SiO_2، زیاد می شود ولیکن در تونالیت ها، گرانودیوریت ها، دیوریت ها و گابرودیوریت ها کاهش می یابد.

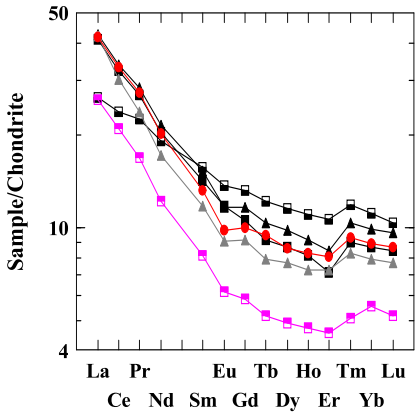
مقادیر $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$، Rb,Sr,Nd,Sm گزارش شده از آزمایشگاه و سایر پارامترها، براساس روش های محاسبه ای ذکر شده در [17] و [18] در جدول(۱) ارائه شده است. همانطور که در جدول دیده می شود مقادیر $^{87}Sr/^{86}Sr$ نمونه ها از ۰/۷۰۵۱۸۶ تا ۰/۷۰۶۰۲۱ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ در طیفی نزدیک به هم از ۰/۵۱۲۷۲۵ تا ۰/۵۱۲۷۷۹ تغییر می کند. این داده ها نشان می دهند که مجموعه نمونه های مورد مطالعه در توده نویس از منبع ماگمایی واحدی سرچشمه گرفته و دارای منشاء مشترک می باشند[18].

جدول۱- نتایج تجزیه ایروتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ در نمونه های توده گرانیتوئیدی نویس

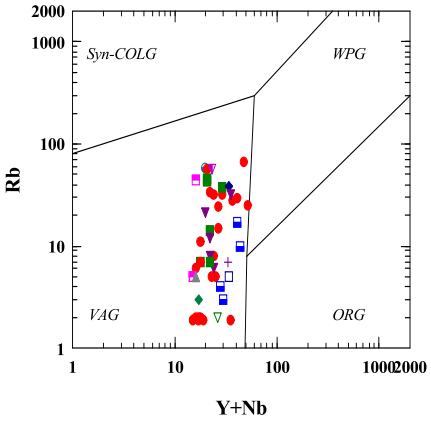
Sample	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2-sigma	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2-sigma
08.Sh.A006	0.705551	0.000010	0.512779	0.000010
08.Sh.A021	0.706010	0.000011	0.512729	0.000009
08.Sh.A030	0.705554	0.000011	0.512746	0.000007
08.Sh.A057	0.706021	0.000010	0.512740	0.000010
08.Sh.A105	0.705186	0.000011	0.512725	0.000006



شکل۵- نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متاآلومین و پرآلکالن (مانیاروپیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه های توده نویس بر روی آن.



شکل۶- فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در سنگهای منطقه مورد مطالعه که نسبت به کندریت عادی شده اند.



شکل۷- نمودار Rb – Y+ Nb پیرس و همکاران (۱۹۸۴)[۱۱]، برای رده بندی تکتونیکی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونه های توده نویس بر روی آن.

نتیجه گیری

با توجه به مطالب گفته شده در مورد منطقه مورد مطالعه، جمع بندی زیر را می توان ارائه کرد:

۱- تاریخ زمین‌شناختی توده مورد مطالعه در منطقه تفرش وابسته به فازهای زمین‌شناختی بعد از ائوسن است. جنبش‌های فاز لارامید در آغاز دوره پالئوسن به وسیله چین خوردگی، بالا آمدگی سازندهای کهن‌تر، گاه متامورفیسم محلی (بخش شمال غربی نوار سنندج- سیرجان) و نیز به وسیله یک ماگماتیسم شدید در ایران مرکزی (کمان ماگمایی ارومیه- دختر) مشخص می‌گردد.

۲- از آنجا که انکلاوها در برخی موارد دانه درشت تر از سنگ میزبان خود می باشند می توان گفت که در عمق تشکیل شدند سپس ماگمای جدید قطعاتی از آنها را با خود حمل کرده است.

آنها دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز فراوان،هورنبلند اولیه به مقادیر جزئی آلکالی فلدسپار و کوارتز بی شکل می باشند. هورنبلند عمدتاً به ترمولیت- اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، و اسفن تبدیل شده و آثار دگرگونی برگشتی از نوع گرمابی در آن مشهود است. از آنجا که در سنگ میزبان نیز این علائم موجود بوده می توان گفت که هر دو پس از تشکیل تحت تاثیر سیالات هیدورترمال قرار گرفته اند. حاشیه انکلاو با سنگ میزبان قاطع می باشد. در ضمن از آنجا که ترکیب کانی شناسی در انکلاو با سنگ میزبان تفاوت چندانی ندارد و صرفاً از لحاظ اندازه دانه‌ها اختلاف دارند می توان به هم منشا بودن آنها اشاره کرد.

۳- بسیاری از توده های نفوذی جوان که پس از برخورد حاصل شده اند، علائم ژئوشیمیایی VAG یا گرانیتوئیدهای فرورانش نشان می دهند. علت این است که گوشته ایران مرکزی طی مزوزوئیک و اوایل سنوزوئیک که فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی فعال بوده است، سیالات ناشی از slab روی گوه گوشته ای تاثیر گذاشته و آن را دچار متاسوماتیسم کرده است، حال در فازهای دیگر جریان های حرارتی گوشته بهتر می تواند گوشته متاسوماتیکی را که آبدار است را ذوب کند و علائم سنگ های وابسته به VAG را دوباره در مذاب انعکاس دهد.

منابع:

۱- آسیابانها، ع.، (۱۳۸۶)، راهنمای ترسیم و تفسیر نمودارهای پترولوژی و ژئوشیمی، دانشگاه بین المللی امام خمینی، ۲۷۹ ص.

۲- آسیابانها،ع.،(۱۳۷۴)، بررسی میکروسکوپی سنگ های آذرین و دگرگونی، ترجمه، دانشگاه بین المللی امام خمینی ره، ۶۳۰ص.

۲- آقانباتی،ع.، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

۳- امامی، م.، (۱۳۷۰)، شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش قم، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۴- امامی، م.، (۱۳۷۹)، ماگماتیسم در ایران ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.

۶- امینی،ص.، (۱۳۸۰)، پتروژنز آذرین رهیافتی به تکتونیک جهانی(جلد ۱)، ترجمه، دانشگاه تربیت معلم،۲۹۴ص.

۷- انصاری، ش.، امامی، م.، (۱۳۸۷)، مطالعه پتروگرافی گرانیتوئیدهای شرق – شمال شرق تفرش، چهارمین همایش ملی زمین شناسی و محیط زیست، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر.

۸- حاجیان، ج. (۱۳۸۰)، زمین شناسی تفرش، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۵۶ ص.

۹- خسروتهرانی ،خ. (۱۳۸۱)، چینه شناسی ایران، دانشگاه پیام نور، ۴۳۰ ص.

۱۰- خسروتهرانی ،خ. و همکاران، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، دانشگاه پیام نور، ۳۴۴ ص.

۱۱- درویش زاده، ع.،(۱۳۷۰)، زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، ۸۰۷ ص.

۱۲- کریم زاده ثمرین،ع.، (۱۳۸۱)، کاربرد داده های ژئوشیمیایی، ترجمه، دانشگاه تبریز، ۵۵۷ ص.

۱۳- وثوقی عابدینی، م.، (۱۳۸۲)، مبانی بلورشناسی و کانی شناسی نوری، انتشارات آرین زمین،۲۹۶ص.

۱۴- ولی زاده و.، (۱۳۸۰)، انکلاوها و پترولوژی گرانیت، ترجمه، دانشگاه تهران، ۵۲۵ ص.

15- Ansari, Sh. And Emami M.H.(,2008), The study of enclaves in granitoids from E-NE Tafresh, 33rd International Geological Congress (oslo, Norway).

16-Best,M.G.,(2003), Igneous and etamorphic Petrology, 729 p.

17. Chen, G. and Grapes R., (2007), Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution, Springer, 278 p.

18. Dickin, A.P., (2005), Radiogenic Isotope Geology, Cambridge, 492 p.