فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵، صفحات ۸۳-۱۰۰

ماگماتیسم مزوزوئیک در منطقه تل بارگاه-سرگدار، شرق داراب، جنوب ایران

بهرام وثوق[1] و منصور قربانی[1و*]

۱. گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۸/۱۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۲/۰۳

چکیده

منطقه تل بارگاه-سرگدار در جنوب ایران، شرق داراب استان فارس و مرز پهنه‌های سنندج-سیرجان و زاگرس رورانده قرار دارد. واحدهای سنگی فراوان در منطقه را سنگ‌های آتش‌فشانی بیشتر بازیک و به‌ندرت اسیدی تشکیل می‌دهند که دایک‌های گابرویی و گابرودیوریتی در درون آن‌ها نفوذ کرده‌اند. این مجموعه نهایتاً با سازند آواری-کربناته تاربور (مائیستریشتین-سنومانین) پوشیده شده است. وجود بافت‌های میکروسکوپی متعدد مانند هیالومیکرولیتی و میکرولیتیک، پورفیریک، اینترسرتال، فلوئیدال، واریولیتی، اسفرولیتی و غربالی در سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه نشان‌دهنده سرد شدن سریع در شرایط زیردریایی و عدم تعادل فشار آب در شرایط تبلور است. سنگ‌های آذرین نفوذی در منطقه شامل دایک و سیل‌های گابرویی، میکروگابرویی و گابرودیوریتی بوده و آثار ناچیزی از دگرگونی در حد رخساره پرهنیت-پومپله‌ایت ناشی از تدفین را نشان می‌دهند. واحدهای سنگی این منطقه فقیر از پتاسیم بوده و سرشت سدیک دارند. بیشتر واحدهای آتش‌فشانی در این منطقه دارای سرشت کالک آلکالن و کلان واحدهای آذرین درونی ماهیتی تولئیتی هستند، بااین‌حال اغلب در مرز این دو سرشت قرار دارند. الگوی عناصر کمیاب در سنگ‌های منطقه نشان از جای‌گیری آن‌ها در رژیم مرتبط با کمان ماگمایی دارد. به نظر می‌رسد، همپوشانی سری‌های تولئیتی-کالک‌آلکالن و قرارگیری بین بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و جزایر قوسی می‌توانند نشان‌دهنده دو رژیم متفاوت ژئودینامیکی ماگماتیسم در منطقه باشند؛ یکی در شمال نئوتتیس و شاید همگام با فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه اقیانوسی که منجر به توسعه ماگماتیسم جزایر قوسی شده است، و دیگری در جنوب نئوتتیس و مرتبط با پشته‌های میان‌اقیانوسی شکل‌گرفته است.

واژه‌های کلیدی: بازالت، تل بارگاه-سرگدار، فرورانش، گابرو، ماگماتیسم.

مقدمه

منطقه تل بارگاه-سرگدار در جنوب ایران، بین داراب استان فارس و حاجی‌آباد هرمزگان واقع‌شده است. این منطقه بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان جنوبی می‌باشد و در مرز آن با پهنه زاگرس جای گرفته است (Stöcklin، 1968). بکر بودن، پیچیدگی زمین‌شناختی و به‌علاوه، اهمیت این منطقه از نظر زمین‌شناسی اقتصادی از دلایل انتخاب آن برای مطالعه بوده است. این پژوهش، به بررسی سنگ‌های

* نویسنده مرتبط: m-ghorbani@sbu.ac.

آذرین این منطقه با استفاده از شواهد زمین‌شناسی صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی می‌پردازد.

سنندج-سیرجان با روند شمال غربی-جنوب شرقی، پهنه ماگمایی-دگرگونی در باختر و جنوب خاوری ایران مرکزی است که می‌توان آن‌ها به‌عنوان حاشیه فعال (Berberian & King, 1981، Omrani et al., 2008، Ghorbani, 2022 و Agard et al., 2011).

سنندج-سیرجان جنوبی، هسته کوه‌زایی زاگرس را تشکیل و از چهار واحد تکتونیکی اصلی تشکیل‌شده که همگی به سمت جنوب غرب بر روی افیولیت‌های نیریز رانده‌شده‌اند (Gharibnejad et al., 2022).

ازجمله مطالعات صورت گرفته برای ماگماتیسم سنندج-سیرجان جنوبی و مرکزی می‌توان Sheikholeslami (2002)، Sheikholeslami et al., (2003, 2008)، Sheikholeslami (2015, 2016)، Mehdipour Ghazi & Moazzen (2015)، Sudi Ajirlu et al., (2016)، Fazlnia (2018)، Azizi & Stern (2019) و برای سنندج-سیرجان شمالی به مقالاتی همچون Azizi et al., (2018)، Gholipour et al., (2021)، Rahimzadeh et al., (2021)، Nouri et al., (2023)، Nezamivand & Rahimzadeh (2023) اشاره کرد.

تکامل سنندج-سیرجان و ماگماتیسم آن به‌نوعی مرهون باز و بسته شدن اقیانوس نئوتیس و حاشیه شمال شرقی گندوانا است (Alavi, 1994، Mehdipor Ghazi & Moazzen, 2015، Sheikholeslami, 2016).

بر اساس شیخ الاسلامی (Sheikholeslami et al., 2008) فرورانش نئوتتیس از سیمرین پیشین آغاز شده است. شیخ الاسلامی (Sheikholeslami, 2016) دو زمین‌درز در جنوب ایران معرفی می‌کند که اولی در انتهای کرتاسه و دومی در ائوسن-اولیگوسن بسته‌شده است. این مهم به‌نوعی توسط عمرانی و همکاران (Omrani et al., 2008) تأیید می‌شود. بر اساس یافته‌های این محققان ماگماتیسم در سنندج-سیرجان در طول فرورانش، از اوایل ژوراسیک تا اواخر ائوسن، فعال بوده و پس از شروع برخورد از اواخر میوسن به بعد، در ارومیه-دختر از سر گرفته شده است. همچنین آداکیت‌های زاگرس نشان می‌دهند که جدایش صفحه فرورو از ۱۲ تا ۵ میلیون سال پیش به سمت جنوب شرقی گسترش‌یافته است.

بر اساس قلیپور و همکاران (Gholipour et al., 2021) ولکانیسم سنندج-سیرجان شمالی همگی کالک-آلکالن و به‌طور جزئی تولئیت حاشیه قاره بوده و آغاز فرورانش نئوتتیس به زیر سنندج-سیرجان شمالی از کرتاسه پیشین بوده است. هرچند به باور شهبازی و همکاران (Shahbazi et al., 2010) این فرایند از ژوراسیک زیرین آغاز شده است.

لهمن و همکاران (Lechman et al., 2018) معتقدند ماگماتیسم ژوراسیک در سنندج-سیرجان شمالی از نوع کششی بوده و بر این اساس می‌توان ولکانسیم بازالتی تولئیتی-کالک‌آلکالن با شواهد MORB را در منطقه مشاهده کرد.

بر اساس بر اساس عزیزی و استرن (Azizi & Stern, 2019) ماگماتیسم سنندج-سیرجان در ژوراسیک نه در یک کمان ماگمایی بلکه در یک کافت درون‌قاره‌ای رخ داده است. نامبردگان توضیح می‌دهند که فرورانش در حوضه نئوتتیس جنوبی بین صفحات عربستان و ایران مرکزی باعث ایجاد رژیم کشش و تشکیل حوضه پشت‌کمانی شده که بسته شدن آن منجر به جای‌گیری افیولیت‌های زاگرس داخلی در طول کرتاسه گشته است.

نوری و همکاران (Nouri et al., 2023) معتقدند در ژوراسیک یک حاشیه قاره غیرفعال بین نئوتتیس و پوسته قاره‌ای ایران برقرار بوده و سنگ‌های فلسیک آن ممکن است بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های مافیک لیتوسفر زیر قاره‌ای مشتق شده باشند که جذب جزئی پوسته قاره‌ای در مرحله اول کشش نقش داشته است.

بیشتر افیولیت‌های زاگرس به‌عنوان افیولیت‌های سوپراسابداکشن در محیط‌های قوسی جزیره‌ای درون اقیانوسی توسعه یافته‌اند. جای‌گیری افیولیت‌ها در حاشیه صفحه عربی و سنندج-سیرجان جنوبی در نتیجه جوش خوردن قوس‌های جزیره‌ای قاره‌ای-اقیانوسی رخ داده و

درز قاره-قـــاره پس از جای‌گیری ســـنگ‌های افیولیتی رخ داده است. فعالیت ماگمایی پس از درز در امتداد سنندج-سیرجان و ارومیه-دختر را می‌توان به فرآیند شکست صفحه نسبت داد (Ghasemi & Talbot، 2005).

ببر اســـاس عزیزی و همـــکاران (Azizi et al.، 2018) ماگماتیسم سنندج-سیرجان از منبع گوشته‌ای غنی‌شده از سیالات یک صفحه فرورو با تأثر از پوسته قاره‌ای تشکیل‌شده است. بر اساس رحیم‌زاده و همکاران (Rahimzadeh et al.، 2021) ماگماتیسم بایمدال در کرتاسه زیرین (باریمین-آپتین) سنندج-سیرجان نشـــان‌دهنده ماگماتیسم در یک محیط قوســـی تا پشت قوسی قاره‌ای است که توسط کشش کنترل می‌گردد و شاید با رول بک صفحه فرورنده مرتبط است.

روش مطالعه

برای مطالعه سنگ‌های آذرین منطقه و روابط صحرایی آن‌ها بازدیدهـــای صحرایی صورت گرفته و از رخنمون‌های سنگی مربوط به واحدهای آتش‌فشانی و نفوذی نمونه‌برداری شـــد. درمجمـــوع، ۸۲ نمونـــه در جهـــات بررســـی‌های سنگ‌شناختی انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه و مطالعه شـــد. تعداد ۳۳ نمونه از واحدهای مختلف ســـنگی برای مطالعات زمین‌شیمیایی انتخاب شدند.این نمونه‌ها پس از خردایش برای تعیین میزان اکسیدهای اصلی به روش ذوب قلیایی و عناصر فرعی (بر پایه درصد وزنی یا wt.٪)، کمیاب و نـــادر خاکی (بر پایه بخش در میلیـــون یا ppm) با روش ICP-MS به آزمایشـــگاه زرآزمای تهران ارسال شده و مورد آزمایش قرار گرفتند. باوجود تلاش فراوان برای نمونه‌برداری از بخش‌های ســـالم رخنمون‌های سنگی، ۶ نمونه هوازده از مطالعات حذف و ۲۸ نمونه در مطالعات زمین‌شیمیایی مورد استفاده قرار گرفتند (جدول ۱).

زمین‌شناسی

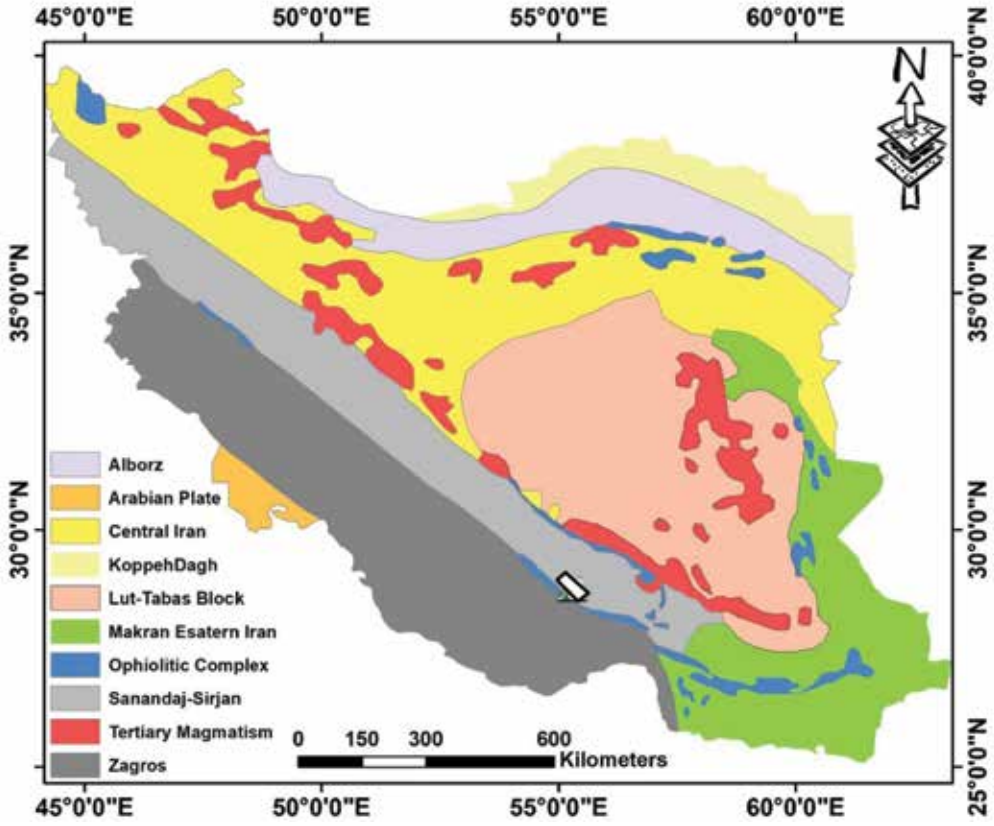
منطقه موردمطالعه در مرز پهنه‌های سنندج-سیرجان جنوبـــی و زاگـــرس (Stöcklin، 1968) قرار گرفته اســـت (شکل ۱). مطالعات انجام‌شـــده در این منطقه اندک بوده است و در عمل به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ داراب و ۱:۱۰۰۰۰۰ ســـرگدار (NIOC، 2002) محدود می‌شـــوند (شکل ۲). این در حالی اســـت که منطقه موردمطالعه در نقشـــه زمین‌شناســـی ۱:۲۵۰۰۰۰ داراب به دلیل پیچیدگی موردبررسی قرار نگرفته است. جدیدترین مطالعه انجام‌شده برای این منطقه مربوط به جهانگیری و همکاران (Jahangiri et al.، 2021) اســـت که به بررسی زمین‌شناسی اقتصادی بخش کوچکی از منطقه پرداخته است.

پهنه سنندج-ســـیرجان (SSZ) که نخستین بار توسط Stöcklin (1968) معرفی شـــد، نشان‌دهنده یک حاشیه قاره فعال با ماگماتیسم کالک‌آلکالن است که در نیمه دوم مزوزوئیک از گندوانا به ســـمت شمال‌شرق حرکت کرده و جابجا شـــده است (Berberian، Agard & King، 1981 et al.، 2005 و gard et al.، 2011).

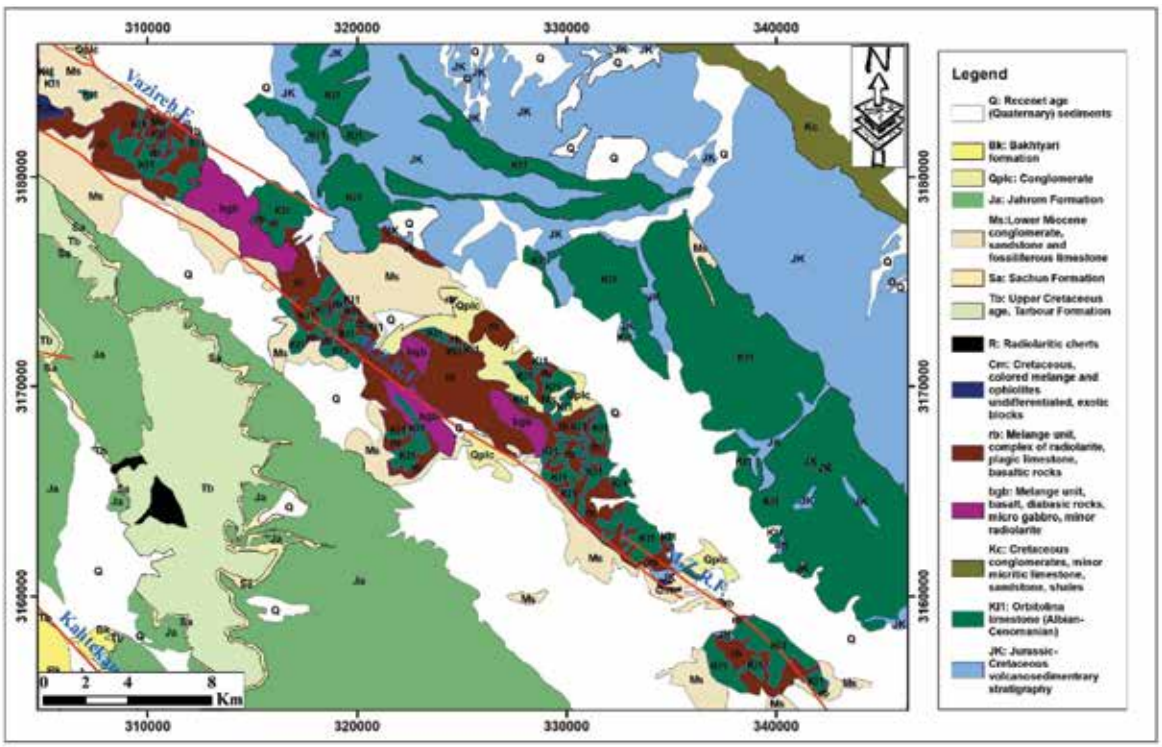
در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی سرگدار واحدهای آذرین این منطقه به‌عنوان بخش‌هایی از یک مجموعه آمیزه رنگین در نظر گرفته‌شده‌اند.

منطقه مورد مطالعه محصور به دو گسل راندگی زاگرس در جنوب و وزیره در شمال (هر دو با روند NW-SE) است که شیب آن‌ها به سمت شمال تا شمال شرق است و عملکرد آن‌ها باعث برآمدگی ارتفاعات وســـط دشت سلطان‌آباد در شمال و دشت توکل‌آباد در جنوب شده است (شکل ۲). روند غالب لایه‌بندی واحدهای رسوبی و همچنین روند عمومی نفوذ دایک‌ها در این منطقه NW-SE/NE است. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرگدار، واحدهای آتش‌فشانی منطقه دارای سن کرتاسه بالایی هستند؛ با توجه به اینکه سازند تاربور با همبری عادی بر روی آن‌ها نهشته شده، به نظر می‌رسد که این واحد قدیمی‌تر از کرتاسه بالایی باشد.

در این منطقه درمجموع سه نوع واحد سنگی قابل‌مشاهده اســـت. مهم‌ترین آن‌ها که بخش اصلی رخنمون‌های سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند، واحدهای آتش‌فشانی و آذرآواری همگی بازیک (بازالت به‌طور غالب) با رخنمون‌های بســـیار محدودی از ســـنگ‌های آتش‌فشـــانی و توف‌های اســـیدی (ریولیت و توف ریولیتی) هستند (واحد اول). این واحدهای آتش‌فشانی توسط سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق (مشتمل بر میکروگابرو، گابروی درشـــت بلور و گابرو دیوریت) قطع شده‌اند (واحد دوم). درنهایت کل این مجموعه با واحدهای سنگ آهک و شـــیل آهکی سازند تاربور به سن سنومانین-مائیستریشتین پوشیده شده است (واحد سوم).

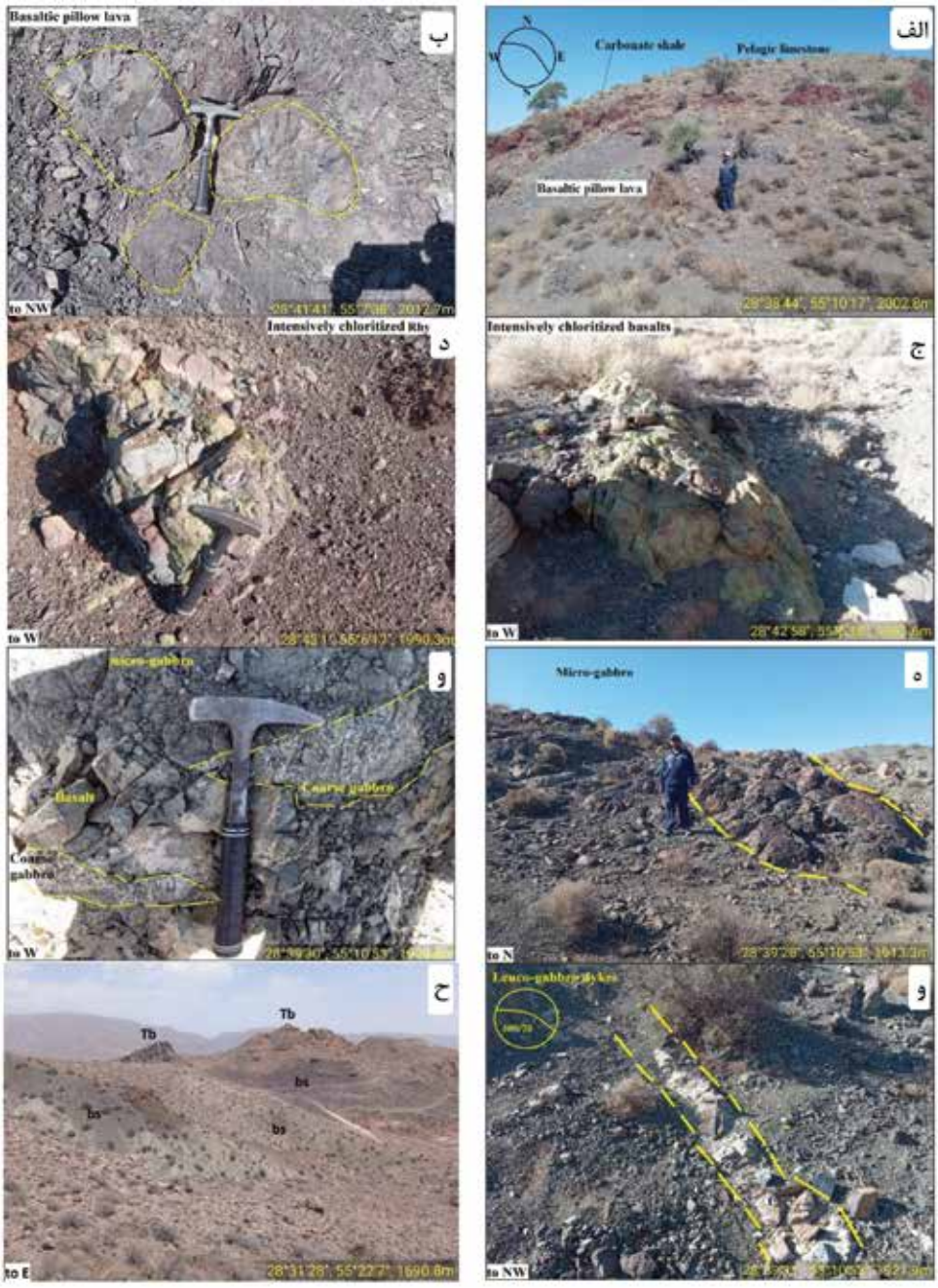


شکل ۱. موقعیت منطقه موردمطالعه بر روی نقشه پهنه‌بندی ساختاری زمین‌شناسی ایران (Stöcklin، 1968)



شکل ۲. منطقه موردمطالعه در برش ساده شده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرگدار (NIOC، 2002)

الف) سنگ‌های آتش‌فشـــانی و آذرآواری: این سنگ‌ها مهم‌ترین واحدهای ســـنگی در منطقه هســـتند که در زیر ســـنگ آهک و شیل آهکی ســـازند تاربور (کرتاسه بالایی) قـــرار دارند (شـــکل ۳-الف). ایـــن واحدها را می‌توان به چهار دسته بازالت‌های بالشی (شکل ۳-ب)، بازالت‌های کلریتی شده (شکل ۳-ج)، آندزیت بازالتی با بافت پورفیریک و درنهایت، جوان‌ترین بخش آن‌ها یعنی بازالت‌های قهوه‌ای حفره‌دار تفکیک کرد. علاوه بر این، رخنمون‌های کوچک و نادری از ریولیت و توف ریولیتی نیز در منطقه قابل‌مشاهده‌اند (شکل ۳-د).



شکل ۳. واحدهای آذرین در منطقه موردمطالعه (الف) واحد بازالتی در زیر سنگ آهک پلاژیک، استریونت روند و جهت شیب لایه‌ها؛ (ب) گدازه بازالتی با دبی بالشی؛ (ج) بازالت کلریتی شده؛ (د) رخنمون ریولیت در منطقه موردمطالعه؛ (ه) دایک‌های گابرویی نفوذ کرده در لایه‌های بازالتی موجود در منطقه؛ (و) نفوذ میکرو گابرو و گابروی درشـــت بلور در واحد بازالتی؛ (ز) دایک گابرودیوریتی نفوذ کرده در داخل واحدهای بازالتی؛ سازند تاربور (Tb) نهشته بر روی واحد بازالتی (Bs) در منطقه موردمطالعه

ب) مجموعه آذرین نفوذی و نیمه عمیق: در قالب مجموعه‌ای از دایک‌ها، سیل‌ها و ریز استوک‌های میکروگابرویی (شکل ۳-ه)، گابروی درشت بلور (شکل ۳-و) و به‌ندرت گابرودیوریت (شکل ۳-ز) واحدهای آتش‌فشانی را قطع کرده‌اند. به نظر می‌رسد که همه دایک‌ها و ریز استوک‌های یاد شده تا نزدیک سطح بالا نیامده و فقط مواردی مانند راندگی و فرسایش باعث آشکار شدن رخنمون دایک‌های گابرویی شده‌اند. ضخامت دایک‌های موجود در منطقه بین ۰/۵ تا ۵۰ متر قابل‌مشاهده هستند.

ج) سازند تاربور: از سازندهای زاگرس که همساز با واحدهای آتش‌فشانی منطقه و بر روی آن‌ها نهشته شده (شکل ۳-ح). و اغلب ستیغ‌های منطقه تشکیل داده است. همه این سازند متشکل از سنگ آهک‌های سفید تا خاکستری و برخی اوقات قهوه‌ای‌رنگ می‌باشد که در برخی موارد میان لایه‌های شیلی و شیل آهکی دارد.

سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری میکروسکوپی

در سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه، انواع بافت‌های رایج سنگ‌های بازیک، مانند هیالومیکرولیتی و میکرولیت-پورفیریک (شکل ۴-الف)، پورفیریک-ویتروفیریک (شکل ۴-ب)، آمیگدالوئیدال، اینترسرتال، فلوئیدال، واریولیتی، اسفرولیتی (شکل ۴-ج)، غربالی و گلومروپورفیریک مشاهده می‌شوند. اغلب این بافت‌ها نشان‌دهنده سرد شدن سریع در زیر آب و درنهایت شیشه زدایی متأخر هستند (Shelly، 1993؛ Sandsta et al.، 2011). شیشه، میکرولیت‌ها و فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز، فازهای غالب در این واحدهای سنگی را تشکیل می‌دهند. در کنار این بافت‌ها، فاز غالب فرومنیزین در این سنگ‌ها را کلینوپیروکسن‌ها (همگی اوژیت) (شکل ۴-د)، آمفیبول (هورنبلند و به‌ندرت اکتینولیت)های ناشی از دگرسانی اوژیت‌ها و به‌ندرت اولیوین‌های دارای بافت کرونا تشکیل می‌دهند.

جدول ۱- فراوانی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در نمونه سنگ‌های آتش‌فشانی و نفوذی منطقه موردمطالعه

Sample No.	SiO_2(wt%)	TiO_2(wt%)	Al_2O_3(wt%)	Fe_2O_3(wt%)	FeO(wt%)	MnO(wt%)	MgO(wt%)	CaO(wt%)	Na_2O(wt%)	K_2O(wt%)
SG-57-bas	۴۹/۲۷	۱/۱۶	۱۵/۴۳	۷/۲۷	۲/۶۶	۰/۱۸	۹/۲۷	۸/۳۳	۳/۰۶	۰/۱۷
SG-05-bas	۵۰/۳۸	۱/۴۲	۱۷/۶	۵/۹۳	۲/۹۲	۰/۱۸	۴/۳۴	۶/۵۳	۵/۹۲	۰/۷۱
SG-54-bas	۵۱/۴۸	۱/۱۶	۱۳/۳۶	۷/۶۷	۲/۶۶	۰/۱۶	۵/۶	۹/۷۴	۴/۷۴	۰/۱۴
SG-17-bas	۵۲/۷۵	۰/۷۲	۱۵/۷۴	۷/۰۱	۲/۲۲	۰/۱۳	۵/۲۶	۷/۴۴	۵/۰۷	۰/۲۶
SG-44-bas	۵۳/۶۴	۱/۱۵	۱۶/۱	۵/۶۹	۲/۶۵	۰/۱۲	۲/۶۹	۸/۰۹	۵/۵۵	۰/۴۳
SG-08-bas	۵۴/۴۶	۱/۲۹	۱۴/۵۵	۹/۲۴	۲/۷۹	۰/۱۶	۴/۹۱	۴/۶۴	۵/۳۷	۰/۱
SG-15-bas	۵۴/۶	۰/۹۱	۱۶/۴۶	۶/۵۵	۲/۴۱	۰/۱۶	۴/۴	۵/۱۸	۵/۸۵	۰/۱۸
SG-61-bas	۵۵/۴۲	۱/۴	۱۳/۱۱	۸	۲/۹	۰/۱۳	۱/۸۸	۱۱/۴۹	۲/۱۴	۰/۲۵
SG-82-bas	۵۶/۹۶	۰/۶۷	۱۵/۱۲	۵/۶۹	۲/۱۷	۰/۱۳	۷/۳۳	۳/۸۷	۴/۱	۰/۴۷
SG-52-bas	۵۷/۸	۱/۷۶	۱۶/۱۹	۵/۱۴	۳/۲۶	۰/۱۱	۰/۸۷	۲/۷	۸/۲۸	۰/۳
SG-43-bas	۵۹/۸۳	۰/۷۹	۱۵/۶۶	۵/۱۴	۲/۲۹	۰/۱۴	۲/۸۱	۳/۷۴	۵/۷۵	۰/۵۲
SG-47-rhy	۷۰/۲۴	۰/۴۵	۱۲/۰۶	۲/۴۹	۱/۹۵	۰/۰۹	۱/۵۵	۲/۶۵	۴/۶۳	۰/۶۷
SG-19-rhy	۷۰/۳۴	۰/۳۴	۱۱/۵۸	۲/۹۴	۱/۸۴	۰/۱۱	۰/۸۳	۲/۳۷	۶/۳۲	۰/۳۷
SG-26-cgb	۴۸/۹	۰/۵۹	۱۵/۸۷	۵/۸۸	۲/۰۹	۰/۱۳	۷/۷۴	۱۴/۲۱	۱/۷۱	۰/۱۴
SG-28-cgb	۴۵/۸۴	۰/۴۵	۱۱/۳۲	۹/۸۸	۱/۹۵	۰/۱۷	۱۷/۷۸	۸/۴۷	۰/۸۵	۰/۱۳
SG-32-cgb	۴۸/۹۵	۰/۴۳	۱۶/۰۷	۵/۰۳	۱/۹۳	۰/۱۲	۱۰/۱۵	۱۴/۲۳	۱/۴۲	۰/۱۹
SG-37-cgb	۴۹/۲۴	۰/۳۶	۱۵/۹۵	۵/۳۳	۱/۸۶	۰/۱۳	۹/۴۷	۱۴/۶	۱/۲۱	۰/۰۸
SG-40-cgb	۵۱/۷۹	۱/۲۶	۱۶/۰۴	۶/۲۱	۲/۷۶	۰/۱۴	۶/۲۳	۱۱/۳۷	۲/۶۷	۰/۱۱
SG-67-cgb	۴۴/۲۷	۲/۳	۱۰/۸	۱۳/۵۸	۳/۸	۰/۲۱	۷/۶۱	۱۱/۳۹	۱/۹۸	۰/۸۹
SG-24-gbd	۵۷/۸۹	۱/۲۶	۱۷/۸۶	۱/۷۱	۲/۷۶	۰/۰۸	۳/۱۵	۶/۹۷	۵/۸۵	۰/۱۸
SG-63-gbd	۵۶/۷	۱/۱۵	۱۷/۳۲	۰/۹۴	۲/۶۵	۰/۰۹	۲/۷۳	۷/۹۶	۶/۴۵	۰/۸۱
SG-77-gbd	۶۳/۹	۰/۲۹	۱۸/۴۶	۰	۱/۷۹	۰/۰۴	۰/۲۸	۳/۵	۱۰/۱۷	۰/۰۴
SG-81-gbd	۶۲/۰۲	۰/۵۳	۱۸/۶۷	۰/۰۲	۲/۰۳	۰/۰۴	۱/۳۹	۴/۹۲	۸/۷۴	۰/۰۸
SG-21-fgb	۴۷/۲۴	۰/۸۴	۱۵/۲۱	۷/۴۳	۲/۳۴	۰/۱۶	۱۰/۱۴	۱۱/۲۹	۱/۷۷	۰/۲۴
SG-30-fgb	۴۷/۷۷	۰/۸۳	۱۲/۲۳	۷/۲۵	۲/۳۳	۰/۱۷	۱۶/۷۷	۷/۹۲	۱/۴۶	۰/۰۹

ادامه جدول ۱

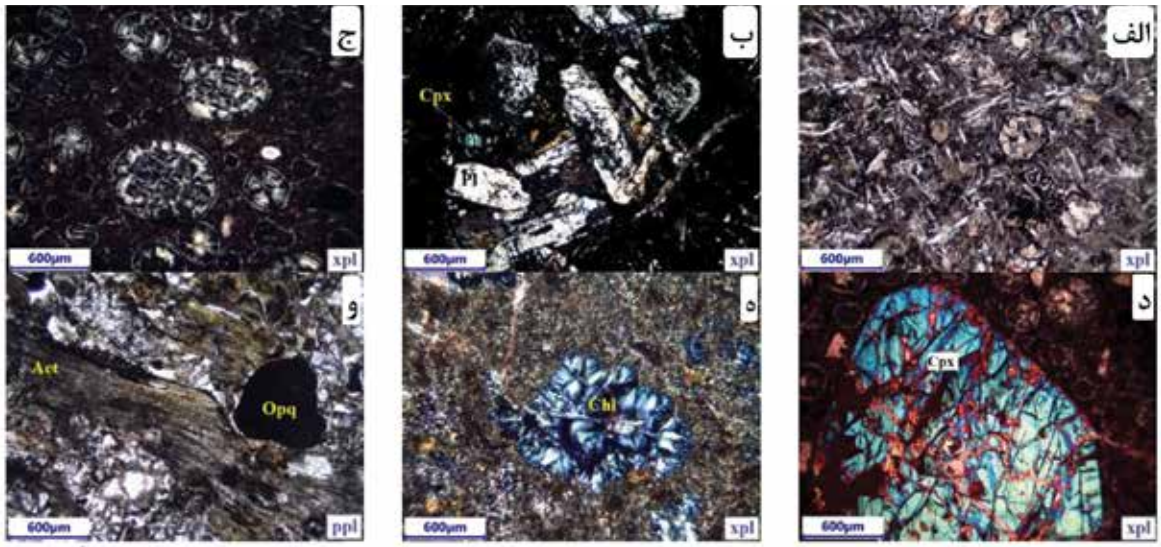
Sample No.	SiO_2(wt%)	TiO_2(wt%)	Al_2O_3(wt%)	Fe_2O_3(wt%)	FeO(wt%)	MnO(wt%)	MgO(wt%)	CaO(wt%)	Na_2O(wt%)	K_2O(wt%)
SG-65-fgb	۵۲/۴	۱/۵۷	۱۵/۵۱	۸/۰۴	۳/۰۷	۰/۱۸	۵/۴۵	۷/۱۹	۳/۶۵	۰/۶
SG-69-fgb	۴۷/۵۶	۰/۳۱	۱۹/۵۷	۴/۸۳	۱/۸۱	۰/۱	۹/۰۳	۱۱/۹۴	۱/۷	۰/۱۲
SG-73-fgb	۵۷/۸۱	۱/۲	۱۵/۲۳	۷/۳۵	۲/۷	۰/۱	۲/۷۳	۷/۲	۰/۸۵	۰/۰۴
Sample No.	P_2O_5(wt%)	LOI(wt%)	SUM(wt%)	Cr(ppm)	Co(ppm)	Zn(ppm)	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Y(ppm)	Zr(ppm)
SG-57-bas	۰/۰۶	۳/۰۳	۹۹/۸۹	۴۲۸	۴۲/۸	۱۰۷	۱۷	۱۷۱	۱۸/۱	۵۵
SG-05-bas	۰/۳۱	۳	۹۹/۲۵	۱۲۳	۲۷/۷	۶۲	۳۰	۶۰۵	۱۶/۹	۱۰۹
SG-54-bas	۰/۱	۳/۰۷	۹۹/۸۹	۱۵۲	۳۷/۹	۶۵	۱۵	۱۱۱	۱۸/۶	۶۱
SG-17-bas	۰/۱۷	۳/۱	۹۹/۸۹	۲۱۹	۳۰	۶۶	۱۹	۲۵۴	۱۲/۱	۵۸
SG-44-bas	۰/۲۲	۳	۹۹/۳۴	۱۵۲	۲۷/۲	۶۲	۱۳	۱۲۱	۱۵/۲	۷۶
SG-08-bas	۰/۳	۲/۰۷	۹۹/۸۹	۱۱	۲۷/۹	۶۵	۱۵	۳۱۹	۲۰/۱	۴۵
SG-15-bas	۰/۱۶	۳/۰۳	۹۹/۸۹	۳۲	۲۵/۲	۷۱	۱۶	۳۲۱	۱۴/۷	۷۷
SG-61-bas	۰/۱۴	۳/۰۳	۹۹/۸۹	۲۲	۲۱/۷	۷۰	۱۷	۴۷۴	۱۹/۱	۹۰
SG-82-bas	۰/۰۹	۳	۹۹/۶	۲۳۶	۳۱/۸	۶۱	۱۷	۳۰۴	۱۱/۹	۵۶
SG-52-bas	۰/۶۷	۳/۰۲	۱۰۰/۰۹	۱۵	۱۰/۸	۸۰	۲۰	۲۶۶	۳۱/۲	۲۶۱
SG-43-bas	۰/۱۹	۳/۰۳	۹۹/۸۹	۳۵	۱۷/۴	۸۲	۱۹	۱۸۱	۲۰/۸	۸۵
SG-47-rhy	۰/۰۸	۳/۰۱	۹۹/۸۸	۱۲	۸/۹	۶۸	۲۳	۱۸۶	۱۹/۵	۵۸
SG-19-rhy	۰/۰۴	۲/۸	۹۹/۸۷	۹	۳/۹	۶۹	۱۴	۱۹/۶	۳۲/۷	۱۵۱
SG-26-cgb	۰/۰۵	۲/۵۸	۹۹/۸۹	۲۲۳	۳۵/۸	۴۱	۱۴	۴۶۲	۱۰/۸	۲۰
SG-28-cgb	۰/۰۴	۳/۰۲	۹۹/۸۹	۵۷۹	۷۰/۳	۵۹	۱۴	۷۹/۳	۷/۲	۲۲
SG-32-cgb	۰/۰۵	۱/۳۱	۹۹/۸۹	۴۲۳	۳۸/۶	۴۴	۱۵	۲۳۸	۹/۸	۲۹
SG-37-cgb	۰/۰۴	۱/۶۴	۹۹/۸۹	۹۰	۴۰/۷	۴۳	۱۴	۲۵۹	۷	۱۳
SG-40-cgb	۰/۱۲	۱/۱۷	۹۹/۸۸	۱۶۰	۳۶/۳	۴۶	۱۴	۳۰۴	۲۳/۳	۲۷
SG-67-cgb	۰/۰۴	۳/۰۲	۹۹/۸۹	۵۱	۴۴	۷۶	۲۲	۱۵۶	۱۰/۳	۱۹
SG-24-gbd	۰/۵۸	۱/۵۹	۹۹/۸۹	۲۱	۱۵/۵	۲۹	۱۵	۳۳۷	۴۴	۲۳
SG-63-gbd	۰/۰۴	۳/۰۲	۹۹/۸۶	۱۶	۷/۳	۲۳	۲۱	۳۳۲	۱۱/۴	۲۳
SG-77-gbd	۰/۰۴	۱/۹	۱۰۰/۴	۹	۷/۵	۱۴	۱۳	۲۲۷	۸۷/۲	۱۴
SG-81-gbd	۰/۰۹	۱/۳۵	۹۹/۸۹	۱۴	۹/۱	۱۹	۱۴	۱۴۴	۳۵/۴	۱۱
SG-21-fgb	۰/۱۸	۲/۹۹	۹۹/۸۴	۳۲۹	۴۰/۸	۶۶	۱۷	۳۶۱	۱۰/۳	۴۰
SG-30-fgb	۰/۰۵	۳/۰۲	۹۹/۸۹	۱۰۲۲	۵۲	۷۶	۱۳	۱۴۶	۱۲/۷	۳۸
SG-65-fgb	۰/۱۳	۲/۱	۹۹/۸۹	۵۴	۱۳/۶	۶۷	۱۹	۲۵۷	۱۹/۸	۳۸
SG-69-fgb	۰/۰۴	۲/۸۹	۹۹/۸۹	۱۵۹	۳۶/۸	۴۳	۱۴	۲۵۰	۵	۱۳
SG-73-fgb	۰/۱۳	۳	۹۸/۳۴	۱۰	۲۲/۶	۵۹	۱۳	۱۹/۱	۱۵/۷	۵۴
Sample No.	Nb(ppm)	Ba(ppm)	Hf(ppm)	Ta(ppm)	Pb(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)	La(ppm)	Ce(ppm)	Pr(ppm)
SG-57-bas	۲/۳۰	۷۹/۰۰	۱/۷۰	۰/۳۰	۰/۷۵	۰/۳۰	۰/۱۰	۳/۰۰	۸/۰۰	۱/۴۲
SG-05-bas	۱۴/۳۰	۱۸۸/۰۰	۲/۳۰	۰/۸۰	۷/۰۰	۲/۰۰	۰/۶۰	۱۴/۰۰	۲۸/۰۰	۳/۴۴
SG-54-bas	۱/۹۰	۶۹/۰۰	۱/۶۰	۰/۲۰	۷/۰۰	۰/۳۰	۰/۳۰	۴/۰۰	۸/۰۰	۱/۶۱
SG-17-bas	۷/۵۰	۸۳/۰۰	۱/۷۰	۰/۵۰	۰/۷۵	۱/۵۰	۰/۴۰	۸/۰۰	۱۵/۰۰	۲/۵۰
SG-44-bas	۴/۴۰	۶۳/۰۰	۱/۸۰	۰/۳۰	۱/۰۰	۰/۶۰	۰/۲۰	۶/۰۰	۱۲/۰۰	۲/۰۸
SG-08-bas	۱/۲۰	۸۱/۰۰	۱/۵۰	۰/۱۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۵۰	۶/۰۰	۱۲/۰۰	۲/۳۶
SG-15-bas	۵/۰۰	۹۹/۰۰	۲/۰۰	۰/۴۰	۰/۷۵	۲/۳۰	۰/۵۰	۱۱/۰۰	۲۱/۰۰	۳/۶۰
SG-61-bas	۳/۵۰	۸۱/۰۰	۲/۰۰	۰/۳۰	۴/۰۰	۱/۱۰	۰/۳۰	۸/۰۰	۱۸/۰۰	۲/۵۳
SG-82-bas	۳/۵۰	۱۸۰/۰۰	۱/۵۰	۰/۴۰	۰/۷۵	۱/۳۰	۰/۴۰	۹/۰۰	۱۶/۰۰	۲/۷۲
SG-52-bas	۳۳/۷۰	۱۳۴/۰۰	۴/۲۰	۱/۵۰	۰/۷۵	۵/۵۰	۱/۰۰	۴۲/۰۰	۸۲/۰۰	۱۰/۴۱
SG-43-bas	۲/۸۰	۱۲۱/۰۰	۲/۲۰	۰/۳۰	۲/۰۰	۱/۶۰	۰/۵۰	۸/۰۰	۱۷/۰۰	۲/۹۳
SG-47-rhy	۱/۷۰	۹۳/۰۰	۱/۸۰	۰/۱۰	۵/۰۰	۱/۲۰	۰/۴۰	۶/۰۰	۱۵/۰۰	۲/۰۵
SG-19-rhy	۳/۹۰	۵۷/۰۰	۲/۳۰	۰/۳۰	۳/۰۰	۱/۱۰	۰/۳۰	۷/۰۰	۲۳/۰۰	۳/۷۴
SG-26-cgb	۱/۲۰	۷۰/۰۰	۱/۳۰	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۲۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۹/۰۰	۰/۹۰
SG-28-cgb	۱/۱۰	۷۰/۰۰	۱/۱۰	۰/۲۰	۲/۰۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۵/۰۰	۰/۶۱
SG-32-cgb	۱/۲۰	۸۵/۰۰	۱/۲۰	۰/۱۰	۳/۰۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۴/۰۰	۶/۰۰	۰/۸۶
SG-37-cgb	۱/۱۰	۷۶/۰۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۲۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۵/۰۰	۰/۴۸

ادامه جدول ۱

Sample No.	Nb(ppm)	Ba(ppm)	Hf(ppm)	Ta(ppm)	Pb(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)	La(ppm)	Ce(ppm)	Pr(ppm)
SG-40-cgb	۱/۲۰	۷۶/۰۰	۱/۴۰	۰/۰۸	۰/۷۵	۰/۳۰	۰/۱۰	۴/۰۰	۸/۰۰	۱/۶۹
SG-67-cgb	۱/۱۰	۱۱۰/۰۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۲۰	۰/۲۰	۲/۰۰	۵/۰۰	۰/۶۳
SG-24-gbd	۲/۹۰	۸۵/۰۰	۱/۳۰	۰/۳۰	۰/۷۵	۰/۹۰	۰/۳۰	۱۰/۰۰	۲۶/۰۰	۴/۷۸
SG-63-gbd	۰/۷۵	۱۱۷/۰۰	۱/۲۰	۰/۰۸	۳/۰۰	۰/۴۰	۰/۱۰	۴/۰۰	۸/۰۰	۱/۱۱
SG-77-gbd	۸/۵۰	۵۴/۰۰	۱/۱۰	۰/۷۰	۱/۰۰	۲/۳۰	۰/۴۰	۲۳/۰۰	۵۲/۰۰	۸/۷۸
SG-81-gbd	۶/۰۰	۷۹/۰۰	۱/۰۰	۰/۵۰	۰/۷۵	۱/۸۰	۰/۲۰	۱۰/۰۰	۲۵/۰۰	۴/۷۲
SG-21-fgb	۶/۲۰	۱۰۴/۰۰	۱/۴۰	۰/۵۰	۰/۷۵	۰/۷۰	۰/۳۰	۷/۰۰	۱۵/۰۰	۲/۱۴
SG-30-fgb	۰/۷۵	۶۲/۰۰	۱/۲۰	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۲۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۷/۰۰	۰/۹۲
SG-65-fgb	۱/۳۰	۱۱۱/۰۰	۱/۴۰	۰/۱۰	۱/۰۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۶/۰۰	۱۵/۰۰	۲/۵۶
SG-69-fgb	۱/۰۰	۷۷/۰۰	۱/۰۰	۰/۲۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۵/۰۰	۰/۴۶
SG-73-fgb	۱/۲۰	۵۰/۰۰	۱/۷۰	۰/۰۸	۱/۰۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۴/۰۰	۱۲/۰۰	۱/۵۵
Sample No.	Nd(ppm)	Sm(ppm)	Eu(ppm)	Gd(ppm)	Tb(ppm)	Dy(ppm)	Er(ppm)	Tm(ppm)	Yb(ppm)	Lu(ppm)
SG-57-bas	۸/۷۰	۳/۷۰	۰/۸۱	۲/۲۷	۰/۵۰	۳/۹۰	۲/۴۰	۰/۵۰	۲/۲۳	۰/۴۰
SG-05-bas	۱۵/۰۰	۴/۲۰	۱/۲۲	۲/۸۴	۰/۵۰	۴/۰۰	۱/۹۰	۰/۴۰	۱/۸۷	۰/۴۰
SG-54-bas	۹/۵۰	۳/۳۰	۰/۹۰	۲/۴۷	۰/۶۰	۴/۵۰	۲/۵۰	۰/۵۰	۲/۵۴	۰/۴۰
SG-17-bas	۱۱/۵۰	۳/۲۰	۰/۸۶	۲/۴۲	۰/۵۰	۲/۹۰	۲/۰۰	۰/۴۰	۱/۷۲	۰/۴۰
SG-44-bas	۱۰/۸۰	۳/۷۰	۱/۰۳	۲/۲۴	۰/۵۰	۳/۵۰	۲/۰۰	۰/۴۰	۱/۸۸	۰/۳۰
SG-08-bas	۱۳/۱۰	۴/۵۰	۱/۰۲	۲/۷۳	۰/۷۰	۵/۲۰	۲/۳۰	۰/۶۰	۲/۸۶	۰/۵۰
SG-15-bas	۱۶/۳۰	۴/۵۰	۰/۹۹	۲/۶۳	۰/۵۰	۴/۱۰	۲/۲۰	۰/۴۰	۲/۰۰	۰/۴۰
SG-61-bas	۱۳/۵۰	۴/۳۰	۱/۰۴	۲/۴۶	۰/۵۰	۴/۴۰	۲/۳۰	۰/۴۰	۲/۹۴	۰/۴۰
SG-82-bas	۱۱/۷۰	۳/۳۰	۰/۷۱	۲/۱۹	۰/۳۰	۲/۳۰	۱/۵۰	۰/۴۰	۱/۵۶	۰/۲۰
SG-52-bas	۴۱/۳۰	۹/۴۰	۲/۴۰	۵/۲۶	۱/۲۰	۷/۹۰	۳/۹۰	۰/۷۰	۳/۱۲	۰/۶۰
SG-43-bas	۱۴/۵۰	۴/۲۰	۰/۸۲	۲/۶۶	۰/۵۰	۴/۹۰	۲/۳۰	۰/۵۰	۲/۵۰	۰/۵۰
SG-47-rhy	۱۱/۴۰	۳/۹۰	۰/۶۲	۲/۴۲	۰/۶۰	۴/۰۰	۲/۴۰	۰/۴۰	۱/۹۷	۰/۵۰
SG-19-rhy	۱۸/۰۰	۶/۰۰	۱/۰۷	۳/۶۴	۰/۹۰	۷/۸۰	۳/۷۰	۰/۷۰	۳/۴۵	۰/۶۰
SG-26-cgb	۶/۷۰	۲/۶۰	۰/۴۶	۲/۰۰	۰/۳۰	۲/۶۰	۱/۲۰	۰/۴۰	۱/۳۵	۰/۲۰
SG-28-cgb	۴/۳۰	۱/۸۰	۰/۳۳	۱/۵۰	۰/۲۰	۱/۶۰	۰/۹۰	۰/۳۰	۱/۲۵	۰/۰۸
SG-32-cgb	۵/۹۰	۲/۳۰	۰/۴۵	۱/۷۵	۰/۳۰	۲/۰۰	۱/۲۰	۰/۳۰	۱/۲۱	۰/۱۰
SG-37-cgb	۴/۴۰	۱/۷۰	۰/۳۲	۱/۵۰	۰/۲۰	۱/۷۰	۰/۷۰	۰/۳۰	۱/۰۰	۰/۱۰
SG-40-cgb	۹/۶۰	۳/۸۰	۱/۰۴	۲/۵۴	۰/۷۰	۵/۳۰	۲/۳۰	۰/۶۰	۲/۸۴	۰/۵۰
SG-67-cgb	۵/۱۰	۲/۴۰	۰/۳۷	۱/۸۳	۰/۳۰	۲/۵۰	۱/۵۰	۰/۳۰	۲/۹۵	۰/۲۰
SG-24-gbd	۲۵/۰۰	۸/۲۰	۲/۰۶	۴/۴۹	۱/۴۰	۱۰/۲۰	۵/۸۰	۱/۰۰	۳/۹۱	۱/۰۰
SG-63-gbd	۶/۹۰	۲/۵۰	۰/۹۵	۱/۷۹	۰/۳۰	۲/۸۰	۱/۶۰	۰/۳۰	۱/۱۱	۰/۳۰
SG-77-gbd	۴۲/۴۰	۱۲/۱۰	۱/۶۶	۶/۹۰	۲/۴۰	۲۰/۴۰	۱۱/۷۰	۱/۶۰	۸/۱۸	۱/۸۰
SG-81-gbd	۲۲/۸۰	۶/۲۰	۱/۱۳	۳/۵۹	۰/۹۰	۷/۹۰	۴/۳۰	۰/۸۰	۳/۱۰	۰/۸۰
SG-21-fgb	۱۰/۶۰	۳/۱۰	۰/۶۰	۲/۴۱	۰/۴۰	۳/۰۰	۱/۶۰	۰/۳۰	۱/۳۵	۰/۲۰
SG-30-fgb	۶/۹۰	۲/۹۰	۰/۵۶	۱/۸۵	۰/۳۰	۲/۶۰	۱/۳۰	۰/۳۰	۱/۷۰	۰/۳۰
SG-65-fgb	۱۲/۵۰	۴/۰۰	۱/۴۰	۲/۷۳	۰/۶۰	۴/۶۰	۲/۵۰	۰/۵۰	۲/۷۴	۰/۴۰
SG-69-fgb	۴/۳۰	۱/۷۰	۰/۶۴	۱/۳۸	۰/۱۰	۱/۳۰	۰/۶۰	۰/۲۰	۰/۶۲	۰/۰۸
SG-73-fgb	۹/۲۰	۳/۱۰	۰/۶۰	۲/۲۳	۰/۵۰	۳/۷۰	۱/۹۰	۰/۴۰	۲/۳۴	۰/۴۰

(bas: basalt؛ rhy: rhyolite؛ cgb: coarse grained gabbro؛ fgb: fine grained gabbro-micro-gabbro؛ gbd: gabbro-diorite)

سوسوریتی شـــدگی، کربناتی شـــدگی، فری هیدریت شدگی، کلریتی شدگی (شـــکل ۴-ه) و به‌ندرت، دگرسانی اپیدوتی و سیلیسی در سنگ‌های بازیک آتش‌فشانی منطقه قابل‌مشاهده‌اند. ظهور بافت کینک‌باند در آمفیبول می‌تواند ناشی از دگرشکلی پس از تبلور در این سنگ‌ها باشد (شکل ۴-و). بافت غربالی نیز می‌تواند نشـــان‌دهنده ناپایداری در شرایط تبلور باشد (Zellmer، 2003).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از آتش‌فشانی‌های بازیک منطقه (الف) میکرولیت‌های پلاژیوکلاز شناور درزمینهٔ شیشه‌ای؛ (ب) فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز درزمینهٔ شیشه-بافت ویتروفیریک؛ (ج) شیشه‌زدایی و بافت اسفرولیتی در حفرات آمیگدالی؛ (د) کلینوپیروکسن درشت خود شکل در حال تبدیل به آمفیبول؛ (ه) کلریت در حفره آمیگدالی؛ (و) اکتینولیت با بافت کینک باند

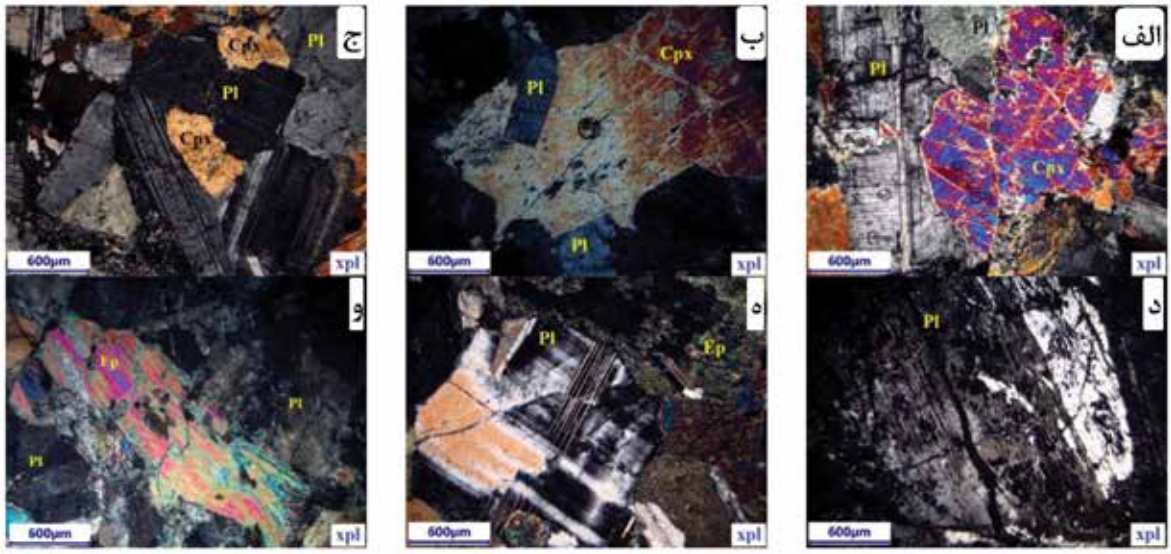
- ســـنگ‌های آذرین درونی و نیمه عمیق منطقه شامل میکروگابرو، گابروهای درشـــت بلـــور و گابرودیوریتی هستند. اغلب به شکل دایک و به‌ندرت سیل هستند، هولوکریستالین بوده و اندیس رنگینگی مزو تا ملانوکرات دارنـــد. بافت‌های رایج در آن‌ها گرانولار، پوئی‌کلیتیک، کنســـرتال (شـــکل ۵-الف)، افیتیک و ساب افیتیک (شـــکل ۵-ب)، اینترگرانولار (شـــکل ۵-ج) و به‌ندرت غربالی (شکل ۵-د) هستند.

کانی‌شناســـی غالب این ســـه نوع دایک شباهت‌های بســـیاری بـــا یکدیگر دارنـــد و به ترتیب شـــامل تیغه‌های پلاژیوکلازهای بازیک تا حدواسط خود شکل تا نیمه شکل دار (گاهی از نوع اولیگوکلاز در بخش‌های حد واسط دایک‌های گابرودیوریتی، شکل ۵-ه)، کلینوپیروکسن (عموماً اوژیت با توجه به زاویه خاموشی)، به‌ندرت اورتوپیروکسن و اولیوین در گابروهای درشـــت بلور و به‌نـــدرت آلبیت در دایک‌های گابرودیوریتی هستند.

به نظر می‌رســـد ادخال‌های فرومنیزیـــن در پلاژیوکلاز (پوئی‌کلیتیک)، از سرد شدن سریع میکروگابروها رخ داده باشـــد (Cas & Wright، 1987). دگرســـانی‌های کلریتی و اپیدوتی را می‌توان در واحدهای ســـنگی مشـــاهده کرد (شـــکل ۵-و). به‌عـــلاوه رگچه‌های نـــازک پومپله‌ایت‌های خورشـــیدی به‌ندرت در برخی از دایک‌ها قابل‌مشـــاهده‌اند که می‌تواند در اثر فشـــار ناشـــی از وزن رســـوبات بالایی و افزایش فشار و دما در سنگ‌های آذرین مدفون تشکیل‌شده باشـــد. این پدیده در بازالت‌های مجموعـــه افیولیتی نیریز مشاهده‌شده است (Arvin، 2018).

زمین‌شیمی

براساس نمودار وینچستر و فلوید (Winchester & Floyd، 1977) سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه بیشـــتر از نوع بازالت، آندزیت-بازالت و ســـاب آلکالن بازالت هستند. از طرفی نمونه شناسایی‌شده به‌عنوان ریوداسیت در مطالعات میکروسکوپی در این نمودار در بخش ریولیت قرار گرفته است (شکل ۶-الف).



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آذرین نیمه عمیق و دایک‌های گابرویی منطقه (الف) رابطه مضرس (کنسرتال) میان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز حاوی ماکل تکراری در بافت هولوکریستالین گابروی درشت بلور؛ (ب) بافت ساب افیتیک با میزبانی پلاژیوکلاز توسط کلینوپیروکسن؛ (ج) پلاژیوکلازهای تخت و سالم در بافت اینترگرانولار؛ (د) پلاژیوکلاز درشت بلور دارای بافت غربالی؛ (ه) رخداد اولیگوکلاز در دایک گابرودیوریتی؛ (و) اپیدوت‌های ثانوی درزمینهٔ سنگ

بر اساس نمودار Middlemost (1994)، میکروگابروها و گابروهای درشت بلور در محدوده گابرو تا گابرودیوریت و دایک‌های گابرودیوریتی در بخش دیوریت-مونزونیت قرار گرفتند (شکل ۶-ب).

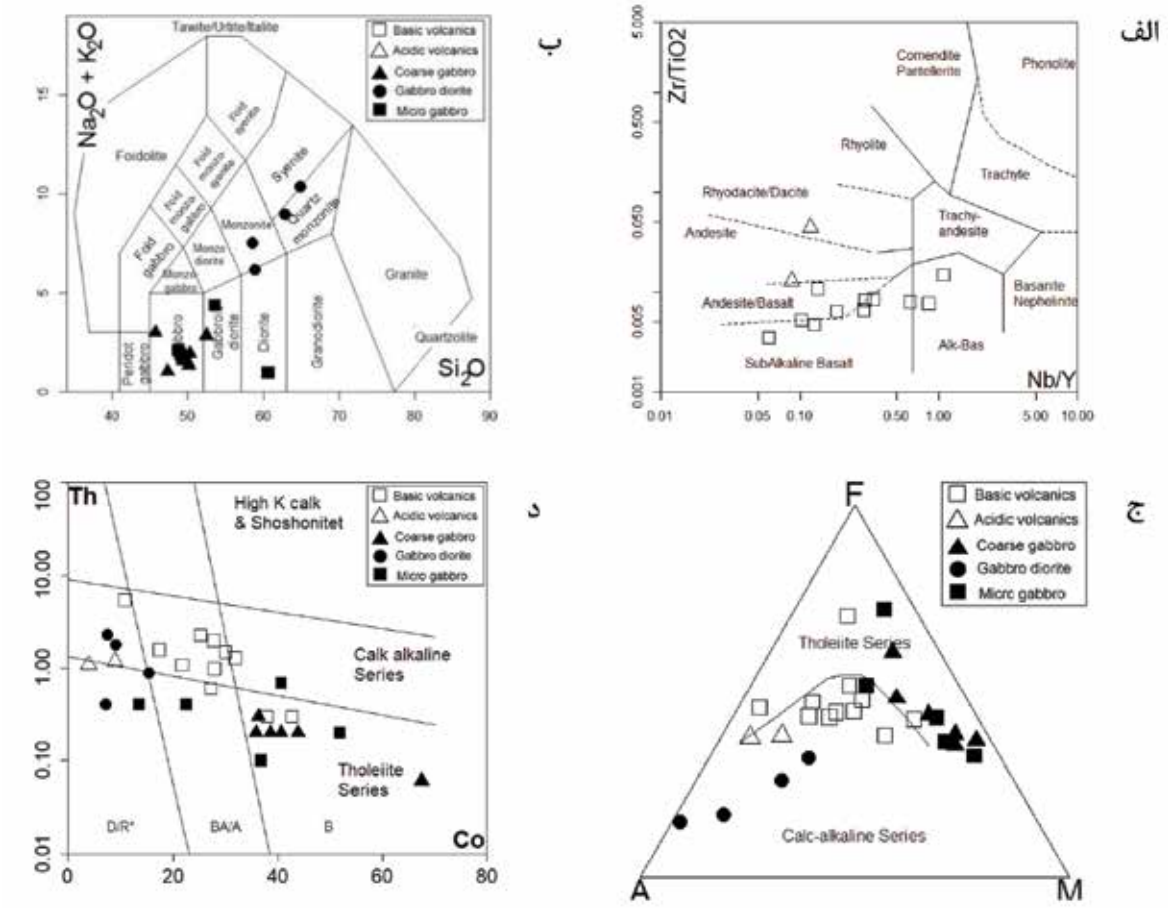
- سری ماگمایی سنگ‌های آتش‌فشانی و نفوذی منطقه: بر اساس Irvine & Baragar، 1971) (شکل ۶-ج) و Hastie et al.، 2007) (شکل ۶-د) اغلب سنگ‌های آتش‌فشانی و نفوذی منطقه در مرز سری تولئیتی و کالک آلکالن قرار دارند. با این حال مشخص است که سنگ‌های نفوذی نیمه عمیق در منطقه بیشتر متعلق به سری تولئیتی هستند؛ این در حالی است که گابرودیوریت‌ها و واحدهای آتش‌فشانی مشخصاً به سری کالک آلکالن تعلق دارند.

نمونه سنگ‌های منطقه برای گوشته اولیه (شکل ۷-الف برای واحدهای آتش‌فشانی و شکل ۷-ب برای سنگ‌های آذرین درونی) و نیز عناصر نادر خاکی در کندریت (شکل ۸-الف برای واحدهای آتش‌فشانی و شکل ۸-ب برای سنگ‌های آذرین درونی) بهنجار شدند (Sun & McDonough، 1989). تقریباً تمامی گروه‌های سنگی موجود غنی‌شدگی نسبی از ELIL (Cs، Rb، Ba، K، Th و U) نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند که می‌تواند نشان‌دهنده پایه گوشته‌ای غنی‌شده یا آلایش پوسته‌ای باشد.

اغلب نمونه‌ها تهی شدگی Nb نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند. تهی شدگی‌های Nb-Ta-Ti (TNT) می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل ماگما در شرایط فرورانش و ماگماتیسم مرتبط با کمان باشد. به دلیل اینکه اغلب نمونه‌ها از نظر آرایه، دارای تغییرات Nb-Pb-Ti مشابهی هستند، احتمال دارد که از نظر ژنتیکی از ریشه مشابهی سرچشمه گرفته باشند. رفتار عناصر یاد شده می‌تواند به‌نوعی مؤید سری ماگمایی کالک آلکالن باشند.

همچنین ناهنجاری مثبت Pb در اغلب نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه به چشم می‌خورد که می‌تواند از شواهد آلایش پوسته‌ای و تأثیر سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده بر روی پایه گوشته‌ای پیش از فرایند ذوب در شرایط ماگماتیسم مرتبط با کمان ماگمایی و فرورانش باشد (Pearce et al.، 2005، Kushiro، 2007 و Zheng et al.، 2018).

در نمودار بهنجاری به گوشته اولیه LREE ها نسبت به HREE ها غنی‌شدگی دارند که می‌تواند نشان‌دهنده درجات ذوب بخشی پایین باشد. فقدان تهی شدگی شدید



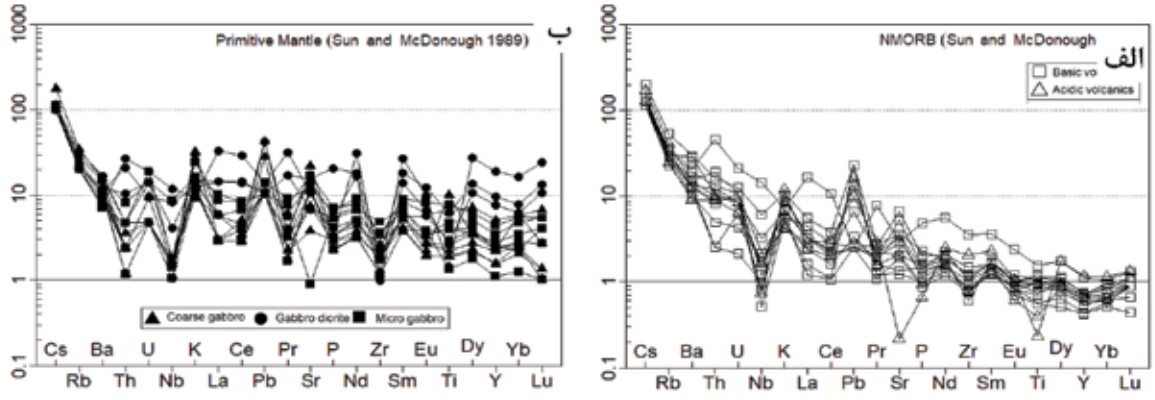
شـــکل ۶. (الف) طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه (بر اســـاس Nb/Y در برابر Zr/Ti_2O) (Winchester & Floyd، 1977)؛ (ب) طبقه‌بندی بر اســـاس SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O ســـنگ‌های آذرین نفوذی منطقه (Middlemost، 1994) (ج) نمودارهای تعیین سری ماگمایی AFM (Irvine & Baragar، 1971)، (د) نمودار Co-Th (Hastie et al.، 2007)

از HREE نشـــان‌دهنده ذوب در میدان پایداری اسپینل با تنها تأثیر جزئی گارنت باقی‌مانده است.

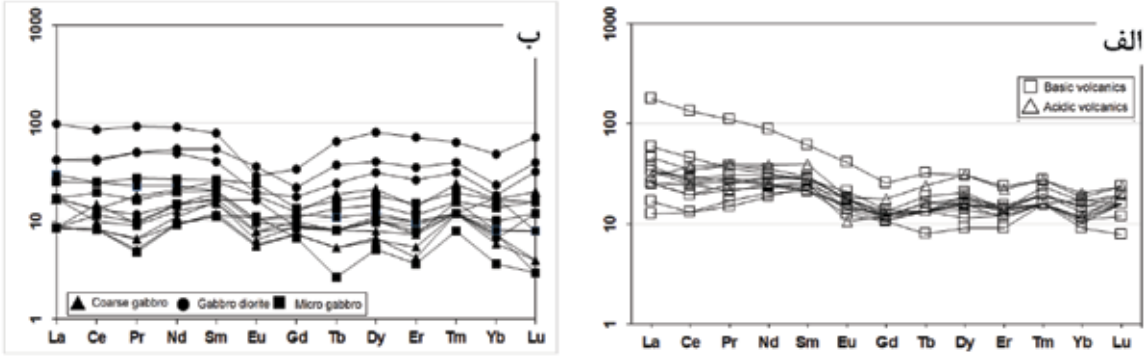
در نمودار بهنجاری REE غنی‌شـــدگی نسبی LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. از Lu تا Gd اغلب نمونه‌ها آرایه نســـبتاً افقی (کم شیب) داشته و تهی شدگی شدیدی از HREE دیده نمی‌شـــود که می‌تواند نشان‌دهنده اندک گارنت باقیمانده در منشـــأ اســـپینل لرزولیتی آن باشـــد. ناهنجاری منفی Eu می‌تواند نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز در طی تکامل ماگمایی باشـــد که در کنار تهی شـــدگی Sr در نمونه‌های آتش‌فشانی اسیدی، می‌تواند دلیلی بر کنترل پلاژیوکلاز در طی تفریق باشد.

در حالت کلی نوعی مشابهت در آرایه عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتش‌فشـــانی منطقه نسبت به کندریت دیده می‌شود (شکل ۸-الف). به‌علاوه در سنگ‌های آذرین درونی و نیمه عمیق دایک‌های گابرودیوریتی نیز حالت مشـــابهی داشته و نسبت به کندریت غنی‌شده‌تر هستند؛ کما اینکه در این سنگ‌ها نیز آرایه عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت، اختلاف چندانی با یکدیگر ندارند (شکل ۸-ب).

رفتـــار متناقض Sr در نمونه ســـنگ‌های آتش‌فشـــانی شاید می‌تواند نشـــان‌دهنده درجات مختلف تبلور و تفریق پلاژیـــوکلاز باشـــد. به‌عـــلاوه آرایه REE در ایـــن نمونه‌ها نزدیکی به ماگماتیســـم مرتبط با کمان را نشـــان می‌دهد (Pearce et al.، 2005، Kushiro، 2007، Zheng et al.، 2018 و Turner & Langmuir، 2022).



شکل ۷. نمودار بهنجاری نمونه سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی منطقه به گوشته اولیه (Sun & McDonough، 1989)

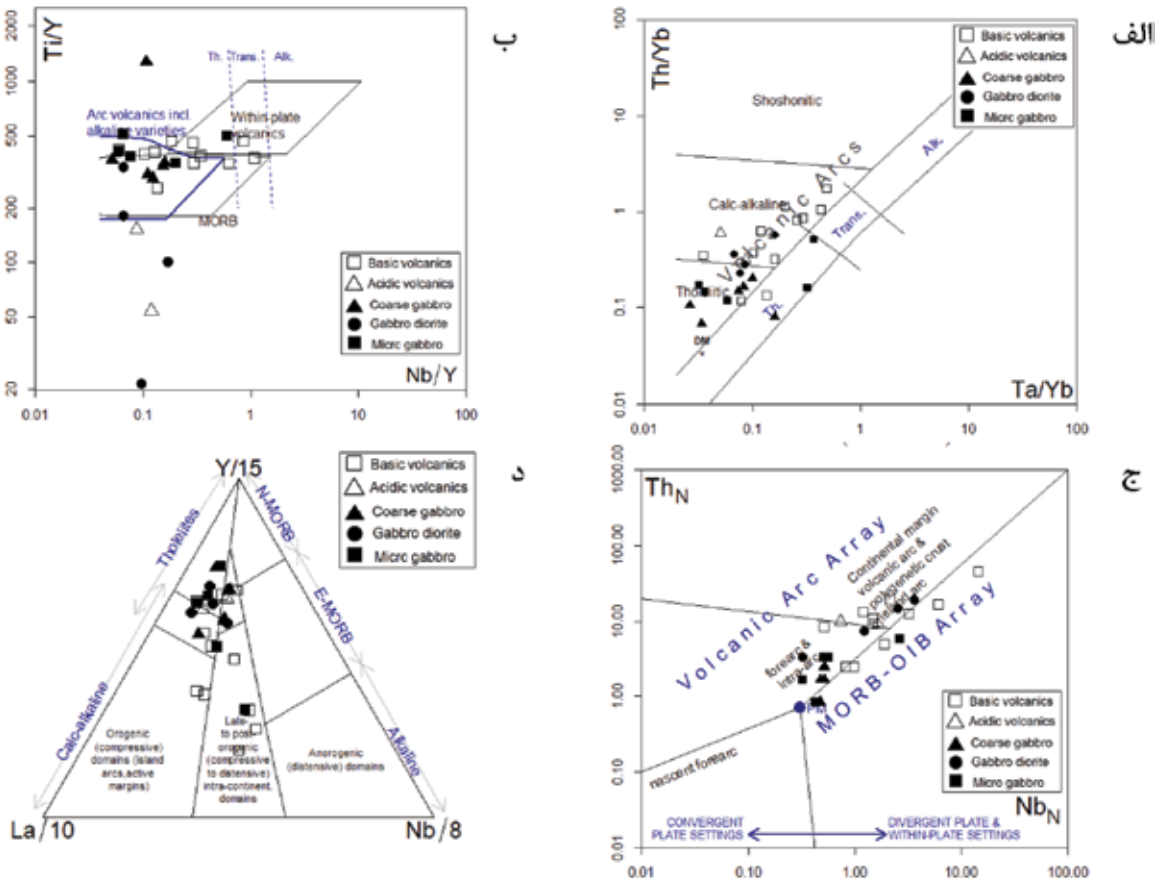


شکل ۸. نمودار بهنجاری نمونه سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی منطقه به REE کندریت (Sun & McDonough، 1989)

- تکتونوماگماتیسم: بر اساس (Pearce 1982)، اغلب نمونه‌های گابرویی گستره متعلق به سری تولئیتی و اغلب سنگ‌های آتش‌فشانی گستره متعلق به سری کالک‌آلکالن هستند و در محیط کمان آتش‌فشانی تشکیل‌شده‌اند. با این حال مرز شاخصی بین آن‌ها وجود ندارد و اغلب آن‌ها بین این دو سری قرار دارند.

غنای Th که باعث تجمع نمونه‌ها در بالای خط محیط کمان آتش‌فشانی شده است، به‌طورکلی می‌تواند یکی از نشانه‌های ماگماتیسم در شرایط فرورانش باشد (شکل ۹-الف). واحدهای آتش‌فشانی و نفوذی منطقه همگی در پهنه ماگماتیسم کمانی (Pearce، 1982) قرارگرفته‌اند (شکل ۹-ب). باوجوداینکه اغلب نمونه‌ها در رژیم کمان ماگمایی قرارگرفته‌اند، ولی برخی از آن‌ها در رژیم میان صفحات قرارگرفته‌اند. چنین حالتی زمانی می‌تواند رخ دهد که بخش‌های پایانی رخدادهای ماگماتیسم در گستره در شرایط کششی رخ داده باشد.

همچنین بر اساس (Saccani، 2015) نمونه‌های موردمطالعه در رژیم ماگماتیسم کمانی (AV) و برخی نیز در مرز آن با رژیم پشته‌های میان‌اقیانوسی قرارگرفته‌اند. در تقسیم‌بندی جزئی‌تر، بیشتر واحدهای نفوذی در پهنه پیش کمان تا میان کمان و بیشتر نمونه‌های آتش‌فشانی در پهنه حاشیه قاره رخداده‌اند (شکل ۹-ج). بر اساس نمودار مثلثی (Cabanis & Lecolle، 1989) سنگ‌های آذرین موردمطالعه شبیه نمودارهای سری ماگمایی در بین سری‌های تولئیت و کالک‌آلکالن و نیز در رژیم تکتونیکی فشارشی کوهزایی، و معدود نمونه‌هایی نیز در پهنه توأم پایان کوه‌زایی تا پسا کوه‌زایی قرارگرفته‌اند. این موضوع می‌تواند بدان معنا باشد که اغلب ماگماهای تشکیل‌شده در گستره در شرایط فرورانش مرتبط با کشش تشکیل‌شده‌اند (شکل ۹-د).



شـــکل ۹. نمودارهای تکتونوماگمایـــی (الـــف) Nb/Y-Ti/Y و (ب) Th/Yb-Ta/Yb (Pearce، 1982)، (ج) نمودار ThN-NbN (Saccani، 2015) (د) نمودار مثلثی La/10-Nb/8-Y/15 (Cabanis & Lecolle، 1989) برای سنگ‌های آذرین گستره

بر اســـاس رحیم‌زاده و همـــکاران (rahimzade et al.، 2021)، وی و همـــکاران (wei et al.، 2017) و نظام وند و رحیم‌زاده (Nezamvand & rahimzadeh، 2023) چنین به نظر می‌رسد چنین رفتاری در سنگ‌های آتش‌فشانی کمان فرورانشی مرتبط با کشش رخ بدهد که این کشش می‌تواند در اثر برگشت ورقه فرورنده و رول بک آن صورت گیرد.

به‌طورکلـــی غنی‌شـــدگی از Th و تهی شـــدگی از Nb می‌توانند از شـــواهد ماگماتیسم مرتبط با کمان در شرایط فرورانش مرتبط باشـــند. به‌عنوان یـــک جمع‌بندی به نظر می‌رســـد که ماگماتیسم در گســـتره موردمطالعه در رژیم تکتونیکی کمان ماگمایی در حین فرورانش رخ داده باشد.

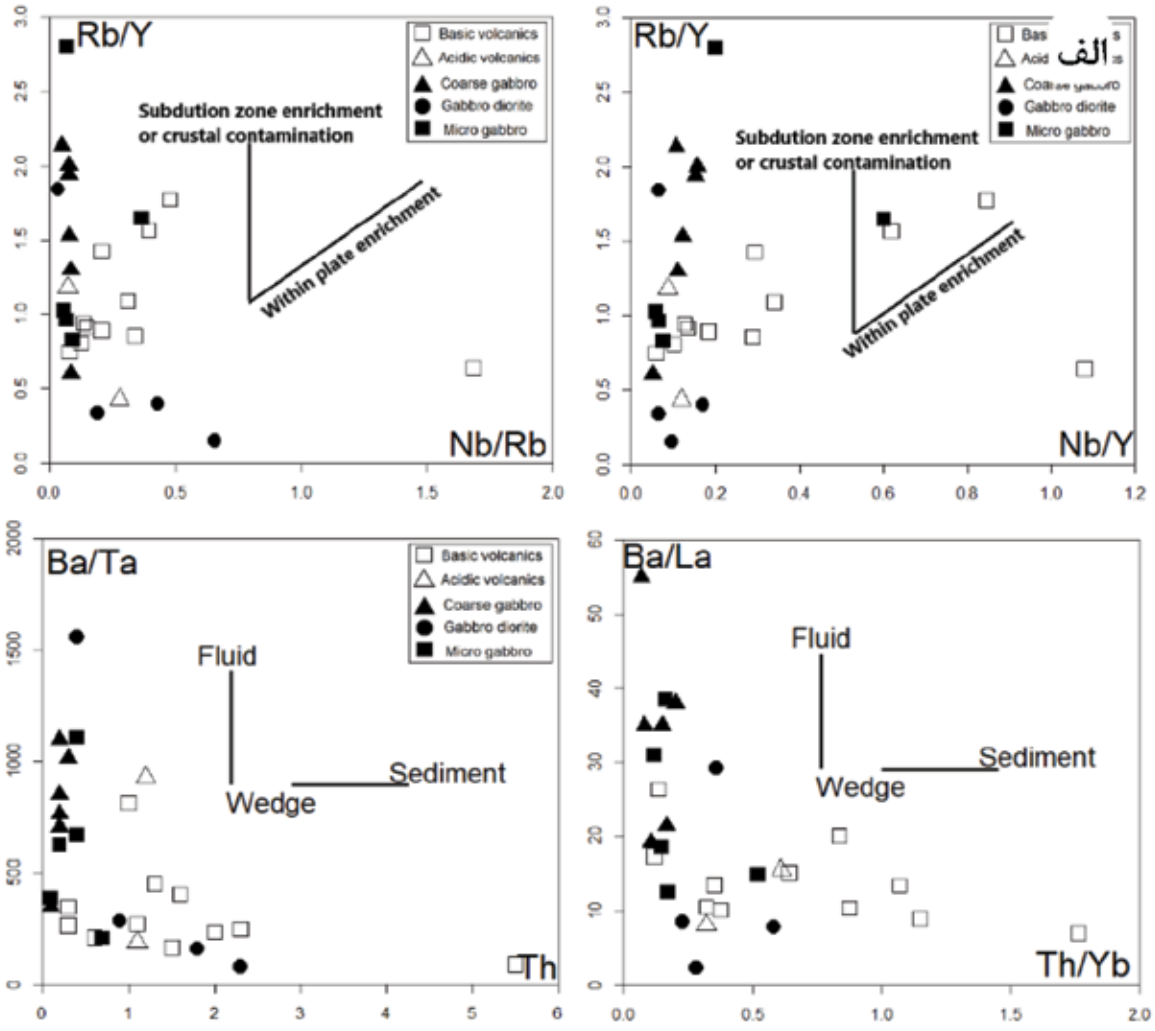
- بررسی تأثیر متاسوماتیســـم بر منشأ گوشته‌ای ماگما: برای مطالعه تأثیر متاسوماتیسم گوشته عوامل متعددی در نظر گرفته می‌شوند که شامل شواهد کانی‌شناختی و شیمیایی هستند؛ به دیگر سخن تنها برای بررسی این موضوع نمی‌توان به نمودارهای شیمیایی بسنده کرد و شـــواهد کانی‌شناختی و ایزوتوپی نیز باید در نظر گرفته شوند. در این بخش بدون پیش‌داوری اولیه فقط سعی شده است برخی شواهد موجود برای سنگ‌های آذرین گستره موردمطالعه قرار گیرند.

بـــر اســـاس (Temel et al.، 1998) ا فزایش نســـبت Rb/Y می‌تواند در اثر غنی‌شدگی ناشی از سیالات یا آلودگی پوســـته‌ای در پهنه فرورانش رخ دهد. افزایش نســـبت‌های Nb/Rb و Nb/Y می‌تواننـــد در اثر غنی‌شـــدگی ناشـــی از پلوم گوشـــته درون صفحات رخ دهنـــد (Thompson et al.، 1984) (شـــکل ۱۰-الف). بالا بودن Th و فقر نســـبت Ba/Ta بیانگر نقش زیاد رسوبات در تولید مذاب بخشی در کمان ماگمایی اســـت (Hawkeswoth et al.، 1997 a & b، Turner et al.، 2006).

به نظر می‌رســـد منشأ گوشته‌ای سنگ‌های آتش‌فشانی

و نفوذی گســـتره تل بارگاه-سرگدار بیش از آنکه تحت تأثیر رســـوبات انباشته در بخش فوقانی ورقه اقیانوسی فرورونده در رژیم فرورانش باشـــند، عموماً متأثر از سیالات آزادشده از ورقه اقیانوســـی فرورونده و تا حـــدی نیز متأثر از ترکیب شیمیایی گوه گوشته‌ای باشد؛ اگرچه واحدهای آتش‌فشانی گســـتره تأثیرپذیری‌های اندکی از شیمی رسوبات موجود بر روی ورقه فرورنده اقیانوسی در رژیم فرورانش را نیز از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ب).

بالا بودن Rb/Y می‌تواند یکی از نشانه‌های غنی‌شدگی با ســـیالات مرتبط با فرورانش تلقی گردد. اغلب گابروهای درشت بلور در نمونه‌ها غنی‌شـــدگی از Ba و Rb دارند که می‌تواند نشـــان‌دهنده تبلور آن‌ها از یـــک ماگمای کمانی اولیه باشـــد. میکروگابروها مشابه هســـتند ولی پراکندگی بیشـــتری دارند. درنهایت، همه این موارد می‌توانند نشان دهند ذوب بخشـــی در گوه گوشـــته‌ای در شرایط فرورانش رخ داده است و سنگ منشأ گوشته‌ای در اثر سیالات ورقه فرورونده دچار متاسوماتیسم شده است. درنهایت، مشارکت رسوبات فوقانی ورقه فرورونده در تغییر شیمی منشأ چندان چشمگیر نبوده است (Kelemen et al.، 2014، Turner & Langmuir، 2022).



شکل ۱۰. (الف) نمودارهای Nb/Rb-Rb/Y و Nb/Y-Rb/Y غنی‌شدگی در سنگ‌های آذرین گستره، (ب) نمودارهای Th-Ba/Th و -Th/Yb Ba/La برای بررســـی نقش رسوبات در فرورانش (بر اساس Thompson et al.، 1984، Temel et al.، 1988، Hawkeswoth et al.، 1997 a & b، Turner et al.، 2006)

نتیجه‌گیری

زمین‌ساخت سنندج-سیرجان جنوبی در بازه زمانی مزوزوئیک تا سنوزوئیک متأثر از کافت اقیانوسی، گسترش اقیانوس نئوتتیس، فرورانش و بسته شدن حوضه اقیانوسی است.

- فعالیت آتش‌فشانی در گستره تل بارگاه-سرگدار با ماهیت بایمدال، بیشتر بازالتی با اجزای فلسیک جزئی، همراه با فعالیت نفوذی محدودی در کرتاسه رخ داده است. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها دارای ویژگی‌هایی است که به منشأ مرتبط با رژیم فرورانش اشاره دارد.
- بیشتر واحدهای بازالتی گستره شواهد میکروسکوپی همچون سرد شدن سریع در محیط زیردریایی و شیشه‌زدایی متأخر، و ناپایداری در شرایط تبلور، از دست دادن آب و کاهش فشار بخار آب در زمان فوران، اختلاط ماگمایی، افت فشار و افزایش سرعت را در زمان صعود ماگما نشان می‌دهند.
- سنگ‌های آذرین گستره دارای سرشت سدیک (فقیر از پتاسیم) هستند و اغلب بین سری‌های کالک‌آلکالن تا تولئیت قرار دارند. با این حال در یک تقسیم‌بندی دقیق‌تر، غالب سنگ‌های آتش‌فشانی گستره و نیز واحد نفوذی گابرودیوریتی سری کالک آلکالن و بیشتر گابروهای درشت بلور و میکروگابروها سرشت تولئیتی نشان می‌دهند.
- همپوشانی سری‌های تولئیتی تا کالک‌آلکالن و قرارگیری بین بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) و تولئیت‌های جزایر قوسی (IAT) می‌توانند نشان‌دهنده آن باشند که ماگماتیسم گستره در دو رژیم متفاوت ژئودینامیکی رخ داده است؛ یکی در شمال نئوتتیس و شاید همگام با فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه اقیانوسی که منجر به توسعه ماگماتیسم جزایر قوسی شده و دوم در جنوب نئوتتیس و مرتبط با پشته‌های میان‌اقیانوسی بوده است.
- منشأ گوشته‌ای ماگمای سنگ‌های آتش‌فشانی در گستره، همگام با فرورانش، شواهدی از متاسوماتیسم سیالات ورقه اقیانوسی فرورونده و گوه گوشته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین منشأ گوشته‌ای ماگمای سنگ‌های آذرین نفوذی بیشتر تحت تأثیر سیالات ورقه اقیانوسی فرورونده و تا حدی متأثر از رسوبات انباشته در بخش فوقانی ورقه اقیانوسی فرورونده هستند؛ اگرچه برای تائید این موضوع هنوز شواهد زیادی لازم است.

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros, Iran, constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, Geologische Rundschau, 94, 401-419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction dominated process, In: Lacombe, O., Grasemann, B., Simpson, G., Eds., Geodynamic Evolution of the Zagros, Geological Magazine. 148, 692-725.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics J., 229, 211-238.
- Arvin, M., 2018. The occurrence of pumpellyite in basaltic igneous rocks from the colored series NE of Neyriz, Iran, Mineralogical magazine, Vol. 46, 428-431.
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R., Hasannejad, S., Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: Mantle plume or active margin? Lithos 308-309, 364-380.
- Azizi, H., Stern, R. J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. Terra Nova, 31(5), 415-423.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18,

1764-1776.

- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 309, 20, 2023- 2029.

- Cas, R. A., Wright, J. V., 1987. Volcanic Successions, Modern & Ancient: Geological Approach to Processes, Products & Succession, London, Allen & Unwin. 528 p.

- Gharibnejad, P., Rosenberg, C. L., Agard, P., Kananian, Omrani, J., 2022. Structural and metamorphic evolution of the southern Sanandaj-Sirjan zone, southern Iran, International Journal of Earth Sciences 112(1):383-415.

- Ghasemi, A., Talbot, C. J., 2005. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), Journal of Asian Earth Sciences xx (2005) 1-11.

- Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M., 2021. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. Chemie der Erde- Geochem. 125687 https: //doi. org/10.1016/j. chemer.2020.125687.

- Ghorbani, M., 2022. The Economic Geology of Iran Mineral Deposits and Natural Resources, Springer Dordrecht Heidelberg, First Pub., 581pp.

- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., 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.

- Hawkesworth, C. J., Turner, S., McDermott, F., Peate, D., Van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. Science 276, 551-555.

- Hawkesworth C. J., Turner S., Peate D., McDermott F., Calsteren P.van., 1997. Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes", Chemical Geology 139, 207-221.

- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences 8, 5, 523-548.

- Jahangiri, H. A., 2021. Geological map and geology report of BaghMolla exploration area, Darab, Fars province (in Persian)", ZBS Co., internal report, 193pp.

- Kelemen, P. B., Hanghøj, K. and Greene, A. R., 2014. One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. In: Treatise on Geochemistry.; 4, ed. by Holland, Heinrich D. and Turekian, Karl K. Elsevier, Amsterdam, pp. 749-806. 2nd edition DOI 10.1016/B978-0-08-095975-7.00323-5.

- Kushiro, I., 2007. Origin of magmas in subduction zones: a review of experimental studies, Proceedings of the Japan Academy Ser B Physical and Biological Sciences 83(1):1-15 ;83(1):1-15. doi: 10.2183/pjab.83.1.

- Lechmann, A., Burg, J.-P. P., Ulmer, P., Mohammadi, A., Guillong, M., and Faridi, M., 2018. From Jurassic rifting to Cretaceous subduction in NW Iranian Azerbaijan: geochronological and geochemical signals from granitoids. Contrib. Mineral. Petrol. 173, 102. doi:10.1007/s00410-018-1532-8

- Mehdipor Ghazi, J., Moazzen, M., 2015. Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran, Turkish Journal of Earth Sciences, (2015) 24: 513-528.

- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock

system. Earth Sci Rev 37:215-224 doi: 10.1016/00128252,94,900299.

- Nezamivand, A., Rahimzadeh, B., 2023. Albin volcanism in Marivan region: Indication of extension in the SanandajSirjan continental arc, Petrological Journal, No. 52, Winter 2023, pp. 107-126, DOI: 10.22108/ijp.2023.135968.1287.

- NIOC, 2002. Geological map of Sargodar 1:100,000 scale.

- Nouri, F., Azizi H., Stern R. J., Asahara, Y., 2023. The Sanandaj-Sirjan Zone (W. Iran) was a Jurassic passive continental margin: Evidence from igneous rocks of the Songhor area, LITHOS 440-441 (2023) 107023.

- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath Zagros: New report of adakites and geodynamic consequences, Lithos, 106, 380-398, doi: 10.1016/j.lithos.2008.09.008.

- Pearce, J. A., 1982. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin, In: Thorpe, R. S., 1982, ed., Andesites. Chichester: John Wiley, 230-249.

- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H., Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana arcbasin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. Geochemistry, Geophys. Geosystems 6. https://doi.org/10.1029/2004GC000895

- Rahimzadeh, B., Mahmoudi, S., Corfu, F., Ahadnejad, V., Von Quadt, A., 2021. A unique period of bimodal volcanism at 130-110 Ma in the northern Sanandaj-Sirjan Zone: Evidence for an extensional setting. Lithos, 392, 106155.

- Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. Geosci Front 6: 481-501.

- Sandsta, N. R., B. Robins, H., Furnes, de Wit, M., 2011. The origin of large varioles in flow-banded pillow lava from the Hooggenoeg Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa. Contributions to Mineralogy and Petrology. vol. 162, no. 2, pp. 365-377.

- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vosoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences, 39, 668-683. doi: 10.1016/j.jseaes.2010.04.014

- Sheikholeslami, M. R., 2002. Évolution Structurale et Métamorphique de la Marge Sud de la Microplaque de l'Iran Central: Les Complexes Métamorphiques de la Région de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan) [Ph.D thesis]: Brest, France, Université de Brest, 164p.

- Sheikholeslami, M. R., Bellon, H., Emami, H., Sabzei, M. & Pique, A., 2003. Nouvelles donnees structuraleset datations 40K-40Ar sur les roches metamorphiques de la region de Neyriz (zone de Sanandaj-Sirjan, Iran meridional). Leur interet dans le cadre du domaine neotethysien du Moyen-Orient: New structural and 40K- 40Ar data for the metamorphic rocks in Neyriz area (Sanandaj-Sirjan Zone, Southern Iran). Their interest for an overview of the Neo-Tethyan domain in the Middle East. Comptes Rendus Geosciences 335, 981-91.

- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan zone, SW Iran): Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 31, 504-521.

- Sheikholeslami, M. R., 2015. Deformations of Paleozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Journal of

Asian Earth Sciences, 2015, 106, 130-149.

- Sheikholeslami, M. R., 2016. Tectono-stratigraphic evidence for the opening and closure of the Neotethys Ocean in the southern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. In: Sorkhabi, R., (ed.) Tectonic evolution, collision, and seismicity of southwest Asia: In honor of Manuel Berberian's forty-five years of research contributions, Geological Society of America, Special Paper 525.

- Shelly, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. classification, textures, microstructures and mineral preferred orientation. Chapman and Hall, London, 385 pp.

- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 52: 1229-1258.

- Sudi Ajirlu, M., Moazzen, M., Hajialioghli, R., 2016. Tectonic evolution of the Zagros Orogen in the realm of the Neotethys between the Central Iran and Arabian Plates: An ophiolite perspective, Central European Geology, Vol. 59/1-4, 1-27.

- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Eds. A. D. Sannders, M. I. Norry. Magmatism in the ocean basin. Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313-345.

- Temel, A., Gundogdu, M. N., Gourgaud, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85, 327-354.

- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transactions of the Royal Society 310, 549-590.

- Turner S., Regelous M., Hawkesworth C., Rostami K., 2006. Partial melting processes above subducting plates: Constraints from 231Pa-235U disequilibria", Geochimica et Cosmochimica Acta 70 480-503.

- Turner, S. J., Langmuir, C. H., 2022. The global chemical systematics of arc front stratovolcanoes: Evaluating the role of crustal processes, Earth and Planetary Science Letters 422:182-193 DOI: 10.1016/j.epsl.2015.03.056.

- Wei, W., Manoj, K.P., Jun-Hong, Z., Wei-Terry, C., Jian-Ping, Z., 2017. Slab breakoff triggered lithosphere-asthenosphere interaction at a convergent margin: the Neoproterozoic bimodal magmatism in NW India. Lithos 296, 281-296.

- Winchester, J. A., & Floyd, P. A., 1977. Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. v. 28, 325-343.

- Zellmer, G. F. and Spaks. S., Wiedeback, M., 2003. Magma Emplacement and Remobilization Timescales Beneath Montserrat: Insights from Sr and Ba Zonation in Plagioclase Phenocrysts. 44. No 8, 1413-1431. Article Navigation, Journal of Petrology, Volume 44, Issue 8, August 2003, Pages 1413-1431, https://doi.org/10.1093/petrology/44.8.1413

- Zheng, L., Zhang, K.J., Tang, X.C., Zhang, Y. X., Li, Z. W., 2018. Mid-Permian rifting in Central China: record of geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes of bimodal magmatism on E Qinghai-Tibetan Plateau. Gondwana Res. 57, 77-89. https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.013.