

پتروگرافی، ژئوشیمی، پتروژنز و ریزساختار سنگ‌های دگرگونی شمال شرق سنقر

ویدا اکبری گرسدفی^{۱*}، منصور قربانی^۱، فریبرز مسعودی^۱ و امیرعلی طباح شعبانی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

نویسنده مسئول: agarsadafi@yahoo.com *

دریافت: ۹۳/۱۲/۴ پذیرش: ۹۴/۲/۲۷

چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه سنندج - سیرجان بوده و در شمال شهرستان سنقر واقع است. این منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی مختلف، با پروتولیت رسوبی و آذرین می‌باشد. همه‌ی انواع سنگ‌های موجود تحت شرایط رخساره‌ی شیست‌سبز دگرگون شده‌اند. سنگ‌های دگرگون شده شامل متاگرانیت، متاولکانیک‌ها، مرمر، شیست، کالک‌شیست، کالک‌سیلیکات‌ها، شیست‌سبز، اسلیت و فیلیت هستند. بافت سنگ‌های موجود غالباً بلاستوپورفیریک، گرانوبلاستیک و لپیدوبلاستیک است. بر اساس مطالعات ژئوشیمی در نمودارهای هارکر، با افزایش SiO_2 مقدار K_2O روند افزایشی و مقدار FeO ، TiO_2 و MgO روند کاهشی داشته است، بنابراین شاید بتوان گفت که فرآیند تفریق، فرآیند اصلی در تکامل شیمیایی سنگ‌های منطقه است. ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی از نوع کالک‌آلکان است، هم‌چنین غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل درشت یون مانند Rb ، K و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا مانند Nb ، Ti را نشان می‌دهند. توده‌های نفوذی از جنس گرانیت هستند و در میان سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند. متاگرانیت‌ها ماهیت پرآلومین ضعیف دارند و از نوع کالک‌آلکان هستند. این گرانیت‌ها از نوع درون‌صفحه‌ای محسوب می‌شوند. سنگ‌های منطقه هم‌چنین تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی دگرشکل شده‌اند و ریزساختارهای مختلفی در آن‌ها شکل گرفته است که نشان از وجود فازهای دگرشکلی مختلف در منطقه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، پتروژنز، ریزساختار، ژئوشیمی، شمال شرق سنقر

مقدمه

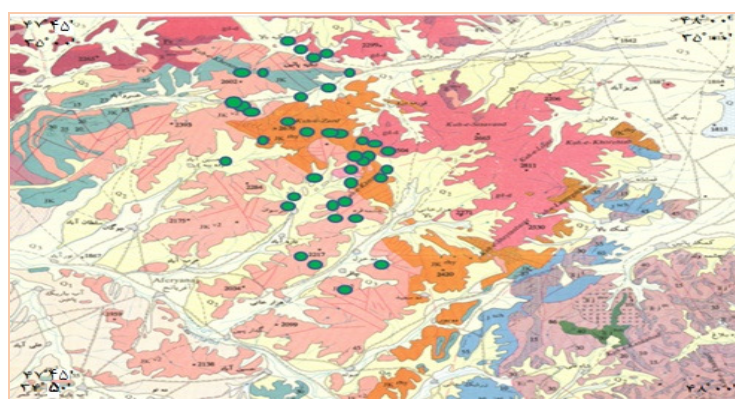
محدوده‌ی مورد مطالعه در شمال شرق شهرستان سنقر واقع است. شهر سنقر در ۸۵ کیلومتری شمال شرقی کرمانشاه قرار دارد. منطقه‌ی مورد نظر در طول جغرافیایی ۴۷ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۴۸ دقیقه شرقی و عرض ۳۴ درجه و ۵۰ دقیقه تا ۳۵ درجه شمالی واقع شده است (شکل ۲) [۱]. پیش از این تحقیق، مطالعات مختصری بر روی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و هم‌چنین بررسی پتانسیل معدنی اطراف محدوده‌ی مورد نظر انجام شده است [۳ و ۹]. اما تاکنون این منطقه از نظر پتروگرافی، ژئوشیمی، پتروژنز و ریزساختارها مورد بررسی قرار نگرفته است. بنابراین این مقاله بر آن است تا با تکیه بر داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی شرح دقیق و جامعی از ویژگی‌های پتروگرافی، ژئوشیمی، پتروژنز و ریزساختاری منطقه را بیان نماید.

روش مطالعه

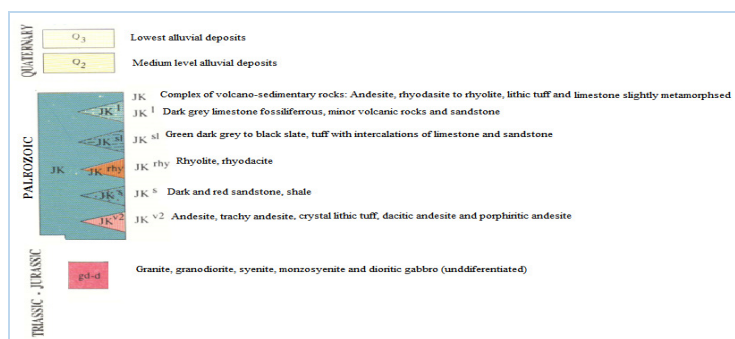
جهت انجام این تحقیق پس از بازدید از منطقه، جهت تهیه‌ی اطلاعات صحرایی از محدوده و هم‌چنین انجام نمونه‌برداری سیستماتیک، ۸۵ نمونه‌ی مناسب برداشت گردید که از این تعداد با توجه به مشابهت ظاهری به منظور بررسی میکروسکوپی ۵۸ مقطع نازک تهیه گردید. پس از مطالعات پتروگرافی تعداد ۱۰ نمونه با کمترین مقدار دگرسانی برای آزمایشات ژئوشیمیایی انتخاب و جهت آنالیز به روش XRF به آزمایشگاه کانساران بینالود فرستاده شد. جهت بررسی نتایج آنالیز، از نرم‌افزار GCDkit استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد مطالعه در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران در زون سنندج - سیرجان قرار می‌گیرد (شکل ۱). سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی منطقه عمدتاً سنگ‌های آتشفشانی می‌باشند [۱]. (شکل ۲) قدیمی‌ترین واحدهای



۱ کیلومتر



شکل ۲. نمونه‌های برداشت شده در منطقه‌ی مورد مطالعه در نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ سنقر (دایره‌های سبز رنگ).

بحث

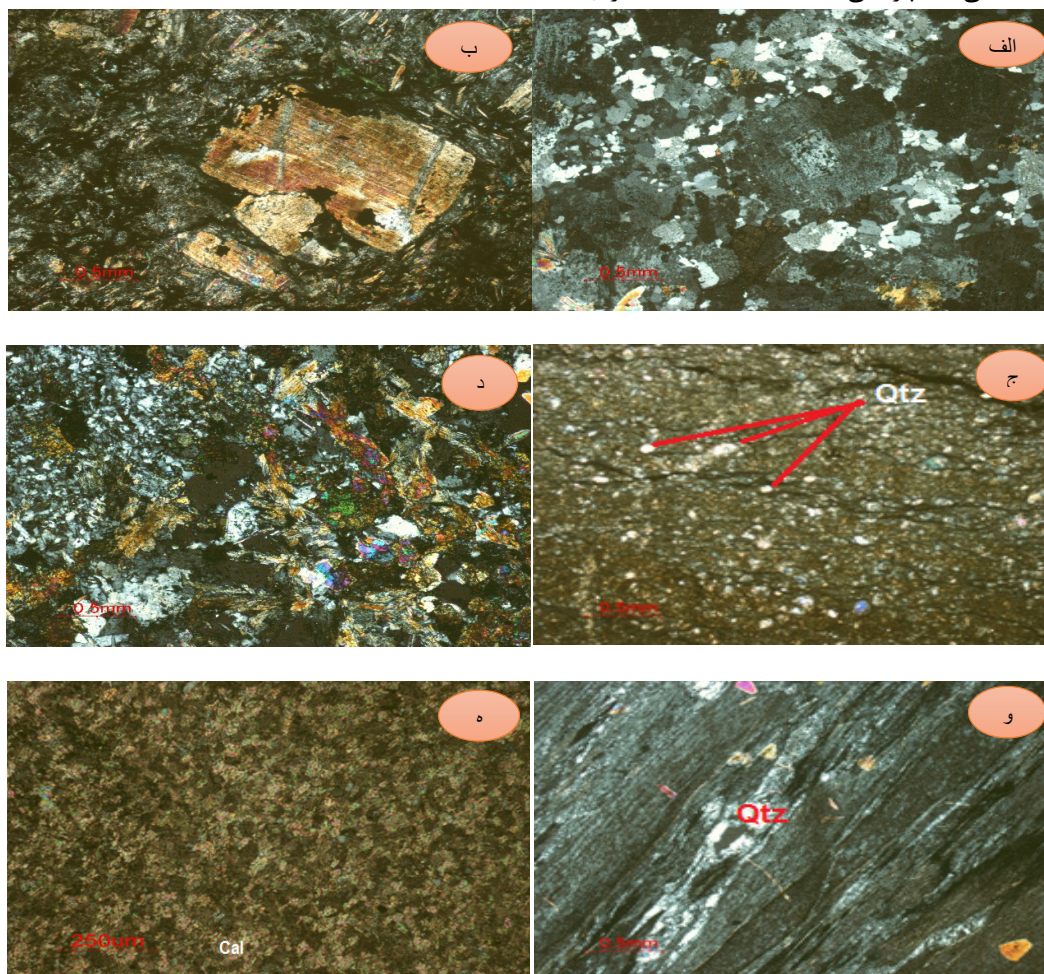
پetroگرافی

با توجه به اینکه منطقه‌ی مورد نظر در محدوده‌ی زون دگرگون شده‌ی سهند - سیرجان واقع است، بنابراین دارای تنوع زیادی از نظر وجود سنگ‌های دگرگونی است. متاگرانیته‌ها در محدوده‌ی مورد مطالعه رخنمون وسیعی ندارند. رنگ این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی روشن بوده و کانی‌های تیره‌ی آن‌ها به نسبت کمتر است [۳]. بر طبق مطالعات میکروسکوپی، این سنگ‌ها تقریباً ترکیب کانی‌شناسی اولیه‌ی خود را حفظ کرده‌اند. با این حال کانی‌های اولیه (پروتولیت آذرین) تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی تغییر شکل داده‌اند [۳]. در این سنگ‌ها کانی کوارتز تحت تاثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته و شواهد دگرریختی را در آن می‌توان مشاهده کرد (شکل ۳، الف). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز است. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک بوده و بافت فرعی آن‌ها پویی‌کیلوبلاستیک است. از دیگر کانی‌های موجود در سنگ می‌توان به اسفن، آپاتیت،

کلریت، اپیدوت، سیرسیت و به مقدار خیلی کمتر بیوتیت و موسکویت اشاره کرد. وجود کانی‌های کلریت، بیوتیت، آل بیت، اپیدوت و اکتینولیت نشان از دگرگونی سنگ‌ها در حد رخساره‌ی شیبست‌سبز می‌باشد. متاولکانیک‌های موجود در منطقه شامل متاریولیت، متاآندزیت، متاتراکی‌آندزیت (شکل ۳، ب)، متاتراکیت، متالاتیت، متاداسیت و متاتوف بسته به نوع سنگ دارای درصد متفاوتی فنوکریست شامل کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی اسفن و آپاتیت‌اند. بافت موجود در این سنگ‌ها شامل بلاستوپورفیریک، بلاستوپورفیریک تراکیتی و بلاستوپورفیریک با خمیره‌ی میکروگرانولار می‌باشد. واحدهای پیروکلاستیک منطقه توف‌ها هستند که گسترش فراوانی دارند. این سنگ‌ها بیش‌تر دارای ترکیب ریولیتی می‌باشند، بنابراین کانی اصلی این سنگ‌ها غالباً کوارتز و آلکالی‌فلدسپار است. توف‌ها بیش‌تر اسیدی بوده و به مقدار کمتری توف بازیک نیز در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳، ج) که بیش‌تر آن از نوع لیتیکی است.

بافت لپیدوبلاستیک است که در آن جهت‌یافتگی به وضوح قابل مشاهده می‌باشد. آثار و شواهد ریزچین‌ها که در نمونه‌های ماکروسکوپی مشهود است، در زیر میکروسکوپ نیز قابل مشاهده می‌باشد. کالک‌سیلیکات‌ها دارای بافت پورفیروبلاستیک و پورفیروبلاستیک با خمیره‌ی میکروگرانولار می‌باشند. مرمرها به صورت توده‌ای و با رنگ کرمی روشن در منطقه رخنمون دارند. بیش‌تر از ۹۰ درصد حجم این سنگ‌ها را کانی کلسیت فرا گرفته و هم‌چنین از دیگر کانی‌های موجود در سنگ کوارتز و کانی‌های اپاک می‌باشد که بیانگر ناخالصی پروتولیت کربناته‌ی این سنگ‌ها است. سنگ دارای بافت گرانوبلاستیک است (شکل ۳، ه).

سنگ‌های موسوم به شیست‌سبز بیش‌تر در جنوب روستای تکیه پایین رخنمون دارند و در نمونه‌ی دستی سبزرنگ هستند. کانی‌های موجود در سنگ شامل کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، اپیدوت، آمفیبول، کلریت، بیوتیت و آپاتیت است (شکل ۳، د). بافت سنگ گرانوبلاستیک تا نماتوبلاستیک است. سنگ‌های متاپلیتی این گروه دگرگونی شامل سنگ‌های شیست (شکل ۳، و)، اسلیت و فیلیت است که در نمونه‌ی دستی دارای رنگ خاکستری روشن در شیست‌ها و رنگ تیره در اسلیت‌ها و فیلیت‌ها هستند. سکانس کربناته‌ی شامل کالک‌شیست، کالک‌سیلیکات و مرمز هستند. از جمله کانی‌های اصلی این سنگ‌ها کوارتز و کلسیت و هم‌چنین در برخی از نمونه‌ها آلکالی‌فلدسپار می‌باشد. کالک‌شیست‌ها دارای



شکل ۳. الف، متاگرانیت، کانی‌های کلریت و اپیدوت و بعضاً آمفیبول در این سنگ نشان از دگرگون بودن آن است (نمونه‌ی 91SA1). ب، متاتراکی-آندزیت، در این تصویر بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار، کلریت و اپیدوت قابل مشاهده‌اند (نمونه‌ی 91SA20). ج، نمونه‌ای از متاتوف اسیدی، دانه‌های سفید و خاکستری کوارتزهای ثانویه هستند (نمونه‌ی 91SA11). د، شیست‌سبز، در این تصویر کانی اپیدوت با چند رنگی سبز، زرد و نارنجی دیده می‌شود و کانی اکتینولیت به صورت سوزن‌های زرد و بنفش نیز قابل مشاهده است (نمونه‌ی 91SA41). و، شیست، این سنگ دارای جهت‌یافتگی است و کوارتز کانی بارز آن است (نمونه‌ی 91SA27) و ه، مرمز، دارای کانی‌هایی با اندازه‌های یکسان است که بدون جهت‌یافتگی خاصی در کنار هم قرار گرفته‌اند. کانی‌های کلسیت زمینه‌ی اصلی سنگ را می‌سازند و سنگ دارای بافت موزاییکی است (نمونه‌ی 91SA12).

پروتولیت سنگ‌های دگرگونی

در مطالعات سنگ‌شناسی دگرگونی، تعیین نوع پروتولیت از اهمیت خاصی برخوردار است. در این پژوهش جهت تعیین پروتولیت از معیارهای میکروسکوپی استفاده شده است [۲۱]. برخی از سنگ‌های دگرگونی نظیر متاگرانیت، متاریولیت، متاآندزیت، متاتراکی‌آندزیت، متاتراکیت، متالاتیت و متاتوف به دلیل درجه‌ی دگرگونی پایین دچار تغییرات زیادی نشده‌اند و پروتولیت آذرین آن‌ها محفوظ مانده است. در سنگ‌های کالک‌شیت و کالک‌سیلیکاته، کلسیت بخش عمده‌ی سنگ را تشکیل می‌دهد و کوارتز و فلدسپار نیز در این سنگ‌ها قابل توجه هستند و کانی‌های ورقه‌ای سنگ شامل بیوتیت و موسکویت می‌باشند. پروتولیت این سنگ‌ها مارن و یا ماسه‌سنگ ناخالص است. مجموعه کانی‌های کلریت + اپیدوت + آلبیت + کوارتز + کلسیت در نمونه‌های زیادی دیده می‌شوند. گاه مقدار اپیدوت افزایش یافته و اندازه‌ی آن‌ها درشت‌تر می‌شود، هم‌چنین با افزایش درجه‌ی دگرگونی کانی اکتینولیت به مجموعه‌ی کانی‌ها افزوده می‌شود. مقدار اکتینولیت در این سنگ‌ها هم‌چنین زیاد است به طوری که اکتینولیت + کلریت + اپیدوت بخش عمده‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند و سنگ به رنگ سبز در می‌آید. این سنگ‌ها اپیدوت اکتینولیت‌شیت‌ها هستند که سنگ اولیه‌ی آن‌ها یک سنگ مافیک است. با توجه به وجود کانی‌های کلسیت + کوارتز + موسکویت و به مقدار بسیار کم کانی‌های اپیدوت، سنگ‌های شیت، اسلیت و فیلیت نیز دارای پروتولیت پلیتی نظیر شیل می‌باشند. مرمر نیز که از کلسیت و کوارتز تشکیل یافته، از دگرگونی آهک ناخالص حاصل شده است.

ریزساختار

در این بخش با کمک شواهد ماکروسکوپی و میکروسکوپی به مطالعه‌ی ریزساختارهای موجود در کانی‌های سنگ‌های منطقه و شرایط دمایی تشکیل این ریزساختارها پرداخته شده، که این مطالعات می‌تواند گامی ارزشمند در جهت شناخت مکانیسم دگرریختی موجود در منطقه باشد.

از جمله شواهد دگرریختی ماکروسکوپی موجود، برگوارگی حاصل از جهت‌یافتگی کانی‌های کوارتز و کلسیت و کانی‌های دگرسانی مانند کلریت و هم‌چنین

چین‌خوردگی این برگوارگی‌ها در کالک‌شیت‌ها است (شکل ۴، الف).

یک شبکه‌ی بلوری که حاوی جابجایی‌های زیاد شبیه به هم باشد، می‌تواند به آرامی خم شود. در نتیجه، بلور تحت مطالعه با نور پلاریزه به صورت یکسان و همگن خاموش نمی‌شود. این پدیده به عنوان خاموشی موجی شناخته شده است [۲۲] و در اثر بهم‌ریختگی و تغییر شکل شبکه‌ی بلورین کانی‌ها ایجاد می‌گردد [۱۰]. در غالب سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی، بیش‌تر کانی کوارتز و بعضاً آلکالی‌فلدسپارها تحت تاثیر دگرشکلی، خاموشی موجی پیدا کرده‌اند. در شرایط حرارت بسیار پایین (زیر 300°C) و پایین ($400-300^{\circ}\text{C}$) خاموشی موجی لکه‌ای تشکیل می‌شود [۲۲]. در نمونه‌های موجود در منطقه، خاموشی موجی بیش‌تر از نوع لکه‌ای می‌باشد (شکل ۴، ب).

دانه‌های جدید^۱ کوارتز از آثار واضح بازبایی^۲ به شمار می‌روند. این دانه‌ها قسمتی از بلور هستند که از بخش مجاور خود با نوارهای مشخص و با برجستگی پایین جدا شده‌اند (شکل ۴، ج). ریزساختارهای زیردانه^۳ نیز که در اثر نیرو و تنش شکل می‌گیرند، در تصویر قابل مشاهده‌اند (شکل ۴، د). دمای حدود 400°C را برای تشکیل این دانه‌ها پیشنهاد کرده‌اند [۲۲].

تحرك مرز بلورها در درجه حرارت پایین ممکن است به صورت محلی بوده و منجر به برآمدگی به داخل بلوری که دارای تراکم دگرریختی بالاست، گردد و بلوری کوچک، مستقل و جدید تشکیل دهد. این پدیده به نام باز تبلور در مرز بلورها در شرایط درجه حرارت پایین یا برآمدگی^۴ نامیده می‌شود [۲۲] (شکل ۴، و).

بعضی از بلورها با دوقلوسازی دگرریختی، دگرریخته می‌شوند. به طور کلی دوقلوسازی در دگرریختی، در حرارت‌های پایین روی می‌دهد. دوقلوسازی در پلاژیوکلاز و کلسیت بسیار معمول است ولی در کانی‌های دیگری نیز دیده می‌شود. دوقلوه‌ای دگرریختی با شکل خود از دوقلوه‌ای رشد تشخیص داده می‌شوند. ماکل دگرریختی سوزنی است و نوک سوزن‌ها به سمت داخل بلور است. این نوع ماکل از یک سمت کانی شروع شده و به سمت

¹. Newgrain

². Recovery

³. Subgrain

⁴. Bulging

نمونه‌های مورد نظر در محدوده‌ی گرانیته قرار می‌گیرند (شکل ۵، الف). بر طبق نمودار AFM [۱۶] نمونه‌های متاگرانیته در محدوده‌ی کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵، ب) و در نمودار [۳۲] که به نمودار تقسیم‌بندی ماگماها بر اساس درجه‌ی اشباعی از آلومینا معروف است، متاگرانیته‌های مورد نظر ماهیت پراآلومین ضعیف ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3$) دارند (شکل ۵، ج). نمودار [۲۴] که بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب شامل $\text{Y} + \text{Nb/Rb}$ می‌باشد، نشان‌دهنده‌ی محیط تکتونیکی سنگ‌های موردنظر است. در این نمودار گرانیته‌های منطقه‌ی مورد مطالعه از نوع درون صفحه‌ای می‌باشند (شکل ۵، د).

جهت طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده از نمودارهای مجموع آلکالی - سیلیس [۱۱ و ۲۱] استفاده شده است (شکل ۶، الف و ب)، اما به دلیل تحرک‌پذیری برخی عناصر اصلی در طی دگرگونی جهت بررسی دقیق‌تر از نمودارهای عناصر نامتحرک نیز استفاده گردیده است (شکل ۷، الف و ب). با توجه به نتایج حاصل از تمامی این نمودارها می‌توان گفت که سنگ‌های آتشفشانی منطقه شامل ریولیت، داسیت، تراکیت تراکی داسیت و آندزیت می‌باشند و غالباً در محدوده‌ی اسیدی و به ندرت در محدوده‌ی حدواسط قرار می‌گیرند. همچنین برای تعیین سری ماگمایی از نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [۲۴] استفاده شده که بر طبق این نمودار سنگ‌ها دارای سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا می‌باشند (شکل ۶، ج). بر اساس نمودار [۳۲] نیز این سنگ‌ها در محدوده‌ی پراآلومین ضعیف واقع شده‌اند (شکل ۶، د).

در نمودار هارکر [۲۵] در خصوص عناصر اصلی با افزایش SiO_2 مقدار K_2O روند افزایشی داشته است (شکل ۷). به تناسب تفریق یا تبلور جز به جز با افزایش مقدار سیلیس، عناصر سبک مانند K در مایع باقی‌مانده متمرکز می‌شود. این عنصر در مراحل اولیه‌ی انجماد و تفریق ماگمایی در ساختمان کانی مافیک شرکت نمی‌کند و تنها به مقدار کمی وارد ساختمان پلاژیوکلاز می‌شود. در این نمودارها مقدار TiO_2 ، MgO و همچنین FeO^t با افزایش میزان سیلیس، روند کاهشی داشته است. کاهش این اکسیدها را می‌توان به تفکیک کانی‌های مافیک مانند آمفیبول و بیوتیت در این سنگ‌ها نسبت داد. با توجه به نتایج حاصله می‌توان گفت که فرآیند تفریق، فرآیند اصلی در

دیگر نمی‌رسد و اکثراً در دماهای پایین در محل تمرکز کرنش مثلاً در محل تماس دو بلور ایجاد می‌شوند [۲۲]. همچنین [۲۷] تشکیل این ماکل را به دماهای $450-500^\circ\text{C}$ در شرایط معادل بالای رخساره‌ی شیبست سبز نسبت می‌دهد (شکل ۴، ه). از دیگر انواع دگرشکلی وجود ریزچین‌ها در کالک‌شیست‌های منطقه می‌باشد. در این نمونه‌ها نحوه‌ی قرارگیری کانی‌های کوارتز و کلسیت، به سنگ، جهت‌یافتگی بخشیده و سنگ تحت تاثیر رژیم دگرشکلی بعدی چین‌خورده است. بنابراین می‌توان گفت که در منطقه حداقل دو فاز اصلی دگرشکلی شکل گرفته است که باعث تشکیل دو فابریک صفحه‌ای S_1, S_2 شده است. فابریک S_1 رخ اصلی است که در درجات پایین دگرگونی بر S_0 منطبق است. رخ اصلی مزبور بعداً متحمل دگرشکلی دیگری شده است و به صورت چین در آمده است. دگرشکلی دوم در منطقه با چین دادن S_0, S_1 چین‌هایی با شیستوزیته سطح محوری (S_2) به وجود آورده است (شکل ۴، ز).

انحلال فشاری محلی اغلب در امتداد درزه‌ها و یا شکاف‌ها، مخصوصاً در آهک [۳۳، ۱۳، ۲۶ و ۳۰] و همچنین در سنگ‌های دانه‌ریز همگن به وجود می‌آیند [۱۲، ۲۸، ۲۹، ۱۷ و ۱۴]. در بسیاری از متون لغت استیلولیت^۱ معادل انحلال فشاری به کار رفته که عبارت از سطوحی دندانه‌دار است که دندانه‌ها نسبت به سطح آن عمود است [۲۲]. در کالک‌شیست‌های منطقه استیلولیت وجود دارد که به موازات لایه‌بندی قرار گرفته است (شکل ۴، و).

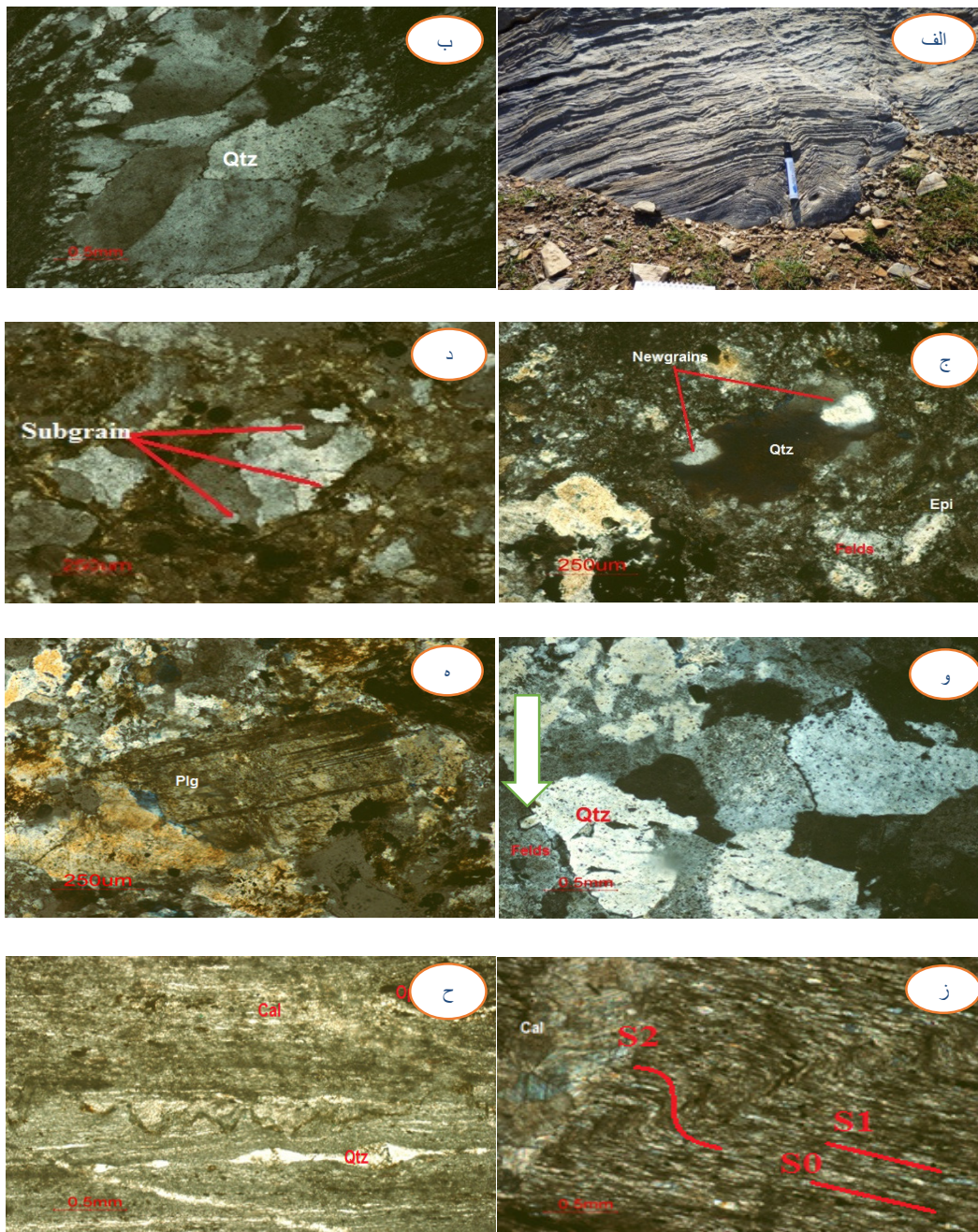
ژئوشیمی سنگ کل

با توجه به اینکه بخشی از موضوع این مقاله مطالعه‌ی ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی است در این قسمت به مطالعه‌ی ژئوشیمی سنگ‌هایی پرداخته شده که پروتولیت آن‌ها آذرین می‌باشد. با توجه به مطالعات پتروگرافی شرح داده شده و همچنین پاراژنهای ذکر شده در جدول (۱) آذرین بودن پروتولیت این سنگ‌ها قابل درک می‌باشد. نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی در جدول (۲) آمده است. با توجه به نمونه‌های ماکروسکوپی تازه و دگرسان نشده و همچنین کاملاً مشابه تعداد دو نمونه از سنگ‌های درونی مورد آنالیز قرار گرفت. با ترسیم داده‌های حاصل از آنالیز، در نمودار [۲۹]

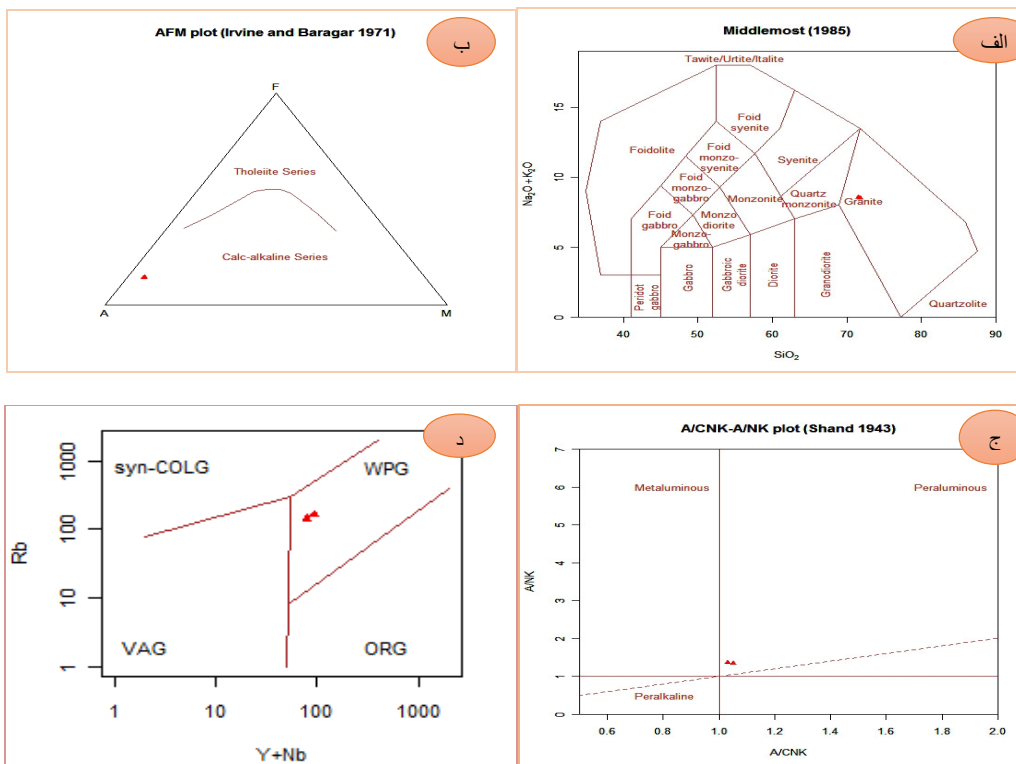
^۱. Stylolite

اختلاط ماگمایی باشند که در ادامه مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

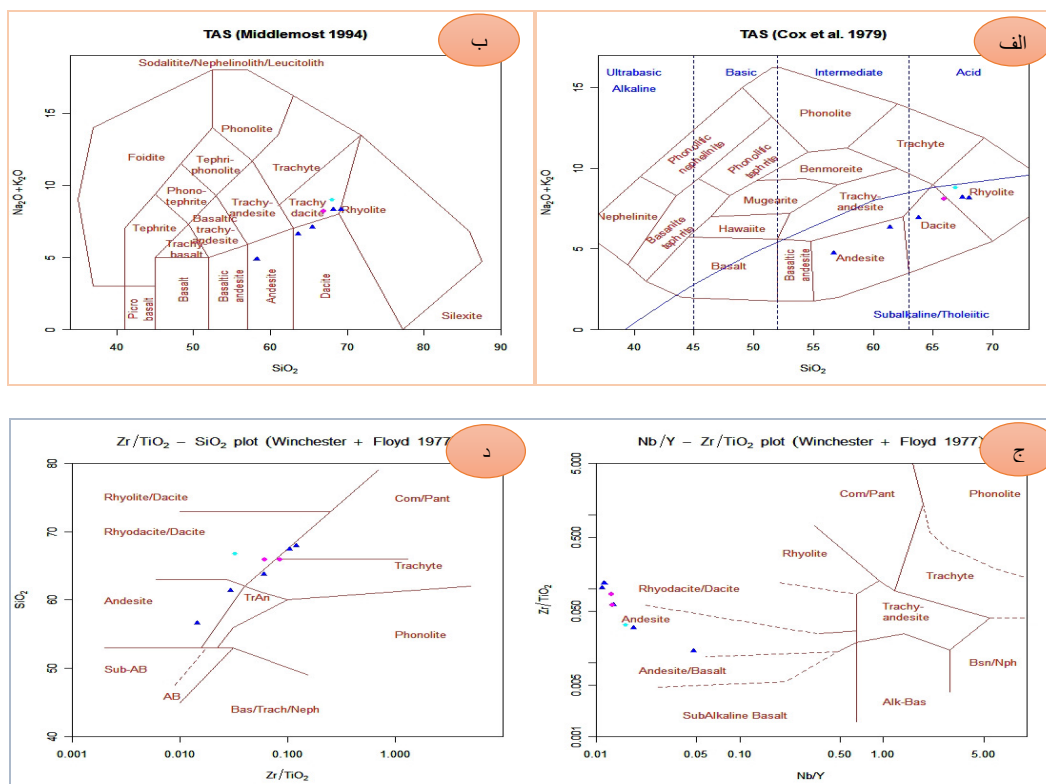
تکامل شیمیایی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه است. بقیه‌ی نمودارها روند خاصی را نشان نمی‌دهند، این پراکندگی‌ها می‌تواند احتمالاً ناشی از عواملی چون

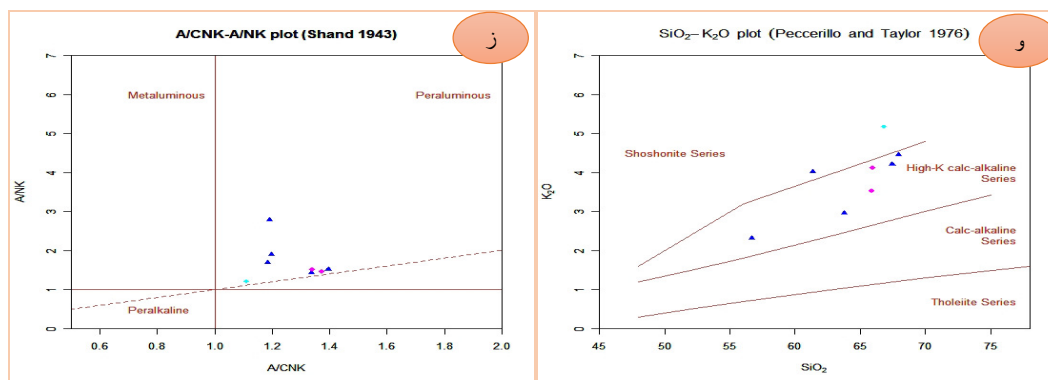


شکل ۴. الف، آثار جهت‌یافتگی و چین‌خوردگی در کالک‌شیست‌ها (نمونه‌ی 91SA7)، ب، در تصویر خاموشی موجی لکه‌ای در کوارتز کاملاً مشهود است (نمونه‌ی 91SA26)، ج، تشکیل دانه‌های جدید در اثر بازبایی در بلور کوارتز. در این تصویر کوارتز دارای خاموشی موجی می‌باشد (متاکوارتزلاتیت، نمونه‌ی 91SA15)، د، زیردانه‌ها در بلورهای آلکالی‌فلدسپار (متاکوارتزتراکیت، نمونه‌ی 91SA59)، و، فلش سفید رنگ نمایانگر تبلور مجدد دینامیکی برآمدگی می‌باشد. به دلیل این نوع تبلور کوارتز به داخل فلدسپار نفوذ کرده است (متاگرانیت، نمونه‌ی 91SA2)، ه، دوقلوی دگرشکلی در پلاژیوکلاز، (متاکوارتز تراکیت، نمونه‌ی 91SA59)، ز، وجود ریزچین در کالک‌شیست، نشان دهنده‌ی فازهای مختلف دگرشکلی (نمونه‌ی 91SA7)، ح، در تصویر استیلولیت نوع موازی قابل مشاهده است. در این نمونه کوارتز و کلسیت به صورت جهت‌یافته کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند (کالک‌سیلیکات، نمونه‌ی 91SA85).

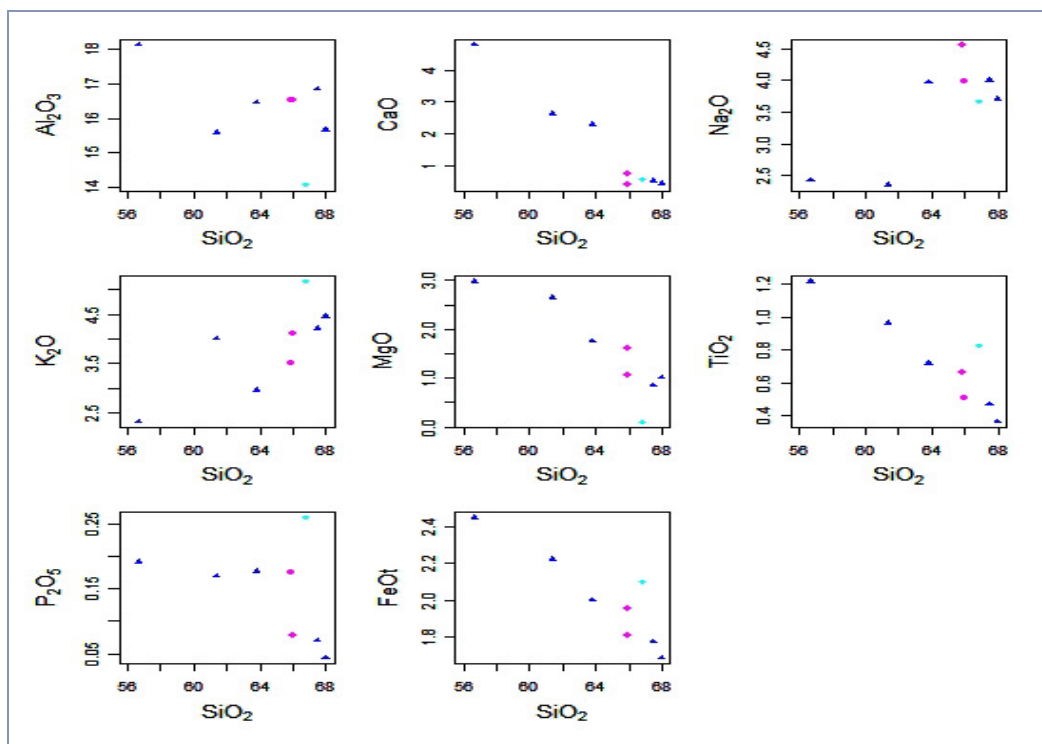


شکل ۵. الف، نامگذاری سنگ درونی دگرگون شده بر اساس نمودار [۲۹]، ب، در نمودار [۱۶]، نمونه‌ها در محدوده‌ی کالکوالکان قرار گرفته‌اند، ج، برطبق نمودار [۳۲] نمونه‌ها در محدوده‌ی پرآلومین ضعیف قرار می‌گیرند و د، در نمودار [۲۴]، نمونه‌ها در محیط نکتونیکی درون صفحات قرار گرفته‌اند. متاگرانیت





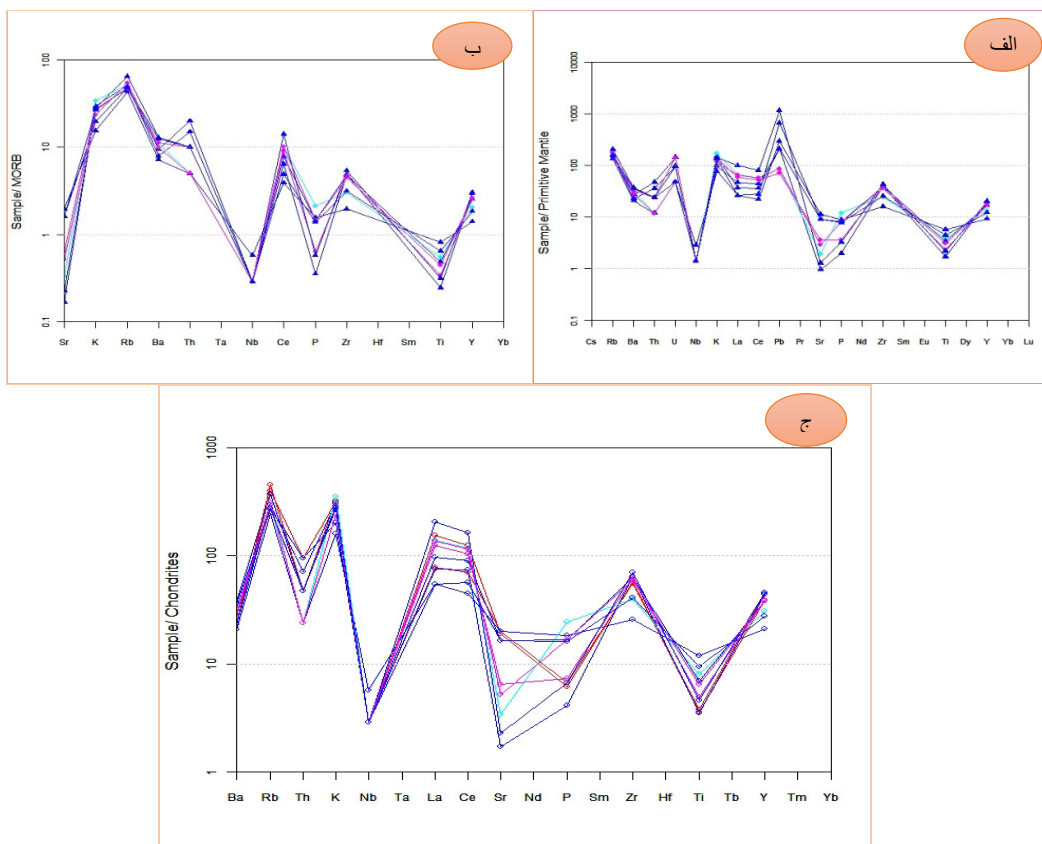
شکل ۶. الف، طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس روش [۱۱]، ب، بر اساس روش [۲۰]، ج و د، بر اساس نمودار Zr/TiO_2-SiO_2 و $Nb/Y-Zr/TiO_2$ وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)، جایگاه سنگ‌های مورد نظر در این نمودارها در محدوده‌ی آندزیت، داسیت، ریوداسیت، تراکیت و $Com/Pant$ (پانتلریت/کومانیت) می‌باشد، و، تعیین سری ماگمایی بر اساس روش K_2O-SiO_2 Peccerillo & Taylor (۱۹۷۶)، سنگ‌ها دارای سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا می‌باشند و ز، تعیین سری ماگمایی بر اساس نمودار [۳۲]، سنگ‌ها در محدوده‌ی پرآلومین ضعیف قرار دارند. متاتراکیت و متالاتیت ▲ متاآندزیت ♦ متاریولیت



شکل ۷. نمایش روند تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 بر اساس نمودارهای هارکر [۱۵]

- در هر سه نمودار غنی‌شدگی در Rb, K, Zr, Y وجود دارد، ولی در سایر موارد دارای اختلافاتی می‌باشند. بالا بودن Rb در سنگ‌های منطقه نشان دهنده‌ی آلودگی پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی است [۳۱].

همچنین داده‌های عناصر نادر خاکی نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۵]، مورب [۲۳] و متئوریت‌های کندریتی [۳۶] نرمالایز شده‌اند [۶ و ۳۱]، بررسی‌های حاصل از سه نمودار زیر (شکل ۸، الف، ب و ج) نشان‌دهنده‌ی نتایج زیر است:



شکل ۸. الف، نمودار روند عناصر خاکی نرمالیز شده سنگ‌های آتشفشانی نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۵]، ب، نسبت به مورب [۲۳] و ج، نسبت به کندریت [۳۶]

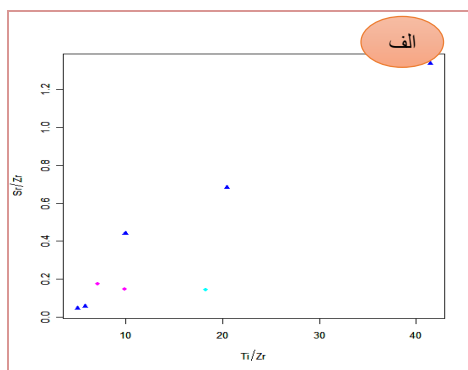
در حین تکامل ماگمایی افزون بر تفریق بلوری، عواملی مانند اختلاط ماگمایی نیز در سرنوشت ماگما تاثیر بسزایی دارند. برای تعیین فرآیند ماگمایی دخیل در تولید ماگما می‌توان از نمودارهای تغییرات Ti/Zr در برابر Sr/Zr [۱۹ و ۷] استفاده کرد. چنانچه در شکل ملاحظه می‌شود، روند صعودی نمونه‌های مورد مطالعه با فرآیند اختلاط ماگمایی همخوانی دارد (شکل ۹).

بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که از عوامل مهم در تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی عناصر در یک ماگما، تفکیک عناصر توسط ترتیب تبلور کانی‌ها و تفریق و هم‌چنین عواملی مانند اختلاط و آلیش می‌باشد.

با توجه به تشکیل پروتولیت پالئوزوئیک سنگ‌های مورد نظر در یک محیط فرورانش می‌توان گفت که تشکیل این سنگ‌ها با کوهزایی هرسینین و در تتیس میانی (پالئوتتیس دوم) قابل توجیه است [۲ و ۵].

در هر سه نمودار آنومالی منفی Nb, Sr, Ti مشهود است. ماگماهای حاصل از زون فرورانش دارای آنومالی منفی شاخص از عناصر HFSE هستند. آنومالی منفی Ti, Nb که در شمار عناصر با قدرت میدان بالا و تحرک کم قرار می‌گیرند، در این نمودارها محسوس بوده و بیانگر تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه در یک محیط مرتبط با فرورانش می‌باشد. از دلایل مهم این ناهنجاری منفی هضم سنگ‌های پوسته‌ای توسط ماگمای بازالتی می‌باشد. فقر پوسته از عناصر Ti و Nb باعث می‌شود که ماگماهای بازالتی آلیش‌یافته با پوسته قاره‌ای ناهنجاری منفی نسبت به عناصر فوق نشان دهند [۸]. فقط در نمونه‌های نرمالیز شده به مورب این تهی‌شدگی در P نیز دیده می‌شود که علت آن تبلور کانی آپاتیت می‌تواند باشد.

- در نمودار نرمالیز شده به مورب به دلیل اینکه عناصر دارای غنی‌شدگی بیش‌تر در عناصر سبک و سپس در عناصر دارای عدد اتمی متوسط و عناصر سنگین تهی‌شدگی دارند، روند بهتری را نشان می‌دهد.



شکل ۹. الف، روند مثبت در نمودار نشان دهنده‌ی پدیده‌ی اختلاط در سنگ‌ها می‌باشد [۱۸].

جدول ۲. نتایج آنالیز ۱۰ نمونه به روش XRF، نمونه‌های 91SA1 و 91SA2 متاگرانیت و بقیه‌ی نمونه‌ها متاولکانیک هستند.

Sample	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	MgO %	TiO ₂ %	MnO %	P ₂ O ₅ %	Total	S %	L.O.I %
91SA1	70.95	15.21	1.48	1.77	3.82	4.60	0.51	0.371	0.037	0.064	98.81	0.001	0.76
91SA2	70.45	15.12	1.50	1.92	3.69	4.70	0.52	0.391	0.038	0.071	98.4	0.001	1.18
91SA35	56.65	18.12	2.72	4.80	2.43	2.32	2.98	1.218	0.138	0.191	97.3	0.002	2.45
91SA39	67.96	15.65	1.87	0.44	3.70	4.45	1.01	0.365	0.096	0.043	98.17	0.001	1.36
91SA42	66.85	14.07	2.33	0.58	3.66	5.17	0.11	0.827	0.207	0.259	98.16	0.001	1.60
91SA48	63.79	16.45	2.22	2.30	3.97	2.95	1.75	0.719	0.160	0.176	97.48	0.002	2.13
91SA49	65.95	16.54	2.01	0.73	3.98	4.12	1.05	0.507	0.046	0.077	98.5	0.001	1.13
91SA51	67.45	16.85	1.97	0.52	4.00	4.21	0.85	0.470	0.047	0.070	98.91	0.001	0.56
91SA57	65.89	16.52	2.17	0.39	4.56	3.52	1.62	0.667	0.055	0.176	98.49	0.003	0.92
91SA83	61.35	15.58	2.47	2.64	2.35	4.01	2.65	0.965	0.135	0.169	96.41	0.001	3.13

Sample	Cl (ppm)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	V (ppm)	Ce (ppm)	La (ppm)	W (ppm)
91SA1	275	160	224	17	26	10	32	2	41	109	51	2
91SA2	338	159	234	18	28	9	37	1	40	61	26	1
91SA35	85	144	235	7	106	21	40	29	204	39	18	1
91SA39	99	159	20	7	55	15	40	2	28	64	25	2
91SA42	105	222	40	9	39	6	32	3	87	102	46	1
91SA48	84	191	192	26	153	15	32	1	76	78	32	2
91SA49	112	225	76	9	75	5	32	1	43	91	41	1
91SA51	86	258	27	10	1004	82	33	5	47	142	68	3
91SA57	119	197	61	12	86	6	37	2	72	100	45	1
91SA83	100	249	193	31	116	47	55	39	146	49	18	1

Sample	Zr (ppm)	Y (ppm)	Rb (ppm)	Co (ppm)	As (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Mo (ppm)	Ga (ppm)	Nb (ppm)
91SA1	398	78	140	2	3	1	4	9	25	1
91SA2	384	92	161	4	3	2	2	5	26	1
91SA35	176	42	87	1	30	1	1	11	19	2
91SA39	439	88	103	2	2	2	3	3	25	1
91SA42	272	62	105	1	101	1	1	4	18	1
91SA48	434	76	96	3	3	3	4	6	22	1
91SA49	429	78	95	1	69	3	2	5	23	1
91SA51	485	91	130	2	33	2	2	9	20	1
91SA57	406	77	110	2	7	1	1	3	24	1
91SA83	283	55	97	2	66	1	2	6	21	1

نتیجه‌گیری

با تلفیق نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های منطقه شامل متاگرانیت، متاولکانیک، مرمر، شیست، کالک‌شیست، کالک‌سیلیکات‌ها، اپیدوت‌اکتینولیت‌شیست، اسلیت و فیلیت هستند. غالب این سنگ‌ها سرشت کالک آلکالن دارند، که می‌تواند دلیلی بر مرتبط بودن آن‌ها با مناطق فرورانش باشد. هم‌چنین غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE موید ماگمای مناطق فرورانش می‌باشد. روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای هارکر بیانگر نقش مهم تبلور بخشی در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه است. با توجه به نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی هم‌چنین می‌توان گفت که اختلاط و آلاش ماگمایی، احتمالاً سنگ‌های منطقه را تحت تاثیر قرار داده است. با توجه به وجود ریزساختارهای موجود در منطقه به نظر می‌رسد بعد از تکوین سنگ‌های دگرگونی، منطقه تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی قرار گرفته و ریزساختارهای ذکر شده و هم‌چنین سایه‌های کرنشی، تجدید تبلور دینامیکی، تجدید تبلور ایستا، دوقلوی رشد، خمش، شکستگی، ماکل پرتیت و میکروکلین در آلکالی‌فلدسپار، هم‌چنین خمش، دوقلویی و سایه‌ی کرنشی در کلسیت در آن‌ها ایجاد شده است، که نشان از فازهای مختلف دگرشکلی در منطقه می‌باشد. دمای تشکیل این ریزساختارها در محدوده‌ی 170°C در تشکیل ماکل نوع I کلسیت تا حداکثر دما یعنی 500°C در تشکیل دگرشکلی‌هایی مانند مهاجرت مرز دانه‌ها، دوقلوی دگرشکلی و رشد، ماکل پرتیت و میکروکلین می‌باشد.

منابع

- [۱] اشراقی، ص. ع.، جعفریان، م. ب. و اقلیمی، ب (۱۳۷۵) نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ سنقر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲] افتخارنژاد، ج (۱۳۹۱) جزوه درسی، زمین‌شناسی ایران و کشورهای همجوار، دانشگاه شهید بهشتی.
- [۳] حسینی، ب (۱۳۸۹) پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی منسوب به پالئوزوئیک در زون سندج - سیرجان و ارتباط آن‌ها با کانی‌سازی آهن، رساله‌ی دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- [۴] قربانی، م (۱۳۸۱) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۰ صفحه.
- [۵] قربانی، م (۱۳۹۲) ماگماتیسم و متامورفیسم ایران، انتشارات آراین زمین.
- [۶] کریم‌زاده ثمرین، ع. ر (۱۳۹۱) کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی: ارزیابی، نمایش، تفسیر، دانشگاه تبریز، تالیف هاگ رولینسون، ترجمه، ۵۵۷ صفحه.
- [۷] کنعانیان، ع (۱۳۹۰) فرآیندهای موثر در تکوین توده نفوذی کوه دم، شمال‌خاور اردستان: با تکیه بر شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، مجله علوم زمین، سال ۲۱، شماره ۸۱، صفحه ۱۹۱-۲۰۰.
- [۸] کیوانلو، ز (۱۳۹۰) زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های اطراف روستای سنگ‌سفید، پایان نامه‌ی کارشناسی‌ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- [۹] مظفرزاده، ر (۱۳۸۲) پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آذرین و دگرگونی محور معادن گلالی-باباعلی (شمال‌شرق سنقر)، پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- [10] Barker, A (1991) Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie, NEW YORK.
- [11] Cox, K. g., Bell, J. D., & Pakhurst, R. J (1979) The interpretation of igneous rocks Allen and unwin, London, 450 pp.
- [12] Dewers, T., & Ortoleva, P (1990) Differentiated structures arising from mechano-chemical feedback in stressed rocks. Earth-Science Reviews, 29: 283-298.
- [13] Dunne, W.M., & Hancock, P.L (1994) Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: Continental deformation (ed. Hancock, P.) 101-120. Pergamon Press, Oxford.
- [14] Gratier, J.P., Muquet, L., Hassani, R., & Renard, F (2005) Experimental microstylolites in quartz and modelled application to natural stylolitic structures. Structural Geology, 27: 89-100.
- [15] Harker, A (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen and Co., London.
- [16] Irvine T.N., & Baragar W.R.A (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Earth Science, 8: 523-548.
- [17] Karcz, Z., & Scholz, C.H (2003) The fractal geometry of some stylolites from the Calcare Massiccio Formation, Italy. Structural Geology, 25: 1301-1316.
- [18] Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. & Şen, C (2007) Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey:

- [33] Stockdale, PB (1922) Stylolites: their nature and origin. Indiana University Studies, 9: 1-97.
- [34] Stocklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 25: 1229-1258.
- [35] Sun, S.S., & McDonough, W.F (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in ocean basins, vol. 42. Geological Society of London Special Publication. 429-448.
- [36] Thompson, R. N (1982) British Tertiary volcanic province. Scott. J. Geol, 18: 49-107.
- Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting, Lithos, 98: 67-96.
- [19] Middlemost, E.A.K (1985) Magmas and magmatic rock. Longman, London.
- [20] Middlemost, E.A.K (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science reviews, 37: 215-224.
- [21] Miyashiro, A (1973) Metamorphic and metamorphic belts. George Allen & Unwin, London.
- [22] Passchier, C. W., & Trow, R. A. J (2005) Microtectonic. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin. 365p.
- [23] Pearce, J. A (1980) Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. Proc. I nt. ophiolite Symp., Gyprus 1979. Institute of Mining and Metallurgy, pp. 261- 272.
- [24] Pearce, J. A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic Interpretation of granitic rocks. Geol , Soe. Spec.Publ, 7: 14-24.
- [25] Peccerillo, A., & Taylor, S. R (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63-81.
- [26] Petit, JP., & Matthauer, M (1995) Paleostress superimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France. Structural Geology, 17: 245-256.
- [27] Prior, DJ (1993) Sub-critical fracture and associated retrogression of garnet during mylonitic deformation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113: 545-556.
- [28] Railsback, L.B., & Andrews, L.M (1995) Tectonic stylolites in the undeformed Cumberland Plateau of southern Tennessee. Structural Geology, 17: 911-922.
- [29] Railsback, L.B (1998) Evaluation of spacing of stylolites and its implication for self-organization of pressure dissolution. Sedimentary Petrology, 68: 2-7.
- [30] Renard, T., Schmittbuhl, J., Gratier, J.P., Meakin, P., & Merino, E (2004) Threedimensional roughness of stylolites in limestones. Geophysical Research, 109, B03209
- [31] Rollinson, H (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Longman Group Publi. - Stockdale, PB., (1922). Stylolites: their nature and origin. Indiana University Studies, 9: 1-97.
- [32] Shand, S.J (1943) "The Eruptive Rocks" John Wiley. New York.