پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان در لخشک، شمال غرب زاهدان، جنوب شرق ایران

حلیمه مجددی‌مقدم[۱]، محمد بومری[۲و*] و حبیب بیابانگرد[۳]

۱. دانش‌آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان
۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۲/۲۸
تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۴/۱۸

چکیده

اندیس آنتیموان لخشک در شمال غرب زاهدان و در پهنه‌ی جوش خورده سیستان واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل فلیش‌های دگرگونه (گارنت شیست، اکتینولیت شیست، فیلیت و میلونیت)، توده گرانیتوئیدی لخشک، دایک‌های بازیک و اسیدی، رگه‌های سیلیسی بدون کانی‌زایی و دارای کانی‌زایی می‌باشد. براساس مطالعات ژئوشیمی، سنگ‌های آذرین لخشک کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی و متاآلومینوس و متعلق به جایگاه‌های کمان ولکانیکی، هم‌زمان با برخورد و پس از برخورد می‌باشند. غنی‌شدگی LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مورد مطالعه است. غنی‌شدگی Pb و تهی شدگی Y، Nb، Zr بیشتر با مذاب‌های به وجود آمده از پوسته زیرین سازگار است. کانی‌زایی آنتیموان در لخشک بیشتر به‌صورت رگه‌های کوارتز-استیبنیت در سنگ‌های فلیش‌گونه دیده می‌شود و همراه با دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک و فیلیک است.

واژه‌های کلیدی: زون جوش‌خورده سیستان، سنگ‌های آذرین نفوذی و نیمه‌نفوذی، کانی‌زایی آنتیموان.

مقدمه

اندیس آنتیموان لخشک در ۲۸ کیلومتری شمال غرب زاهدان و در مسیر جاده زاهدان-کرمان قرار دارد (شکل ۱-الف). این منطقه از نظر زمین‌شناسی در زون زمین‌درز سیستان واقع شده است (شکل ۱-ب). پهنه جوش‌خورده سیستان از دو مجموعه افیولیتی «رتوک» در شرق و «نه» در غرب تشکیل شده که به‌وسیله حوضه رسوبی سفیدآبه از هم جدا می‌شود (Tirrul et al., 1983) (شکل ۱-پ). مجموعه نه و رتوک حاوی افیولیت‌هایی به سن کرتاسه، فلیش‌ها با سن کرتاسه تا ائوسن، سنگ‌های رسوبی-آواری قاره‌ای با سن پالئوژن می‌باشند (Tirrul et al., 1983). افیولیت‌ها و فلیش‌ها در مرزشان به دلایل تکتونیکی دچار بی‌نظمی و آشفتگی زیادی شده‌اند درحالی‌که حوضه سفیدآبه از نظر چینه‌شناسی به هم پیوسته و دارای نظم بهتری است و از سنگ‌های تخریبی و کربناته کرتاسه بالایی تا ائوسن به ضخامت هشت کیلومتر و بیشتر شامل سنگ‌های فلیش گونه، مقدار کمی افیولیت ملانژ و تنوعی از سنگ‌های خروجی و درونی با ترکیب بازیک تا اسیدی تشکیل شده است. گرانیتوئید لخشک در مجموعه نه نفوذ کرده است (Tirrul et al., 1983). سنگ‌های آذرین در

* نویسنده مرتبط: boomeri@science.usb.ac.ir

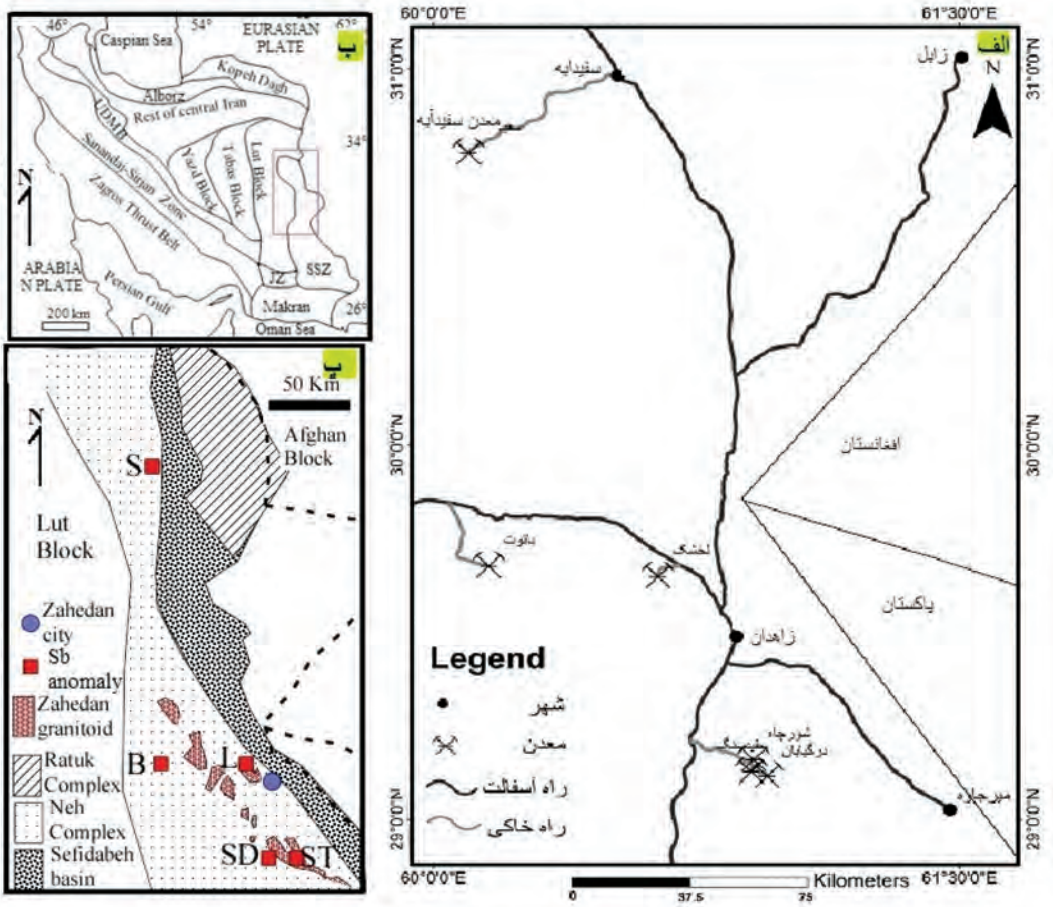
پهنه جوش‌خورده سیستان نشـــان‌دهنده مراحل کاملی از ایجـــاد یک ریفت قاره‌ای، فرورانـــش، تصادم و حوادث پس از تصادم در آن است. به‌گونه‌ای که مجموعه‌های افیولیتی، نشانه بقایای پوسته اقیانوسی، سنگ‌های خروجی و نفوذی نخیلاب (هدایتی و همکاران، ۱۳۹۵) و رود شـــور در اواخر کرتاسه و ائوسن نشانه فرورانش و باتولیت زاهدان در ائوسن و اوایل الیگوســـن نشـــانه فرورانش یک صفحه اقیانوسی و برخورد بلوک لوت و سیستان است (Camp and Griffis, 1982; Mohammadi et al., 2016). حـــوادث بعـــد از برخـــورد بلوک‌های لوت و افغان منجـــر به چین‌خوردگی، گسل خوردگی امتدادلغز مزدوج و ماگماتیسم در الیگوسن، میوسن و پلیوسن شده است (Camp and Griffis, 1982; Moradi and Boomeri, 2016; Moradi and Boomeri, 2017; Boomeri, et al., 2019). ایـــن رویدادهـــا باعث ایجاد کانســـارهای متعددی از جمله کانسارهای آنتیموان در پهنه جوش‌خورده سیســـتان شده است (مارزی،۱۳۹۴؛ بومری،۱۳۹۳؛ مرادی و همـــکاران،۱۳۹۴؛ مرادی، ۱۳۹۱؛ فرشـــیدپور، ۱۳۹۱؛ خرمی، ۱۳۹۱؛ مظلوم، ۱۳۹۶؛ بومری و همـــکاران، ۱۳۹۷). ثبت کانی‌زایی آنتیموان در لخشـــک به‌عنـــوان یک محدوده اکتشـــافی اوّلین بار توســـط بخش خصوصی در ســـال ۱۳۷۹ انجام شـــده است. این محدوده در حال حاضر متعلق به شـــرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران است که مجری کارهای اکتشافی مهمی در این منطقه است. کانی‌زایی آنتیموان به‌صورت رگه‌های استیبنیت همراه با رگه‌های کوارتز و از نوع اپی ترمال می‌باشد (مجددی‌مقدم، ۱۳۹۸؛ مظلـــوم، ۱۳۹۶). اندیـــس آنتیمـــوان لخشـــک با گرانیتوئید زاهدان، شیست و فلیش‌های دگرسان و دگرگون شـــده، زون‌های برشـــی و میلونیتیزه، شـــاید با گسل‌های امتدادلغـــز و حوادث بعد از برخـــورد در این منطقه ارتباط دارد. هدف از این نوشتار بررسی دقیق پتروگرافی سنگ‌های موجود در محدوده کانی‌زایی، مطالعات ژئوشـــیمیایی توده گرانیتی و دایک‌های همراه می‌باشـــد. در این نوشتار سعی شـــده است با اســـتفاده از شـــواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌ها نفوذی و نیمه نفوذی و کانی‌زایی آنتیموان و دگرسانی‌های مرتبط در منطقه لخشک مورد بررسی قرار گیرد.

روش مطالعه

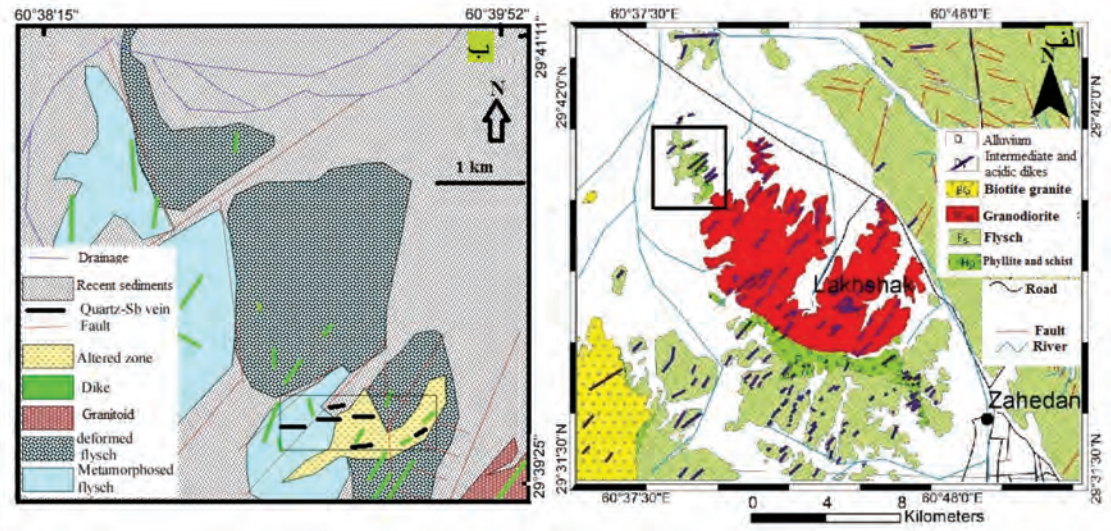
برای شناسایی رگه‌های معدنی و تفکیک واحدهای سنگی و مناطق دگرسانی، مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری انجام شـــد و به‌منظور مطالعات پتروگرافی و دگرسانی ۲۰ مقطع نازک و برای بررســـی مطالعات کانه‌نگاری ۱۰ مقطع نازک-صیقلی تهیه شـــد. ده نمونه از توده‌ی نفوذی و دایک‌های بدون دگرسانی و دو نمونه از سنگ‌های دگرسان شده برای اهداف ژئوشـــیمیایی با روش ICP-MS در شرکت فرآوری مواد معدنی کرج آنالیز شدند. مقادیر عناصر اصلی به‌وسیله XRF مدل فیلیپس ساخت هلند و عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP-MS تعیین شدند.

زمین‌شناسی و پتروگرافی

بـــر اســـاس نقشـــه زمین‌شناســـی ۱/۲۵۰۰۰۰ زاهدان (Behrouzi, 1993) قدیمی‌تریـــن واحـــد موجـــود در گســـتره آنتیموان لخشـــک، ســـنگ‌های دگرگونی متعلق به واحد فلیش ائوســـن اســـت کـــه مورد نفـــوذ توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان با سن ائوسن و الیگوسن واقع شده‌اند (شـــکل ۲-الف). دایک‌های حدواســـط (بیشتر مزوکرات) و اســـیدی (فلســـیک) فازهای ماگمایی بعدی می‌باشند که هـــم در گرانیتوئید زاهدان و هـــم در فلیش‌ها نفوذ کرده‌اند (شـــکل ۲). در نهایت رگه‌های سیلیســـی متعـــددی تمام واحدهای سنگی ذکرشده را قطع کرده‌اند. این رگه‌ها شامل رگه‌های کوارتـــز بدون کانی‌زایی، رگه‌هـــای کوارتز همراه با اکســـید آهن و کانی‌زایی مس، رگه‌های کوارتز-استیبنیت و رگه‌های کربناته است (شکل ۲-ب). هر چند دایک‌ها و رگه‌ها دارای روندهای مختلفی می‌باشند ولی روند دایک‌ها بیشتر شمال‌شرق-جنوب‌غرب است. محدوده کانی‌زایی آنتیموان در ظاهر یک پهنه برشی است و گسل‌های اصلی با روند شمال شرق باعث چرخش و جابجایی‌های زیادی شده‌اند. گسل‌های فرعی متعددی در جهت شرقی-غربی و شمال-جنوبی و حتی شمال غربی دیده می‌شود (شکل ۲-ب).



شکل ۱. الف) موقعیت جغرافیایی کانی‌زایی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان، ب) موقعیت پهنه جوش خورده سیستان (SSZ) نسبت به دیگر پهنه‌های زمین‌شناسی ایران، پ) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ی بخشی از پهنه جوش‌خورده سیستان که موقعیت مجموعه‌های نه و رتوک، حوضه سفیدآبه، آنومالی‌های آنتیموان و گرانیتوئید زاهدان در آن نشان داده شده است (Modified from Tirrul et al., 1983)، (SD= سفید سنگ و درگیابان، ST= شورچاه و توزگی، L= لخشک، B= بائوت، S= سفیدآبه و حیدرآباد)

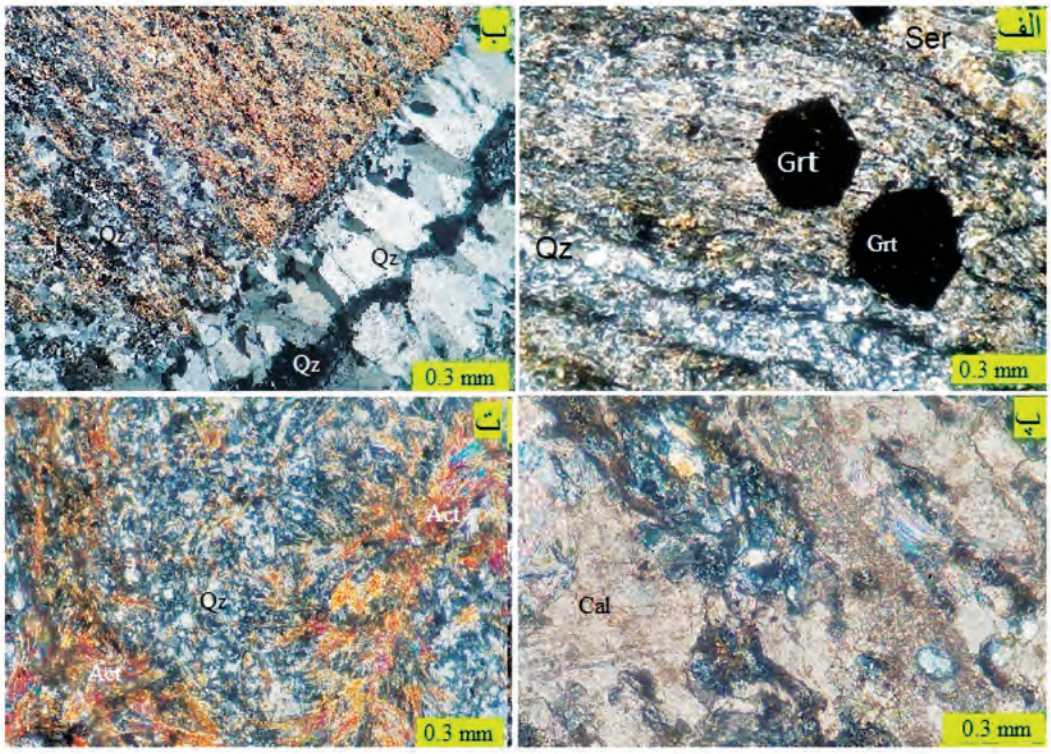


شکل۲. الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال غرب زاهدان (با تغییراتی از Behrouzi، 1993)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از محدوده مورد مطالعه (کادر مستطیلی در شکل ۱-الف) بر اساس تصویر ماهواره‌ای (Google earth)

فلیش دگرگونه

این واحد میزبان رگه‌های استیبنیت دار و گسترده‌ترین واحد سنگی در گستره کانی‌زایی است که شامل گارنت شیست (شکل ۳-الف)، فیلیت (شکل ۳-ب) هورنبلند شیست، سنگ‌آهک (تا حدی مرمری شده) (شکل ۳-پ) اکتینولیت شیست (شکل ۳-ت) و میلونیت می‌شود. فیلیت فراوان‌ترین سنگ این واحد است که عمدتاً از کوارتز و سریسیت تشکیل شده است. در بخش شمالی منطقه کالک شیست‌ها قرار دارند (مظلوم، ۱۳۹۶). دایک‌های متعددی در این بخش نفوذ کرده که همراه با سنگ میزبان دچار چین‌خوردگی شدند و در نقشه با فلیش‌های دگرشکل شده نمایش داده شده است (شکل ۲-ب).

بافت‌های موجود در سنگ‌های واحد فلیش دگرگونه شامل لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک، موزائیکی و میلونیتی می‌باشد. کوارتز فراوان‌ترین کانی آنها است. علاوه بر این، میکاها، فلدسپات پتاسیم‌دار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، گارنت، سیلیمانیت، تیتانیت و کربنات‌ها از دیگر کانی‌های آنها می‌باشند (شکل ۳). آغشتگی‌هایی از اکسیدهای آهن و سولفیدها نیز در این سنگ‌ها وجود دارد.



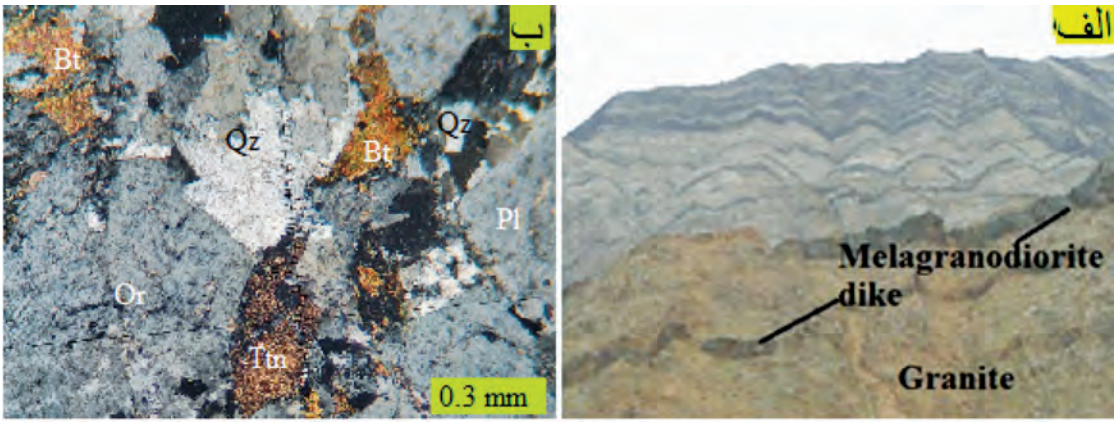
شکل۳. عکس‌های میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع از سنگ‌های منطقه لخشک که دگرگون شده‌اند، الف) گارنت شیست شامل کوارتز (Qz)، گارنت (Grt)، سریسیت (Ser)، کلریت و بیوتیت، ب) فیلیت که بیشتر شامل نوارهایی از کوارتز و سریسیت می‌باشند که به‌وسیله رگچه‌های کوارتز قطع شدند، پ) مرمر که بیشتر از کلسیت (Cal) تشکیل شده است، ت) اکتینولیت شیست شامل کوارتز واکتینولیت (Act)، نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans (2010)

سنگ‌های آذرین

سنگ‌های آذرین منطقه بیشتر به شکل باتولیت، استوک و دایک در سنگ‌های فلیش گونه نفوذ کرده‌اند و شامل گرانیت، گرانودیوریت، گرانودیوریت پورفیری، ملادیوریت، ملاگرانودیوریت، ملاکوارتزدیوریت و ملامونزودیوریت می‌باشد. سن مطلق این سنگ‌ها شامل توده نفوذی و دایک‌های اسیدی تا بازیک از ۴۴ تا ۲۸ میلیون سال است (Camp and Griffis، 1982؛ Mohammadi et al.، 2016؛ رضایی کهخایی و همکاران، ۱۳۹۶).

گرانیتوئید لخشک بخشی از باتولیت زاهدان می‌باشد

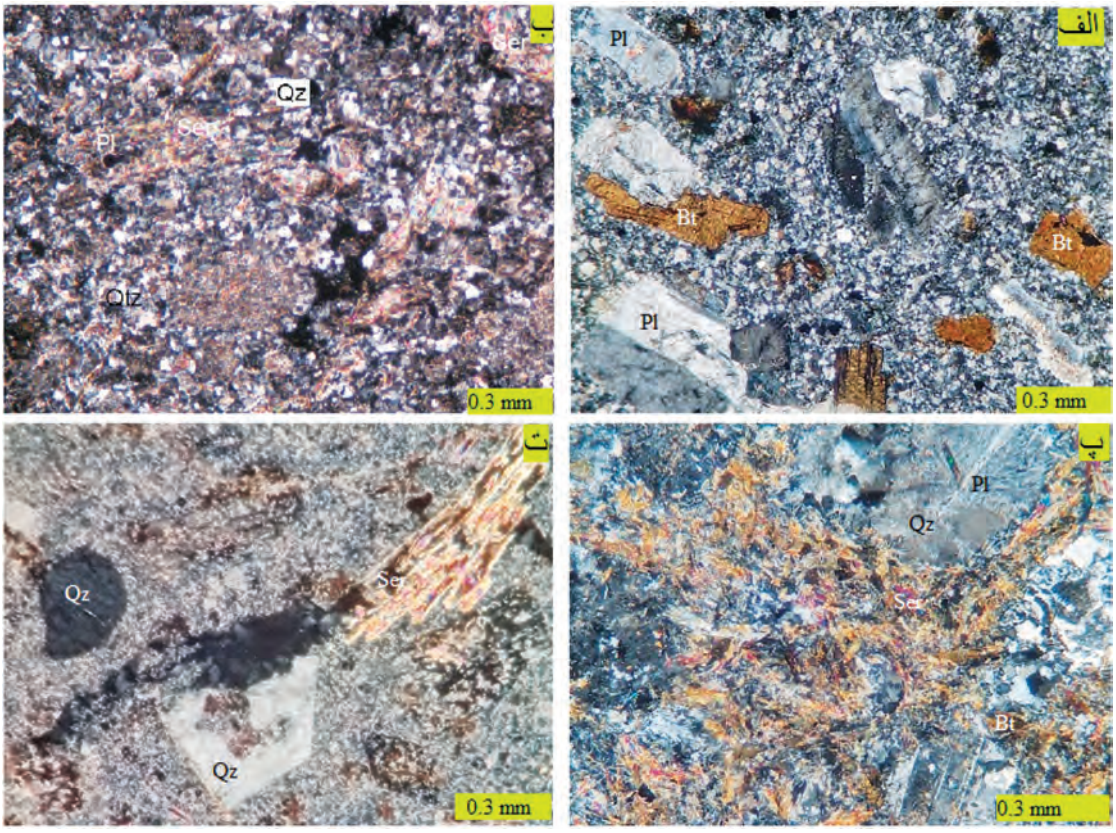
که از شـــمال غـــرب پهنه جوش‌خورده تا جنوب شـــرق آن گسترش دارد و بیشتر از نوع گرانیت و گرانودیوریت می‌باشد. ایـــن گرانیتوئید در بخـــش جنوبی محدوده مورد بررســـی برونزد دارد. گرانیتوئید لخشک به‌صورت توده‌های سفید با لکه‌های سیاه، توســـط دایک‌های بی‌شماری با روند بیشتر شمال‌شـــرقی-جنوب غربی قطع شـــده‌اند (شکل ۴-الف). این دایک‌ها بیشـــتر ملاگرانودیوریتی یـــا ملامونزودیوریتی می‌باشند.آثار میلونیتی شدن، سیلیسی شدن و زینولیت‌ها در گرانیت‌هـــای لخشـــک به فراوانی دیده می‌شـــود. بافت ســـنگ‌های این تـــوده اغلب گرانـــولار اســـت و از کوارتز (۳۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۵ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۱۵ درصد حجمی) و بیوتیت و آمفیبول (۱۰ درصد حجمی) تشکیل شده است (شـــکل ۴-ب). کانی‌های فرعی شامل اسفن، آلانیت، اوپک و زیرکن می‌باشد. آثار تجزیه‌شدگی به کانی‌های رسی و سریسیت کم‌وبیش در آنها دیده می‌شود. پلاژیوکلاز به‌صورت نیمه‌شـــکل‌دار و شکل دار با اندازه ۰/۳ تا چهار میلی‌متر، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه بندی است (شـــکل ۴-ب). کوارتز به‌صورت بلورهای بی‌شکل در انـــدازه ۰/۳۲ تا دو میلی‌متر در فضـــای خالی بقیه کانی‌ها تشکیل شده و دارای خاموشـــی موجی می‌باشد. بلورهای بیوتیت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل و در اندازه سه میلی‌متر و دارای چندرنگی، خاموشی مستقیم و رخ دار دیده می‌شود (شـــکل ۴-ب). ترکیب گرانیتوئیدهای لخشک از گرانیت تا گرانودیوریت متغیر است.



شکل ۴. الف) عکسی از رخنمون گرانیتوئید زاهدان در منطقه لخشک که دایک‌های مزوکرات متعددی در آن نفوذ کرده‌اند، دید به سمت جنوب غرب، ب) عکس میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع از گرانیتوئید زاهدان در منطقه لخشک که با کوارتز (Qz)، پلاژیوکلاز (Pl)، بیوتیت (Bt)، ارتوکلاز (Or) و اسفن (Ttn) مشخص است، نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans (2010)

دایک‌های فلسیک

این دایک‌ها با ترکیب گرانیتی تـــا گرانودیوریتی، اغلب هوازده و دگرسان شده می‌باشند. برخی از آنها دارای زمینه بسیار دانه‌ریز هســـتند که از این منظر مشابه با سنگ‌های آتشفشـــانی می‌باشند و بافت آنها پورفیری است (شکل ۵). بنابراین می‌تـــوان آنها را گرانودیوریـــت پورفیری تا گرانیت پورفیری نامید که معادل داســـیت و ریولیت می‌باشند. این دایک‌هـــا از حدود ۵۰ درصد درشـــت‌بلور و ۵۰ درصد زمینه تشکیل شدند و فنوکریســـت عمده در آنها پلاژیوکلاز است (شکل ۵-الف). درشت‌بلورهای کوارتز و اورتوکلاز در برخی از آنها وجود دارد که کوارتز دارای حاشیه‌های خلیجی و جذبی می‌باشد. بیوتیت و گاهی هورنبلند از دیگر فنوکریست‌های این سنگ‌ها است. این سنگ‌ها در جایی که نزدیک به رگه‌های کوارتز-اســـتیبنیت می‌باشند بســـیار زیاد دگرسان شده‌اند به‌طوری‌که ماهیت اوّلیه آنها قابل تشخیص نمی‌باشد (شکل ۵-ب). پلاژیوکلازها در نمونه‌های دگرسان شده به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-ب، پ، ت). هورنبلند به بیوتیت، سریسیت، کلسیت و کلریت تبدیل شده است. بیوتیت اوّلیه دارای بلورهای کشیده (شکل ۵-الف) و در بیشتر نمونه‌ها به سریسیت و کلریت تجزیه شده است. بخش بزرگ زمینه این سنگ از کوارتزهای ریزبلور تشکیل شده است.



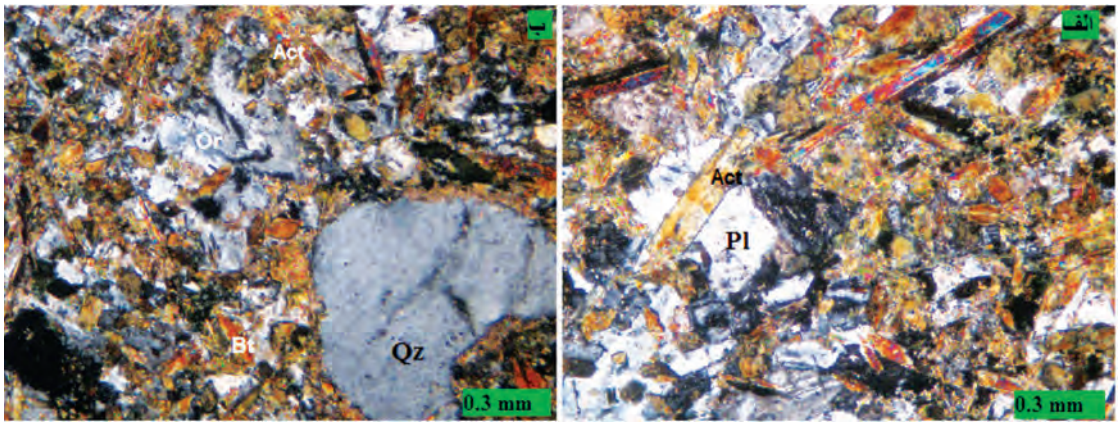
شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی در XPL از دایک‌های فلسیک و دگرسان شده لخشک، الف) گرانودیوریت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Pl) و بیوتیت (Bt) و زمینه بیشتر کوارتزی، ب) گرانودیوریت پورفیری دگرسان شده که بیشتر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز آن به سریسیت (Ser) تبدیل شده، پ) گرانودیوریت پورفیری دگرسان شده به سریسیت (Ser) و بیوتیت (Bt)، ت) گرانودیوریت پورفیری (داسیت) بسیار زیاد دگرسان شده با کوارتز درشت (Qz)، نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans (2010)

دایک‌های حدواسط مزوکرات

این دایک‌ها به فراوانی در محل کانی‌زایی دیده می‌شوند و بیشتر در بخش شمالی رخنمون دارند و ترکیب آنها در حد ملادیوریت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونزونیت می‌باشند. هرچند این سنگ‌ها در رخنمون‌ها دارای رنگ تیره‌ای می‌باشند ولی نزدیک به رگه‌های آنتیموان به دلیل دگرسانی به‌رنگ‌های زرد و قهوه‌ای دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها کمی پیچیده است ولی بلورهای پلاژیوکلاز کم‌وبیش هم‌اندازه و گرانولار است (شکل۶-الف). بلورهای آمفیبول باریک و طویل حجم زیادی (تا بیش از ۵۰ درصد) از سنگ‌های را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۶). بعضی از نمونه‌ها دارای کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت و کانی‌های ثانویه هستند (شکل ۶-ب). این سنگ‌ها به دلیل حجم زیاد کانی‌های فرومنیزین (عمدتا آمفیبول) شبیه لامپروفیر نیز به نظر می‌رسند.

رگه‌های سیلیسی

رگه‌های سیلیسی در منطقه لخشک شامل رگه‌های بدون کانی‌زایی و رگه‌های دارای کانی‌زایی می‌باشد، ضخامت رگه‌های کوارتز بدون کانی‌زایی متغیر و حداکثر به حدود نیم متر می‌رسد (شکل ۷-الف) و روند آنها شمال شرق-جنوب غرب است. رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی شامل رگه‌های سیلیسی همراه با آغشتگی‌هایی از اکسید آهن و کربنات‌های مس می‌باشند که در حاشیه شرقی گستره اندکی رخنمون دارند و رگه‌های کوارتز-استیبنیت که اغلب دارای روند شرقی-غربی تا شمال‌غربی-جنوب‌شرقی می‌باشند.



شکل۶. تصویرهای میکروسکوپی در XPL از دایک‌های مزوکرات لخشک، الف) ملادیوریت که زمینه آن بیشتر از پلاژیوکلاز (Pl) می‌باشد و مقدار زیادی اکتینولیت (Act) آنها را فرا گرفتند، ب) کوارتز دیوریت که علاوه بر پلاژیوکلاز، ارتوکلاز (Or)، اکتینولیت (Act) و بیوتیت (Bt) دارای فنوکریست‌های کوارتز (Qz) نیز می‌باشد، نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans (2010)

کانی‌زایی آنتیموان

کانی‌زایی آنتیموان در لخشک به‌صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و شکافه پرکن همراه بارگه‌های کوارتز-استیبنیت رخ داده است (شکل ۷-ب، پ). این رگه‌ها دارای طول، ضخامت، امتداد و شیب متغیری هستند و اغلب ناپیوسته‌اند به‌طوری‌که طول آنها به‌ندرت در یک محل بیش از ۱۰ متر گسترش دارد، ضخامت آنها حداکثر به ۲۰ سانتیمتر می‌رسد. ضخامت بخش استیبنیت دار حداکثر ۱۰سانتیمتر است. مس، سرب، روی، نقره، جیوه و طلا از کانی‌زایی‌های جانبی همراه با کانی‌زایی آنتیموان در منطقه لخشک است. کانه اصلی در این محدوده، استیبنیت است که به‌صورت توده‌ای در بخش مرکزی رگه کوارتز تشکیل شده است (شکل ۷-پ، ت). کانی‌های باطله اصلی کوارتز، فلدسپار و فیلوسیلیکات‌ها می‌باشند. بعضی از رگه‌های کوارتز-استیبنیت دارای هاله دگرسانی مشخصی در فرودیواره می‌باشند که در مجاورت رگه، دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک گسترش دارد (شکل ۷-ب-پ) و با فاصله دچار دگرسانی سریسیتیک شده‌اند (شکل ۷-ب). هاله دگرسانی اطراف رگه‌ها از چند سانتیمتر تا ده‌ها متر گسترش دارد. گاهی وسعت دگرسانی خیلی زیاد است و شبکه‌ای از رگچه‌های سیلیسی بدون کانی‌زایی در آنها دیده می‌شود. رنگ هاله دگرسانی اغلب روشن‌تر از سنگ‌های میزبان و به رنگ سفید، قهوه‌ای و زرد است. مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده را می‌توان به انواع: ۱- سیلیسی (شکل ۷-ث)، ۲- آرژیلیک، ۳- سریسیتیک و پتاسیک (شکل ۷-ج)، ۴- اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تقسیم‌بندی کرد. به‌طورکلی کانی‌زایی شامل دو بخش درون‌زاد (هیپوژن) و برون‌زاد (سوپرژن) است. ابتدا کانی‌زایی درون‌زاد با تشکیل استیبنیت، پیریت، ارسنوپیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و مارکاسیت توسط محلول‌های گرمابی مرتبط به دایک‌ها رخ داده است. سپس این کانی‌های بر اثر برخورد با آب‌های سطحی اکسیدشده و به‌صورت آثار ضعیفی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، منگنز، سولفات، کربنات‌های مس و سرب و روی دیده می‌شوند. مالاکیت سروزیت، آنگلزیت، و همی مورفیت از دیگر کانی‌های ثانویه گزارش شده در منطقه لخشک می‌باشند (مظلوم، ۱۳۹۶). مقدار آنتیموان در اکتینولیت شیست‌های محدوده، کم و در سنگ‌های آذرین متغیر است هرچند در دایک‌های دگرسان شده مقادیر نسبتاً بالاتری را دارد. بر اساس جدول ۱ مقدار Sb در نمونه L21 خیلی بالا است.

این نمونه یک فیلیت است که مورد هجوم رگه‌های کوارتز گرمابی واقع شده است (شکل ۲-ب). دمای همگنی سیالات درگیر در کوارتزهای گرمابی همراه با استیبنیت از ۱۵۷ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری آنها از ۰/۸ تا ۶/۶۲ درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است (مظلوم،

شکل ۷. عکس‌های صحرایی و میکروسکوپی از منطقه لخشک، الف) رگه‌های کوارتز (Qz) بدون کانی‌زایی، دید به سمت شمال، ب) رگه‌های کوارتز-استینیت دارای هاله دگرسانی، دید به سمت شمال، پ) نمایی نزدیک از رگه‌های کوارتز-استیبنیت، ت) بلورهای تیغه‌ای استیبنیت در زمینه‌ای از بلورهای کوارتز در نور منعکس شده، ث) بلورهای ریز و درشت کوارتز در رگه سیلیسی در نور پلاریزه متقاطع، ج) بلورهای کوارتز، بیوتیت (Bt)، سریسیت (Ser)، کلریت (Chl)، پلاژیوکلاز (Pl) و ارتوکلاز (Or) در هاله دگرسانی در نور پلاریزه متقاطع، نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans (2010)

۱۳۹۶). این مشخصات با مشخصات کانسارهای رگه‌ای اپی ترمال مطابقت دارد (Dill، 2010). رابطه مستقیمی بین نهشته‌های آنتیموان با سیالات گرمابی، کمربندهای برشی، فعالیت‌های آتشفشانی، گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین در کمربندهای کوهزایی و مناطق برخوردی وجود دارد (بومری، ۱۳۹۳). اغلب ذخایر آنتیموان جهان از نوع اپی ترمال می‌باشند که توسط بعضی از عوامل بالا بخصوص عوامل ساختاری کنترل می‌شوند (Dill، 2010).

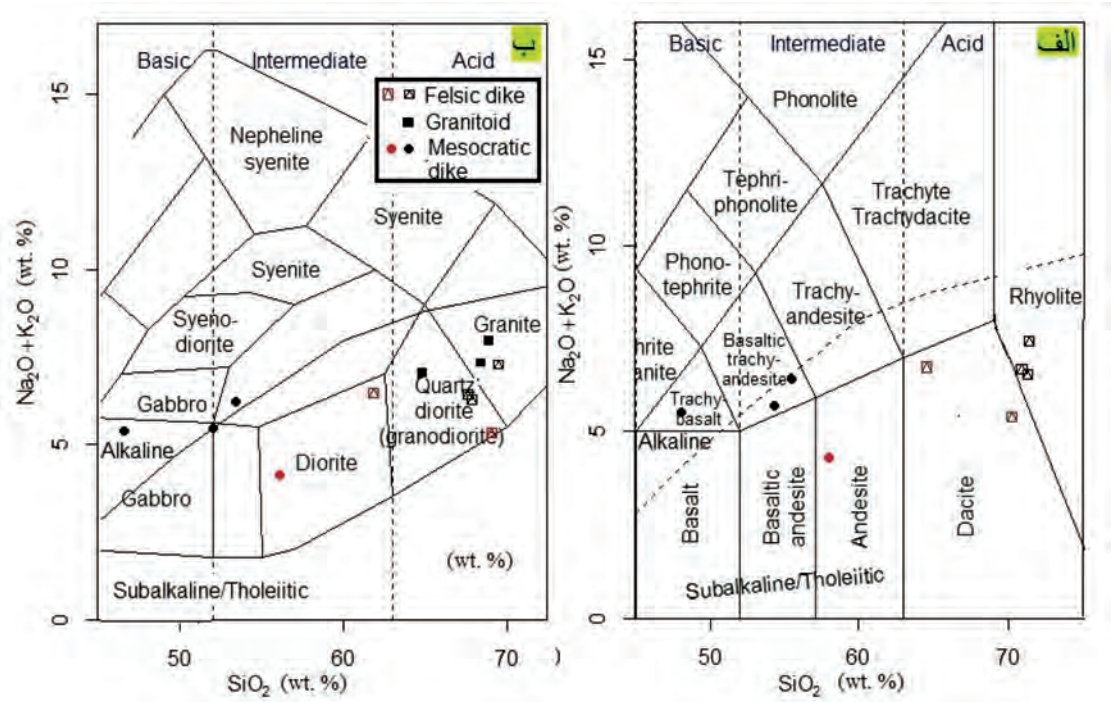
ژئوشیمی

داده‌های ژئوشیمی از سنگ‌های منطقه در جدول ۱ آورده شده است. در تمام نمودارها، واحد اندازه‌گیری برای عناصر اصلی درصد وزنی و برای عناصر فرعی و کمیاب قسمت در میلیون (ppm) است.

طبقه‌بندی شیمیایی

سنگ‌های آذرین منطقه، به‌جز نفوذی‌های گرانیتوئیدی، بیشتر نیمه نفوذی (ساب ولکانیک) می‌باشند و به همین

دلیل برای طبقه‌بندی آنها هم از نمودار مخصوص سنگ‌های خروجی (شـــکل ۸-الف) و هم نمودار مخصوص سنگ‌های نفوذی (شـــکل ۸-ب) استفاده شـــده است. در شکل ۸-الف مقادیر LOI با درصد یکسانی به بقیه اکسیدها توسط نرم‌افزار اضافه شـــده است. بر این اســـاس دایک‌های فلسیک دارای ترکیب ریولیتی و داسیتی و دایک‌های مزوکرات دارای ترکیب آندزیتی، تراکی اندزیت و تراکی بازالت می‌باشـــند. بر اساس شکل ۸-ب، گرانیتوئیدها دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت، دایک‌های فلســـیک دارای ترکیب گرانیـــت و گرانودیوریت، و دایک‌های مزوکرات دارای ترکیب دیوریتی و گابرویی می‌باشند. دایک‌ها از دو نوع ساب آلکالن و آلکالن می‌باشند و گرانیتوئیدها از نوع ساب آلکالن می‌باشند (شکل ۸).



شکل ۸. نام‌گذاری سنگ‌های آذرین لخشک، الف) نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین بیرونی به روش TAS (Cox et al., 1979)، ب) نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی به روش TAS (Middlemost، 1985)؛ نماد قرمز= دگرسانی

جدول ۱. نتایج آنالیز شـــیمیایی سنگ‌های آذرین لخشـــک، عناصر اصلی (درصد وزنی) و فرعی (ppm)؛ G=گرانیت، A= دگرسان شده، MD=ملادیوریت، D=داسیت، MO=مونزونیت، MOD=مونزودیوریت، R=ریولیت، SH=شیست، PH=فیلیت

Rock	AG	G	Md	AG	AD	G	G	MO	MOD	R	R	R	ASH	APH
Sample	L40	L63	L8	L10	L39	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	l11	L21
SiO_2	61.86	64.83	46.59	56.31	69.03	68.43	68.87	53.4	51.99	67.41	69.33	67.7	58.46	74.4
TiO_2	0.41	0.65	1.37	0.91	0.47	0.43	0.44	0.96	0.97	0.26	0.22	0.22	0.81	0.71
Al_2O_3	19.68	16.14	13.16	16.32	20.07	15.34	15	14.36	12.93	15.13	15.05	15.02	14.71	12.72
FeOt	3.37	4.68	12.03	9.67	1.39	2.99	2.65	6.57	7.11	1.73	1.67	1.39	8.7	2.84
CaO	2.66	3.85	11.1	6.79	0.86	3.12	2.96	7.23	8.34	3.58	2.58	3.79	7.99	0.42
MgO	1.2	1.46	6.6	3.11	1	1.21	1.11	7.11	8.47	0.48	0.88	0.54	3.83	0.5
MnO	0.02	0.05	0.11	0.11	0.01	0.08	0.06	0.13	0.15	0.1	0.1	0.1	0.12	0.11
K_2O	3.9	3.26	3.12	2.77	2.75	3.06	3.84	2.75	2.26	3.46	2.64	2.54	1.3	4.15
Na_2O	2.55	3.76	2.24	1.28	2.56	4.25	4.12	3.44	3.18	2.94	4.65	3.72	2.86	1
P_2O_5	0.15	0.33	0.57	0.15	0.1	0.21	0.15	0.43	0.38	0.1	0.08	0.08	0.14	0.12
LOI	4.23	0.94	3.03	2.69	2.56	0.72	0.67	3.24	3.84	4.75	2.65	4.64	1.2	2.32

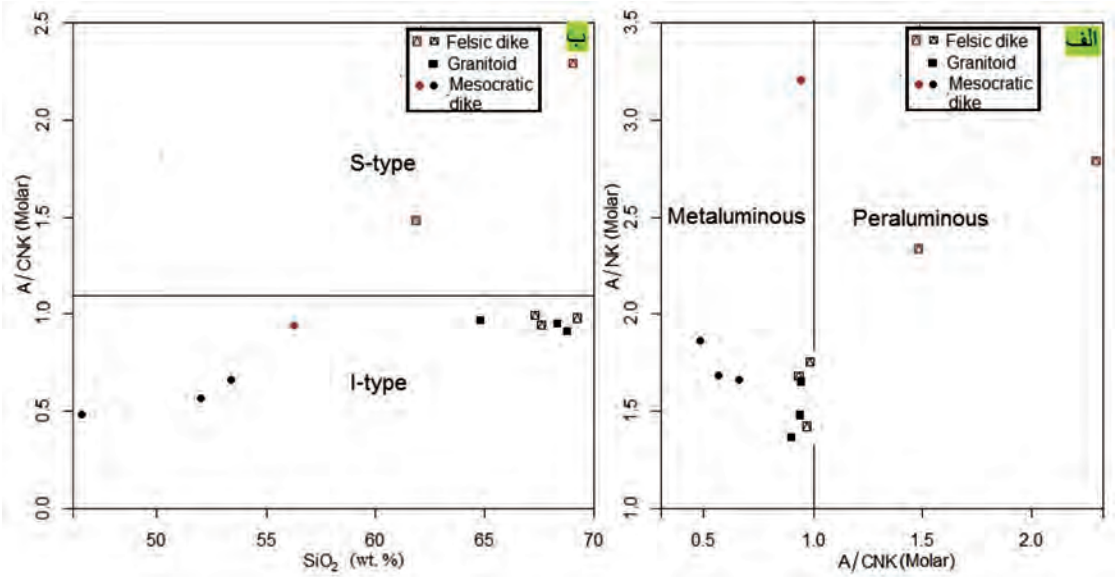
ادامه جدول ۱.

Rock	AG	G	Md	AG	AD	G	G	MO	MOD	R	R	R	ASH	APH
Total	100.1	100	100.1	100.2	99.75	99.87	99.81	99.75	99.69	99.63	99.57	99.51	100.1	99.29
Ba	690	755	1322	225	496	1077	686	1550	1242	566	835	1293	153	137
Co	4.2	8.4	28.5	21.3	2.9	6.5	6.4	29.5	33.9	3.4	2.8	2.4	19.9	9.8
Cs	2.1	2.1	1	3.2	1.6	4.7	6.1	4.7	5.4	4	2.2	2.4	2.4	2.7
La	6	12	42	22	8	29	27	46	40	24	18	18	24	8
Ce	12	20	73	39	17	52	48	87	75	42	30	31	40	18
Pr	1	1.6	4	3.2	1	4.33	3.95	6.98	6.33	3.04	2.18	2.15	2	1
Nd	5	11	25	19	6	16.5	15.1	27.7	25.8	11.2	8.1	8	18	7
Sm	1.5	2	4.4	4.2	1	3.14	2.81	5.29	4.98	1.89	1.47	1.58	2.7	1.1
Eu	0.5	0.7	0.7	0.8	0.5	1.01	0.83	1.67	1.6	0.64	0.54	0.64	<1	0.5
Gd	1.5	1.6	3.9	3.4	1	2.64	2.52	4.45	4.42	1.69	1.31	1.31	3.4	1
Tb	0.2	0.3	0.7	0.6	0.5	0.39	0.4	0.63	0.62	0.27	0.24	0.24	0.25	0.2
Dy	1	1.1	2.3	2.6	1	2.36	2.42	3.72	3.61	1.59	1.43	1.42	1.9	1
Er	0.5	0.5	0.9	0.75	1	1.11	1.19	1.79	1.84	0.7	0.63	0.62	0.5	0.75
Tm	0.08	0.1	0.1	0.1	0.1	0.12	0.13	0.19	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.5	0.75	2	1.6	0.3	0.3	0.4	1.9	2.1	0.2	0.1	0.2	0.5	0.25
Lu	0.1	0.1	0.11	0.11	0.1	0.1	0.12	0.16	0.17	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Nb	2.4	8	8.5	9.8	2.5	7.6	6.2	12.9	9.9	3.6	2.7	2.5	5.1	4
Pb	24	31	23	97	44	33	24	17	14	9	20	9	27	79
Rb	32	25	23	35	29	94	101	66	55	91	65	71	15	48
Sb	29.2	21.6	35.7	16.9	84.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	1.2	<0.5	<0.5	5.9	13756
Sr	297	448	970	254	287	521	413.2	820	748.7	324.7	481.6	464.1	357	51
Th	1.4	5	5.5	5	<1	12.09	12.88	11.93	10.8	7.37	6.16	6.19	3.5	1.9
Y	3	7	17	16	3	8.7	9.3	15.1	15.1	5	4.5	4.2	22	2
Zr	10	1	98	1	4	7	6	78	88	34	32	29	22	1

بر اساس شکل ۹-الف اکثر نمونه‌ها در محدوده متاآلومینوس و دو نمونه از دایک‌های فلسیک در محدوده پرآلومینوس قرار می‌گیرند و بر اساس شکل ۹-ب اکثر نمونه‌ها در محدوده I-type و همان دو نمونه دایک فلسیک در محدوده S-type قرار می‌گیرند. نمونه‌هایی که در محدوده پر آلومینوس و S-type واقع شدند به نسبت دگرسان شده می‌باشند.

ژئوشیمی عناصر اصلی

رفتار شیمیایی عناصر اصلی در نمودارهای تغییرات هارکر برای سنگ‌های مورد مطالعه در شکل ۱۰ نشان داده شده است. بالاترین مقدار SiO_2 در نمونه‌های ارائه شده ۶۹/۳۳ درصد وزنی است که مربوط به یک دایک فلسیک دگرسان شده است و کمترین مقدار آن ۴۶/۶ درصد وزنی مربوط به یک دایک مزوکرات است. به‌طورکلی با افزایش SiO_2، اکسیدهای کلسیم، تیتان و منیزیم کاهش و اکسیدهای سدیم و پتاسیم به‌طور پراکنده‌ای افزایش یافته‌اند که تا حدی مطابق روند تفریق یا ذوب بخشی است، هرچند به نظر نمی‌رسد که همه آنها هم منشاء باشند و دایک‌های مزوکرات بیشتر روندی متفاوت با روند بقیه نمونه دارند. لازم به ذکر است که روند آلومینیوم، فسفر، باریم و روبیدیم نامنظم و پراکنده است که ممکن است به دلیل دگرسانی بعضی از نمونه‌ها باشد. در اصل مقدار پلاژیوکلازها و به‌خصوص میزان آلومینیوم و کلسیم آنها در سنگ‌های اسیدی کاهش می‌یابد. به‌طورکلی مقادیر آلومینیوم و کلسیم در سنگ‌های بازیک بیشتر است، چون این سنگ‌ها دارای درصد بیشتری

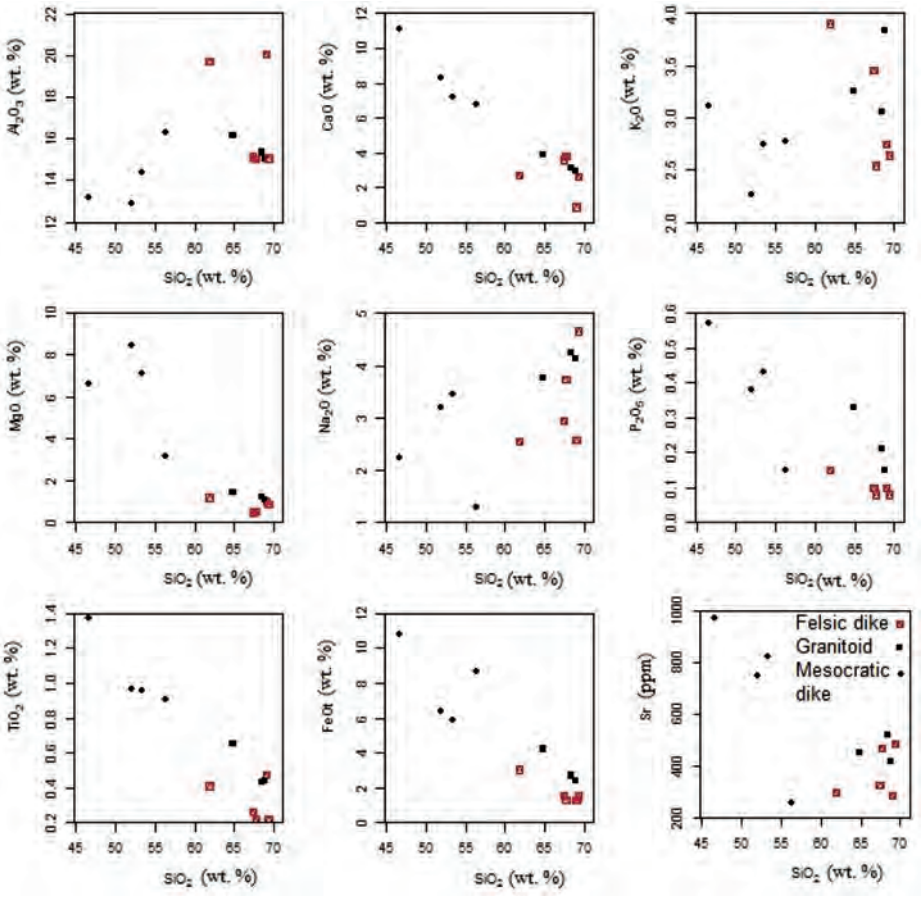


شـــکل ۹. ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک، الف) نمودار A/CNK-A/NK از (1943) Shand است، ب) نمودار SiO_2-A/CNK از Chappell and white (1992) است، ($A=Al_2O_3$، $C=CaO$، $N=Na_2O$، $K=K_2O$)، نماد قرمز= دگرسانی

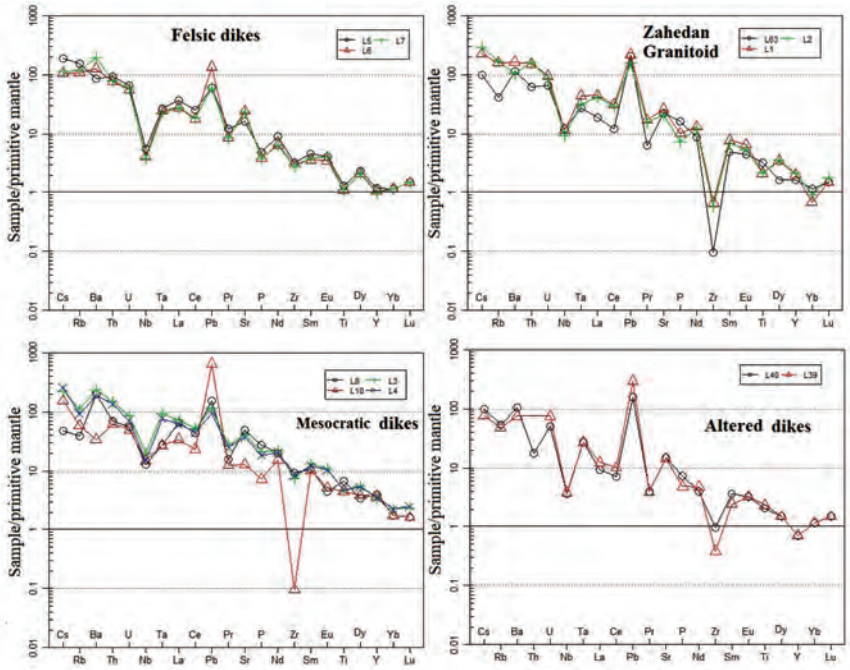
از کانی‌های حامل این اکسیدها یعنی کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار می‌باشـــند (Mason and Moore، 1983؛ Aragon et al.، 2002؛ Calanchi et al.، 2002) هرچند مقدار آهن، تیتان و منیزیم در ســـنگ‌های آذرین، مرتبط با حضور مگنتیت و کانی‌های فرومنیزین نیز می‌باشـــد ولی کانی‌های حاصل از دگرسانی مثل بیوتیت، کلریت، اپیدوت و کلســـیت هم نقش مهمـــی در افزایش یا کاهش غیرعادی عناصر فوق دارند. بر اساس شکل۱۰ مقدار استرانســـیوم در ســـنگ‌های آذرین با مقدار کلسیم ارتباط مستقیم دارد و در اصل در سنگ‌هایی که پلاژیوکلاز بیشتری دارند، افزایش نشان می‌دهد. افزایش مقدار استرانسیوم در بعضی از سنگ‌های اسیدی منطقه نسبت به دیگر سنگ‌های اســـیدی و سنگ‌های حدواسط شـــاید به دلیل دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها به سریسیت باشد. مقدار افزایش روبیدیم در بعضی از ســـنگ‌های منطقه با افزایش SiO_2 نیز به دلیل دگرســـانی اســـت. مقدار Ba و Rb با مقدار SiO_2 ارتباطی چندانی ندارد. روند افزایشی Rb در بعضی از نمونه‌ها ناشی از جایگیـــری این عنصر در کانی‌های بیوتیت و فلدســـپات پتاسیم دار بجای پتاسیم است (Taylor، 1965).

ژئوشیمی عناصر فرعی

در نمودارهای عنکبوتی مقادیر عناصر فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه نســـبت به مقادیر این عناصر در گوشته اوّلیه (Sun and Mcdonough، 1989) بـــه هنجـــار شـــده‌اند (شـــکل ۱۱). این نمودارها برای گرانیتوئیـــد زاهدان (توده نفوذی)، دایک‌های فلســـیک، دایک‌های فلسیک دگرسان شـــده و دایک‌های مزوکرات رسم شـــده است (شکل ۱۱). براســـاس این نمودارها، بیشـــتر عناصر دارای رفتار مشابه و دارای مقادیر LILE بیشـــتری نســـبت به مقادیر HFSE می‌باشـــند که از خصوصیات ســـنگ‌های تشـــکیل شده از ماگماهای مشتق شده در پهنه‌های فرورانش (Rollinson، 1993؛ Pearce، 1983) اســـت. سرب در تمام نمونه‌های دارای آنومالی مثبت شدیدی است که نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای اســـت (Girardi et al.، 2012). Nb، Zr، Y در همه نمونه‌های مورد بررســـی دارای مقادیر به نسبت کمتر و آنومالی منفی بارزی می‌باشـــد که به دلیل دیرگداز بودن کانی‌های حامل و باقی ماندن آنها در سنگ منشاء می‌باشد (Ayers، 1998. Rb) در بیشتر نمونه‌ها دارای آنومالی منفی درحالی‌که Ba در بیشتر نمونه‌ها دارای آنومالی مثبت است که به دلیل کم‌وزیاد شدن کانی‌هایی مثل پلاژیوکلاز است.



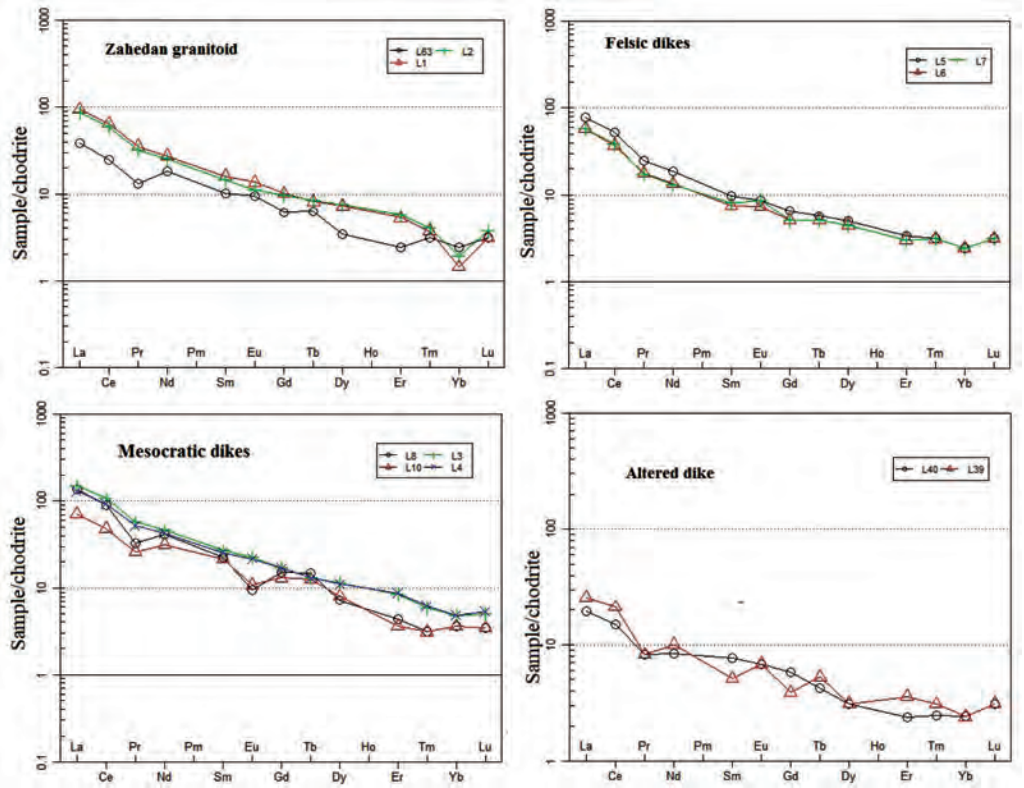
شکل ۱۰. نمودارهای عناصر اصلی و فرعی در مقابل اکسید سیلیسیوم برای سنگ‌های آذرین لخشک



شکل ۱۱. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی در سنگ‌های آذرین لخشک که نسبت به گوشته اوّلیه (Sun and Mcdonough، 1989) به هنجار شده است

ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی

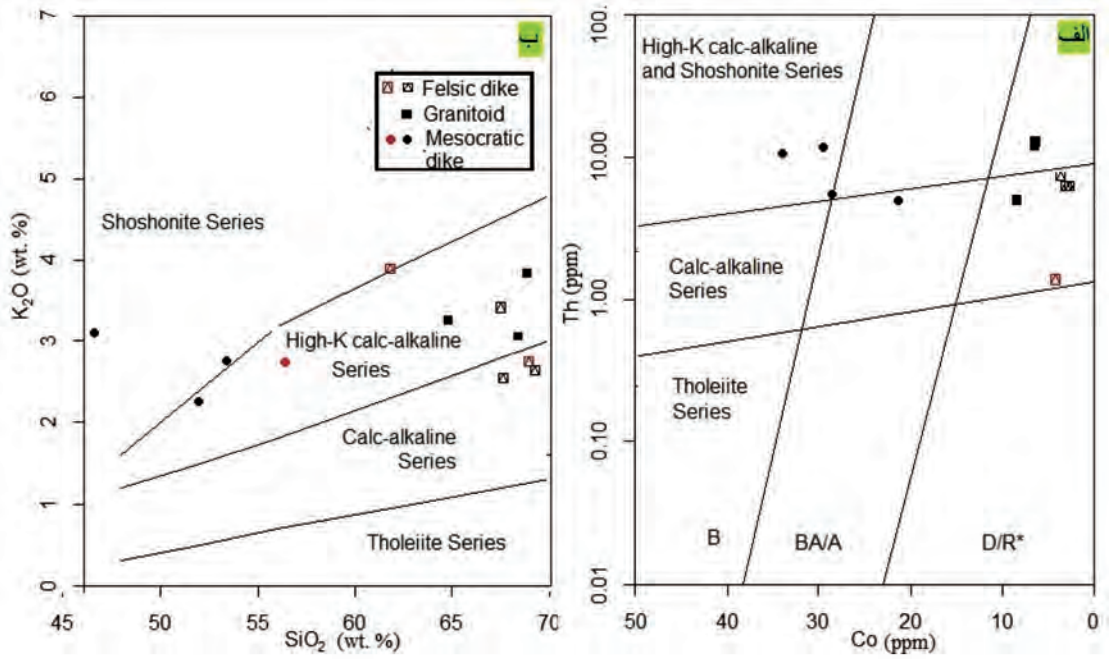
الگوی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به مقدار میانگین آنها در کندریت (Boynton،1984) به‌هنجار شده در شکل ۱۲ نشان داده شده است. کم‌وبیش همه REEها نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین در همه نمونه‌های مورد بررسی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی و روند نزولی LREEها نسبت به HREEها بیانگر وابستگی آنها به ماگماهای کالک آلکالن مناطق فرورانش است (Asiabanha et al.، 2012؛ Zulkarnain، 2009؛ Helvaci et al.، 2009؛ Nicholson et al.، 2004؛ Marchev et al.، 2004؛ Rollinson، 1993). اگرچه الگوهای عناصر کمیاب برای بیشتر نمونه‌های مورد بررسی تا حدی مشابه است ولی این الگوها برای هر گروه از سنگ‌ها مثل گرانیت زاهدان و دایک‌ها تفاوت‌هایی دارند. اگر این الگوها برای نمونه‌های مختلف موازی و مشابه باشند شاید نشان‌دهنده منشأ گرفتن آنها از یک ماگما می‌باشد (Seghedi et al.، 2004). براساس الگوی نمودار عناصر کمیاب، در گرانیت زاهدان، Pr و Ybدارای آنومالی منفی و Nd دارای آنومالی مثبت، در دایک‌های فلسیک، Yb دارای آنومالی منفی، در دایک‌های مزوکرات Eu و Pr دارای آنومالی منفی و در دایک‌های دگرسان شده Pr، Sm، Gd، Dy و Ybدارای آنومالی منفی و Eu، Er و Tb دارای آنومالی مثبت می‌باشند. در ایجاد این آنومالی، نوع کانی در سنگ منشأ مهم است به‌طوری‌که ذوب نشدن گارنت در سنگ منشأ منجر به تهی شدگی و آنومالی منفی در HREEو بخصوص در عناصری مثل Y می‌شود (Rudnick، 1990). نوع و مقدار آنومالی Eu به فوگاسیته اکسیژن ماگما و کانی‌شناسی سنگ مرتبط است به‌طوری‌که سنگ‌هایی با پلاژیوکلاز بیشتر و هورنبلند و اوژیت کمتر در شرایط کاهنده دارای آنومالی Eu منفی شدیدتری می‌باشند و بر عکس آن، آنومالی Eu کاهش، حذف و حتی مثبت می‌شود (Martin، 1999).



شکل ۱۲. نمودار عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آذرین لخشک که نسبت به کندریت (Boynton، 1984) به هنجار شده است

سری ماگمایی

سنگ‌های مورد بررسی در منطقه مورد مطالعه بیشتر ساب‌آلکالن و تعدادی آلکالن (سه نمونه) می‌باشند (شکل ۸). این سنگ‌ها براساس شکل ۱۳-الف در محدوده سری کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. براساس شکل ۱۳-ب اکثر نمونه‌ها متعلق به سری ماگمایی کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا و تعدادی از دایک‌های حدواسط در گستره و در مرز سری شوشونیتی واقع شده است. به‌طورکلی از این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که نفوذی‌ها و دایک‌های فلسیک از ماگمای کالک آلکالن و دایک‌های مزوکرات از ماگمای شوشونیتی منشأ گرفته باشند.



شکل ۱۳. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف) نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)، ب) نمودار SiO_2 در مقابل K_2O (Peccerillo and Taylor 1976)، نماد قرمز= دگرسانی

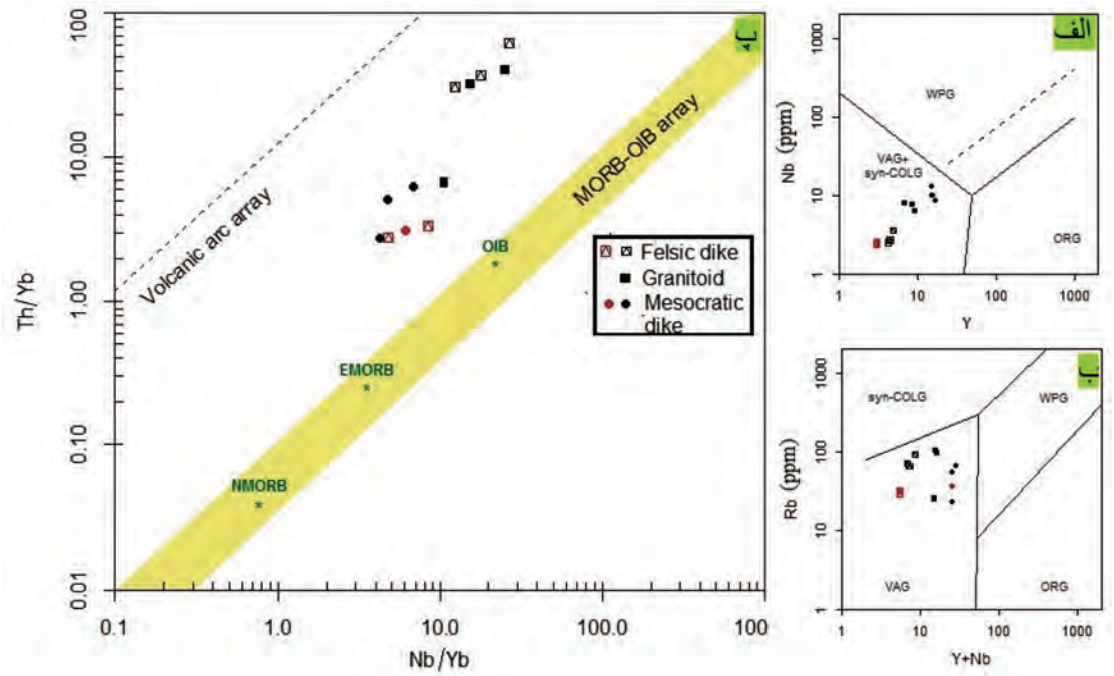
جایگاه تکتونیکی

گرانیتوئیدهای نوع I کالک آلکالن پتاسیم بالا که به مقدار جزئی پرآلومینوس می‌باشند، اغلب متعلق به کمان‌های ولکانیکی مرتبط با پوسته قاره‌ای هستند (Maniar and Piccoli, 1989). این گرانیتوئیدها عبارتند از حاشیه قاره‌ای (CAG)، تصادم قاره-قاره (CCG) و بعد از کوهزایی (POG). در شکل ۱۴-الف نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) و گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد (SYN-COLG) قرار می‌گیرند. ولی بر اساس شکل ۱۴-ب که گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) و گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد (SYN-COLG) را از هم تفکیک می‌کنند، همه سنگ‌های مورد بررسی فقط در گستره گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) جای گرفته‌اند. بر اساس شکل ۱۴-پ نیز، همه نمونه‌ها در گستره جایگاه کمان قاره‌ای (CA) قرار دارند با وجود این به نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد بررسی به دو یا سه گروه قابل تفکیک می‌باشند.

بحث

ذوب بخشی فلیش‌ها یا سنگ‌های توربیداتی اوّلین نظریه‌ای است که برای منشأ ماگمای گرانیتوئید زاهدان ذکر شده است (Camp and Griffis, 1982). ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و فلیش‌ها (Boomeri and Lashkaripour, 2003) تفریق بلوری ماگمای گوشته‌ای

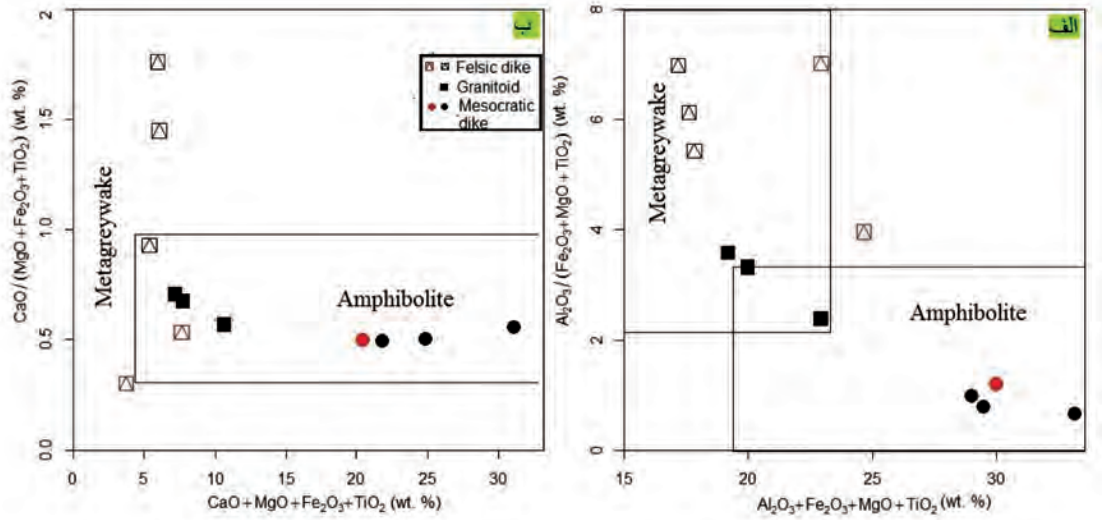
و هضم سنگ‌های پوسته (Sadeghian et al., 2005)، ماگماتیسم حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۶؛ سرحدی و همکاران؛ ۱۳۹۶) از دیگر نظریات در رابطه با منشأ ماگمای سنگ‌های مورد بحث می‌باشد. همان‌طور که ذکر شد سنگ‌های آذرین مورد مطالعه سه نوع هستند که گروه اوّل متعلق به پیکره اصلی توده نفوذی و فاز اول ماگماتیسم در منطقه است و از لحاظ کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی از گرانیتوئیدهای نوع کالک آلکالن می‌باشند. رایج‌ترین منشأ گرانیتوئیدهای نوع I، ماگماهای تشکیل شده در بالای زون فرورانش در گوشته می‌باشند که به‌شدت دچار تفریق بلوری همراه با آلودگی (AFC) شده‌اند (Grove and Donnelly-Nollan, 1986). قدیم‌ترین فاز ماگمایی گرانیتوئید زاهدان که بیش از ۴۰ میلیون سال سن دارد (Mohammadi et al., 2016) ممکن است با این مدل قابل تفسیر باشد چون این زمان با فرورانش پوسته اقیانوسی در شرق و جنوب شرق ایران مطابقت دارد و سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی مرتبط با آن نیز در این زمان در پهنه جوش‌خورده ایران تشکیل شده است (Camp and Griffis, 1982؛ هدایتی و همکاران، ۱۳۹۵).



شکل ۱۴. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تفکیک جایگاه‌های تکتونیکی، الف) نمودار Y در مقابل Nb (Pearce, 1983)، ب) نمودار Y+Nb در مقابل Rb (Pearce, 1983)، پ) نمودار Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008)؛ نماد قرمز= دگرسانی

تهی شدگی Y،Nb، Ti، Zr در ماگماهای ایجاد شده در گوشته بالای زون فرورانش، به عدم تحرک آنها در حین ذوب بخشی نسبت داده می‌شود (Davidson, 1996; Noll, et al., 1996). از طرف دیگر حجم زیاد گرانیتوئید زاهدان با سن ۳۰ میلیون سال (Mohammadi et al., 2016) و دیگر سنگ‌های فلسیک و حدواسط منطقه که جوان‌تر هستند و نبود سنگ‌های بازیک و معادل‌های آتشفشانی در این زمان نمی‌تواند با تبلور تفریقی یا فرآیندهای AFC قابل تفسیر باشند. در اصل در مدل تفریق بلوری، سنگ‌های بازیک اغلب زودتر از سنگ‌های اسیدی تشکیل می‌شوند ولی در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های حدواسط و بازیک جوان‌ترند چون پیکره اصلی گرانیتوئید زاهدان را قطع کرده‌اند. بنابراین روند تشکیل سنگ‌های آذرین حدواسط و فلسیک منطقه مورد مطالعه، بیشتر با مدل ذوب بخشی قابل تفسیر می‌باشد. در مدل ذوب بخشی ماگمای بازیک با جابجایی‌های استنوسفری به سمت بالا گرمای لازم را برای

ذوب سنگ‌های سنگ کره و پوسته زیرین فراهم می‌کند (Pang et al., 2013). بنابراین ذوب بخشی سنگ‌های مافیک (آمفیبولیت) پوسته زیرین یا ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی در زون‌های فرورانش قدیمی ممکن است مدل منطقی‌تری برای تشکیل ماگمای گرانیت‌های فاز دوم (نوع I) و دایک‌های مورد مطالعه باشد. همواره غنی‌شدگی Th،Rb،K،Pb و تهی شدگی Zr،Ti،Nb،Y با مذاب‌های به وجود آمده از پوسته زیرین و لیتوسفر در بالای مناطق فرورانش قدیمی نیز سازگار است (Harris et al., 1986؛ Chappell and White, 1974). شاید بخش زیادی از پیکره گرانیتوئید زاهدان با سن ۳۰ میلیون سال از ماگماهای مشتق شده از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته یا بقایای پوسته اقیانوسی به‌جامانده از فرورانش‌های قبلی تشکیل شده (شکل ۱۵) ولی دایک‌های فلسیک که کمی جوان‌تر می‌باشند از ماگمای مشتق شده از ذوب بخشی فلیش‌ها هم‌زمان با بسته شدن اقیانوس سیستان تشکیل شده‌اند. ترکیب دایک‌های حدواسط با ماگماهای حاصل از سنگ‌های بازیک‌تر منطبق است (شکل ۱۵). این سنگ‌ها که دارای پتاسیم بالا و شوشونیتی می‌باشند، شاید مربوط به رویدادهای کششی پسابرخوردی باشند. علاوه بر این در شکل ۱۵ ترکیب سنگ منشأ روند جالبی را نشان می‌دهد به‌طوری‌که دایک‌های حدواسط از ذوب سنگ‌های بازیک و دایک‌های فلسیک از ذوب ماسه سنگ حاصل شده‌اند در حالی‌که گرانیتوئید از ترکیبی حدواسط بین اینها حاصل شده که ممکن است ناشی از اختلاط دو ماگمای بازیک و اسیدی در منطقه باشد. گسل‌های امتداد لغز حاصل از رویدادهای برخورد و پسابرخوردی در جای‌گیری دایک‌ها نقش داشته‌اند.



شکل ۱۵. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تفکیک سنگ منشأ ماگما، الف) نمودار $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ در مقابل $Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$ (بر اساس کار Patino Douce, 1999)، ب) نمودار $CaO+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ در مقابل $CaO/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$ (بر اساس کار Magna et al., 2010)؛ نماد قرمز= دگرسانی

نتیجه‌گیری

در گستره آنتیموان دار لخشک، سنگ‌های فلیش گونه میزبان، کم‌وبیش گسله، چین‌خورده، دگرگون شده، دگرسان شده و میلونیتیزه می‌باشند که مورد نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، دایک‌های اسیدی و حدواسط، رگه‌های سیلیسی و رگه‌های استیبنیت دار واقع شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی بیشتر شامل فیلیت، اکتینولیت شیست، مرمر و میلونیت می‌شوند. توده نفوذی عمدتاً گرانودیوریت، دایک‌های اسیدی بیشتر گرانودیوریت پورفیری (داسیت) و دایک‌های حدواسط ملادیوریت، ملاگرانودیوریت و کوارتزمونزودیوریت می‌باشند. توده گرانیتوئیدی از نوع I، متاآلومینوس و کالک آلکالن پتاسیم بالا می‌باشد. مقادیر LILE نسبت به

مقادیر HFSE در سنگ‌های آذرین منطقه غنی‌شدگی نشان می‌دهند که از خصوصیات ماگماهای پوسته و یا ماگماهای گوشته‌ای به‌شدت آغشته به مواد پوسته‌ای می‌باشد. ترکیب دایک‌های فلسیک با ماگماهای مشتق شده از ذوب بخشی فلیش‌ها و ترکیب دایک‌های حدواسط با ماگماهای حاصل از سنگ‌های بازیک (آمفیبولیت) منطبق است درحالی‌که ترکیب پیکره اصلی توده نفوذی لخشک با ماگماهای مشتق شده از ذوب سنگ‌هایی با ترکیبی حدواسط آنها قابل تفسیر است که ممکن است ناشی از اختلاط دو ماگمای بازیک و اسیدی در منطقه باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین محدوده مورد مطالعه بیشتر مشابه با سنگ‌های مربوط به جایگاه‌های فرورانش و کمان‌های ولکانیکی می‌باشد با این وجود سن و روند دایک‌ها با رویدادهای پسابرخوردی و گسل‌های امتدادلغز در منطقه منطبق است. کانی‌زایی آنتیموان از نوع رگه‌ای است که به‌وسیله گسل و دیگر عوامل ساختاری کنترل شده است. آب‌های جوی و دگرگونی تحت تاثیر آخرین فاز ماگمایی که شاید مرتبط با دایک‌های فلسیک و حدواسط باشند، گرم شده و با چرخش و عبور از سنگ‌های فلیشی در گسل‌ها و فضاهای خالی باعث تشکیل رگه‌های کوارتز-استیبنیت و دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک، و سریسیتیک شده‌اند. کانی‌زایی ابتدا با تشکیل استیبنیت، پیریت، ارسنوپیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت رخ داده است. سپس بخشی از این کانی‌ها بر اثر برخورد با آب‌های سطحی اکسید شده و به‌صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، منگنز، کربنات‌های مس و سرب و روی و شاید اکسیدهای آنتیموان دیده می‌شوند.

منابع

- بومری، م.، ۱۳۹۳. کانسارها و اندیس‌های معدنی در استان سیستان و بلوچستان، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۰۳-۹۸.

- بومری، م.، مجددی‌مقدم و بیابانگرد، ح.،۱۳۹۷، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان و طلا در منطقهٔ سفیدسنگ و درگیابان. پترولوژی، ۹،۳۵،۱۹۳-۲۱۶.

- خرمی، ز.، ۱۳۹۱. ژنز کانسار آنتیموان بائوت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۱۴۹.

- رضایی کهخایی، م. رهبر، ر.، و قاسمی، ح.، ۱۳۹۶. تعیین سن مجموعه نفوذی لخشک به روش اورانیوم-سرب روی کانی‌های زیرکن و تیتانیت، شرق ایران، مجله بلور و کانی‌شناسی، ۲۵،۱، ۱۱۱-۱۲۲.

- سرحدی، ن.، احمدی، ع.، فیروزکوهی، ز.، و جامی، م.، ۱۳۹۶. سنگ‌شناسی و ژئوشیمی دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات در پیکره گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، علوم زمین،۲۶، ۱۰۴، ۱۴۹-۱۶۸.

- فرشیدپور، ج.، ۱۳۹۱. ژنز کانسار آنتیموان سفیدآبه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۱۲۵.

- کنعانیان. ع.، رضایی کهخایی، م.، الیاسی، م.، و اسماعیلی، د.، ۱۳۸۶. شواهد پتروگرافی حاکی از دگرشکلی دمای بالا در سنگ‌های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال غرب زاهدان، ایران. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۳،۱، ۳۹-۴۷.

- مارزی، م.، ۱۳۹۴. کانی‌شناسی، دگرسانی و منشاء کانیزایی آنتیموان و طلا در منطقه سفیدسنگ، جنوب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران،۲۶۷.

- مجددی‌مقدم، ح.، ۱۳۹۸. ژئوشیمی،زمین حرارت-فشار سنجی رگه‌های آنتیموان در مناطق درگیابان،سفیدسنگ، لخشک، شورچاه، بائوت و سفیدابه، رساله دکترای تخصصی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۳۱۱.

- مرادی، ر. بومری، م. باقری، س و زاهدی، ا.، ۱۳۹۴. تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و عوامل کنترل‌کننده کانیزایی با استفاده از کانه‌نگاری روابط پاراژنزی و میانبار سیال در کانساراستیبنیت-طلا شورچاه، جنوب شرق زاهدان. مجله بلور و کانی‌شناسی، ۲۳، ۱۲۱-۱۳۴.

- مرادی، ر.، ۱۳۹۱. سبک و منشاءکانیزایی آنتیموان و طلا در شورچاه، جنوب شرق زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۱۵۸.

- مظلوم، غ.، ۱۳۹۶. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز

کانسار آنتیموان لخشک، شـــمال‌غرب زاهدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران، ۱۷۱.

- هدایتـــی، ن.، بومری، م. و بیابانگـــرد، ح.، ۱۳۹۵. ویژگی‌های ژئوشـــیمیایی و سنگ‌شناســـی مجموعه آذرین نخیلاب، شمال باختر زاهدان. مجله پترولوژی، ۲۶، ۲۳-۴۴.

- Aragon, E., Gonzalez, P., Yolanda, E., Cavarozzi, A.C., Llambias, E. and Rivalenti, G., 2002. Thermal divide andesites-trachytes, petrologic evidence, and implications from Jurassic north Patagonian massif alkaline volcanism. Journal of South American Earth Sciences, 103, 16-91.

- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A. and Rahimi, G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. Journal of Asian Earth Sciences, 45, 79-94.

- Ayers, J., 1998. Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. Contributions to Mineralogy and Petrology, 132, 390-404.

- Behrouzi, 1993. Geological map of Zahedan (1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran.

- Boomeri, M. and Lashkaripour, G.R., 2003. Granite of Zahedan, Southeastern Iran. Geophysical Research Abstracts 5, 04933.

- Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H. and Bagheri, S., 2019. Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran. Ore Geology Reviews, 104, 477-494.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Rare Earth Element Geochemistry (Eds. Henderson, P.), Elsevier, Amsterdam, 63-114.

- Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C.A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Kempton, P., Barbieri, M. and Wue, T.W., 2002. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the Island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian Sea). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115, 367-395.

- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, Eastern Iran. Lithos, 15, 221-239.

- Chappell, B.W. and White, A. J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 83, 1-26.

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite type. Pacific Geology, 8, 173-174.

- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks, George Allen and Unwin, London, 450.

- Davidson, J.P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism in Subduction, Top to bottom (Eds. Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P.) Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 96, 251-262.

- Dill, H.D., 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. Earth-Science Reviews, 100, 1-420.

- Girardi, J. D., Patchett, P. J., Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Cecil, M. R., Rusmore, M. E., Woodsworth, G. J., Pearson, D. M., Manthei, C. and Wetmore, P., 2012. Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the coast mountains batholith, British Columbia. Journal of Petrology, 53,1505-1536.

- Grove, T.L. and Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, 281-302.

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Collision Tectonics (Eds. Coward, M.P. and Ries, A.C.) Special Publication, Geological Society, London, 19, 67-8.

- 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.

- Helvaci, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009. Geochemistry and 40Ar/39Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 185, 3, 181-202.

- Magna, T., Janousek, V., Kohot, M., Oberli, F. and Wiechert, U., 2010. Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from variscan belt with lithium isotopes and possible link to Subduction-related origin of some A-type granites. Chemical Geology, 274, 94-107.

- Maniar, P.D. and Picooli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America, 101, 635-643.

- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz, R., 2004. Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. Tectonophysics, 393, 301-328

- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46, 3, 411-429

- Mason, B. and Moore, C.B., 1983. Principle of Geochemistry. John Wiley, New York, 344.

- Middlemost, E. A. K., 1985. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37, 215-224.

- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P. and Ruh, J., 2016. U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: implication for closure of the south Sistan Suture Zone, Lithos, 248-251, 293-308.

- Moradi, R. and Boomeri, M., 2016. Remote sensing detection of altered zones associated with Cu-Mo mineralization in North of Zahedan, SE Iran using Landsat-8 data. Yerbilimleri, 38, 3, 275-294.

- Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S. and Nakashima, K., 2016. Mineral chemistry of igneous rocks in the Lar Cu-Mo prospect, southeastern part of Iran: Implications for P, T, and fO_2. Turkish Journal of Earth Science, 25, 1-16.

- Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O. and Smith, I. E. M., 2004. Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cenozoic Australian-Pacific plate boundary. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 131, 295-306.

- Noll, P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P. and Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron: Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 587-611.

- Pang, K.N., Chung. S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. Lithos, 180-181, 234-251.

- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A. Fernandez C. and Vigneresse, J. L. (Eds): Understanding granites: intergrating new and classical techniques. Geological Society of

London، Special Publication، 168، 55-75

- Pearce، J. A.، 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths، Nantwich، Cheshire (Eds Hawkesworth، C.J. and Norry، M.J.)، Shiva Nantwich، 230-249.

- Pearce، J. A.، 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust، Lithos، 100، 14-48.

- Peccerillo، A. and 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.

- Rollinson، H.، 1993. Using Geochemical Data، Evaluation، Presentation، and Interpretation. Harlow، UK، Longman، London، UK. 344.

- Rudnick، R. L.، 1990. Nd and Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths from north Queensland، Australia: implications for Nd model ages and crustal growth processes. Chemical Geology، 83، 195-208.

- Sadeghian، M.، Bouchez، J. L.، Ne´de´lec، A.، Siqueira، R. and Valizadeh، M. V.، 2005-The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. Journal of Asian Earth Sciences، 25، 301-327.

- Seghedi، I.، Downes، H.، Vaselli، O.، Szakacs، A.، Balogh، K. and Pecskay، Z.، 2004. Postcollisional Tertiary-Quaternary mafic alkali magmatism in the Carpathian-Pannonia region: a review. Tectonophysics، 393، 43-62.

- Shand، S. J.، 1943. Eruptive Rocks، D. Van Nostrand Company، New York، 360.

- Sun، S.S. and McDonough، W. F.، 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (Eds. Saunders، A. D. and Norry، M. J.) Special Publications، Geological Society، London، 42، 313-345.

- Taylor، S. R.، 1965. The application of trace element data to problems in petrology. Physics and Chemistry of the Earth، 6، 133-213.

- Tirrul، R.، Bell، L. R.، Griffis، R. J. and Camp، V. E.، 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America، 84، 134-150.

- Whitney، D. and Evans، B. D.، 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist، 95، 1، 185-187

- Zulkarnain، I.، 2009. Geochemical signature of Mesozoic volcanic and granitic rocks in Madina Regency area، North Sumatra، Indonesia، and its tectonic implication. Indonesian Journal on Geoscience، 4، 2، 117-131.