

ژئوشیمی و پترولوژی ریولیت‌های قره‌داش شاهین‌دژ- شمال غرب ایران: بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی ولکانیسم پس از برخوردی

معصومه آهنگری^{۱*}، معصومه نظری^۲ و محسن مؤذن^۳

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۱/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۳/۱۷

چکیده

ریولیت‌های قره‌داش شاهین‌دژ از نوع ریولیت‌های پرآلومینوس با مقدار SiO_2 و K_2O بالا هستند. این سنگ‌ها از درشت بلورهای کوارتز، فلدسپار پتاسیم به همراه مقادیر اندک پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزدانه و غنی از فلدسپارهای پتاسیم تشکیل یافته‌اند. از لحاظ ژئوشیمیایی این سنگ‌ها از LREEها و LILEها غنی شده هستند و در مقابل مقدار HREEها و HFSEها تهی‌شدگی نشان می‌دهد.

بررسی روابط صحرایی، بافتی و سنگ‌شناسی به همراه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل نشان می‌دهند ماگمای به وجود آورنده ریولیت‌های قره‌داش دارای منشأ پوسته‌ای است که بواسطه تفریق بلوری (پلاژیوکلاز و تیتانومگنتیت) ترکیب آن دستخوش تغییر شده است. آنومالی منفی Sr، Eu و Ti در نمودارهای چند عنصری بیانگر تفریق بلوری است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی ریولیت‌های قره‌داش مانند مقادیر نسبت‌های Rb/Nb ، K/Rb ، Rb/Sr ، Rb/Ba و Ga/Al مشابه با گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type در محیط‌های پس از برخوردی هستند. با در نظر گرفتن سن پرکامبرین برای این توده، به احتمال زیاد فازهای کششی بعد از بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس عامل تشکیل این توده بوده است.

واژه‌های کلیدی: ریولیت، ژئوشیمی، پرآلومینوس، محیط تکتونیکی پس از برخوردی، شاهین‌دژ، ایران مرکزی.

مقدمه

قرار گرفته‌اند (Moayyed, 2013).
با این وجود، مطالعه خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌ها کمک زیادی به درک تحولات فرآیندهای پوسته‌ای به ویژه پوسته فوقانی کرده و به عنوان ابزاری مهم برای تشخیص ترکیب و ساختار پوسته مورد استفاده قرار می‌گیرد (Zhang et al., 2018). همچنین می‌توان از این خصوصیات

ریولیت سنگ آذرین فلسیک است و حاصل فوران ماگما با ترکیب گرانیتی بر روی سطح زمین می‌باشد. این سنگ‌ها اغلب با توجه به گرانروی بالا دارای گسترش بسیار کمی در سطح زمین هستند و با در نظر گرفتن گستردگی کم و رخنمون اندک در سطح زمین کمتر مورد مطالعه و بررسی

* نویسنده مرتبط: m.ahangari@urmia.ac.ir

شاهین‌دژ و سقز و بین مختصات جغرافیایی ۴۳° ۴۶' تا ۵۷° ۴۶' طول شرقی و ۳۷° ۳۶' تا ۴۱° ۳۶' عرض شمالی رخنمون یافته‌اند. از لحاظ تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناسی ساختاری ایران (Stöcklin, 1968) و پهنه‌بندی رسوبی (آقناباتی، ۱۳۸۳)، این منطقه بخشی از پهنه‌بندی ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل ۱-الف). بازه سنی سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه بسیار وسیع بوده و از پرکامبرین تا عهد حاضر در تغییر است (شکل ۱-ب) قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه رسوبات دگرگون شده مربوط به سازند کهر با سن پرکامبرین است. این سازند از مجموعه سنگ‌های غیر قابل تفکیک با ترکیب اسلیت و کالک‌شیت، کوارتزیت‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری تیره و آهک‌های ماسه‌ای نازک لایه تا ورقه‌ای تشکیل شده است. واحدهای تفکیک پذیر سازند کهر شامل لیتیک توف، توف‌های ماسه‌سنگی و شیل‌های قهوه‌ای تیره، تراکی آندزیت تا لاتیت کوارتزدار و ریولیت قره‌دش (شکل ۲-الف، ب) هستند. ریولیت‌های رخنمون یافته در بین رسوبات سازند کهر، در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز (حریری و همکاران، ۱۳۸۲) و ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳) به پرکامبرین نسبت داده شده‌اند. این سنگ‌ها توسط رسوبات سازند بایندر و سلطانیه پوشیده شده‌اند. ریولیت‌های قره‌دش معادل خروجی گرانیات دوران در نظر گرفته می‌شوند (علوی و همکاران، ۱۳۶۱). در منطقه مورد مطالعه سازندهای بایندر، دولومیت‌های سلطانیه، زاگون و لالون رسوبات و سنگ‌های مربوط به پرکامبرین پسین و کامبرین قرار دارند. نهشته‌های مربوط به پرمین در گستره مورد مطالعه اندک می‌باشند و شامل دولومیت، دیاباز و سنگ آهک‌های موجود در سازند روته هستند (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳).

مزوزوئیک در منطقه مورد مطالعه با رسوبات مربوط به تریاس (سازند الیکا)، ژوراسیک (سازندهای شمشک، دلچای و لار) و کرتاسه (سنگ آهک‌های مارنی و سنگ آهک‌های ماسه‌ای با رنگ مایل به سبز) مشخص می‌شود. رسوبات سنوزوئیک گسترده‌ای به نسبت قابل ملاحظه‌ای

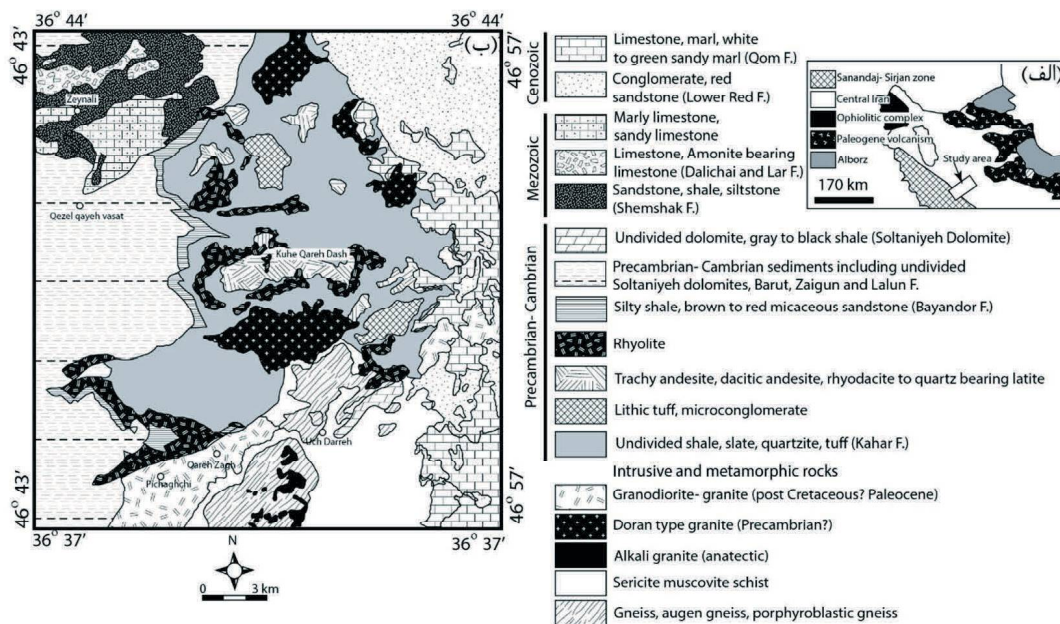
برای تشخیص منشأ ماگمای به وجود آورنده این سنگ‌ها استفاده کرد (Mbowou et al., 2015). در موارد متعددی، از ترکیب ژئوشیمیایی ریولیت‌ها برای شناسایی کانسارهای با ارزش همچون سولفیدهای توده‌ای نیز بهره گرفته شده است (Gaboury and Pearson, 2008).

از لحاظ جایگاه تکتونیکی، ریولیت‌ها را می‌توان در اکثر جایگاه‌های تکتونیکی همچون جایگاه‌های پس از برخورد (Oliveira et al., 2015)، حاشیه فعال قاره‌ای (Faramarzi et al., 2015; Luchitskaya et al., 2017) و درون صفحات تکتونیکی (Luchitskaya et al., 2017; Shao et al., 2015) مشاهده کرد. منشأ ماگماهای ریولیتی متنوع است، می‌تواند از بخش‌های مختلف زمین همچون گوشته غنی شده، گوشته تهی شده و پوسته فلسیکی به وجود آید (Mbowou et al., 2015).

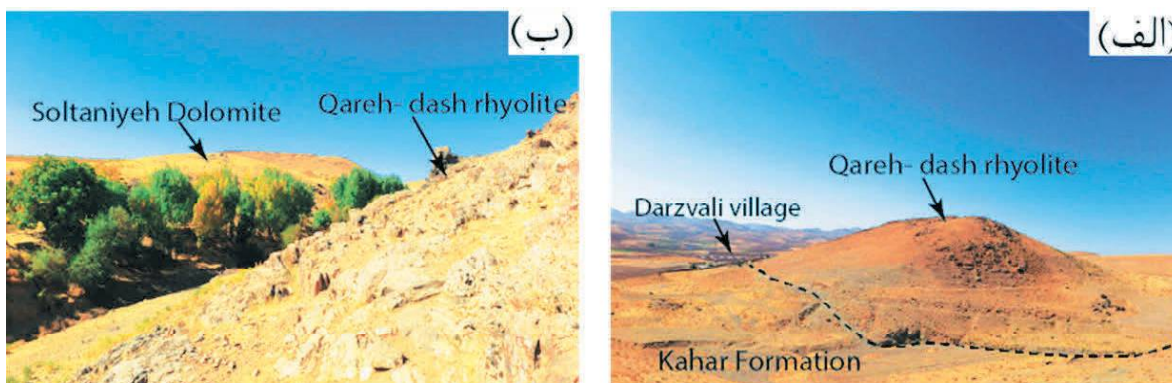
بررسی ریولیت‌های قره‌دش واقع در شاهین‌دژ در استان آذربایجان غربی موضوع تحقیق حاضر را بخود اختصاص داده است. سن این سنگ‌ها با توجه به اینکه با سنگ‌های سازند کهر همراه می‌باشند و توسط رسوبات پالئوزوئیک مانند سازند بایندر و سلطانیه پوشیده می‌شوند به پرکامبرین نسبت داده شده است (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳). در این خصوص آقناباتی (۱۳۸۳) ریولیت‌های قره‌دش را هم‌ارز با ریولیت‌های مهاباد، تکنار، اسفوردی، موته و ریولیت‌های موجود در سری‌های ریزو و هرمز معرفی کرده است. همچنین علوی و همکاران (۱۳۶۱) ریولیت‌های شاهین‌دژ و مهاباد را معادل با گرانیات دوران در نظر می‌گیرند. هر چند ولی‌زاده و اسماعیلی (۱۳۷۵) بر این عقیده هستند که گرچه ریولیت‌های شاهین‌دژ و مهاباد در یک فاز مشابه با گرانیات دوران تشکیل شده‌اند، ولی دارای منشأ یکسان و مشترک نیستند. تحقیق حاضر با بررسی خصوصیات ژئوشیمی سنگ کل ریولیت‌های قره‌دش، سعی در شناسایی پتروژنز و نحوه تشکیل این سنگ‌ها کرده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

ریولیت‌های مورد مطالعه در تحقیق حاضر در گستره تا اندازه‌ای به نسبت وسیع در بین شهرستان‌های بوکان،



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌ساختی ایران (برگرفته از آقائباتی، ۱۳۸۳)، ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳)



شکل ۲. تصاویر صحرایی از ریولیت‌های قره‌دش، الف) فوران ریولیت‌های قره‌دش در بین سنگ‌های سازند کهر (دید به سمت جنوب‌غرب)، ب) ریولیت‌های قره‌دش در مجاورت دولومیت‌های سلطانیه (دید به سمت شمال‌غرب).

روش مطالعه

در خصوص انجام تحقیق حاضر مطالعات صحرایی گسترده‌ای برای تعیین خصوصیات صحرایی ریولیت‌های قره‌دش و نیز تعیین ارتباط سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های اطراف صورت گرفته و پس از انجام مطالعات پتروگرافی هشت نمونه سالم و کمتر دگرسان شده از ریولیت‌های مورد مطالعه برای انجام تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل به روش XRF (تعیین مقدار عناصر اصلی) و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، برای تعیین عناصر فرعی و کمیاب) انتخاب و به شرکت ActLabs واقع در کشور کانادا ارسال شد.

در گستره مورد مطالعه داشته و شامل سازندهای قرمز زیرین با ترکیب کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز رنگ و سازند قم با ترکیب آهک‌های سفید تا زرد و مارن هستند (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳). همچنین در گستره مورد مطالعه، توده‌های متعدد اسیدی نفوذی و خروجی برونزد دارند که از جمله آن‌ها می‌توان به گرانیت‌های معادل گرانیت دوران و گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌هایی با سن اواخر کرتاسه-پالئوسن اشاره کرد (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳).

سنگ‌شناسی

ریولیت‌های قره‌داش در نمونه دستی به رنگ‌های صورتی و خاکستری قابل مشاهده هستند. با این وجود در برخی موارد با توجه به حضور کانی‌های ثانویه همچون کلریت و اکسیدهای آهن به رنگ‌های سبز و قرمز نیز مشاهده می‌شوند. در مطالعات میکروسکوپی این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری می‌باشند و حاوی درشت بلورهای کوارتز، فلدسپار پتاسیم و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای تا بسیار ریز بلور هستند (شکل ۳-الف). در برخی از نمونه‌ها بافت جریان‌ی در زمینه دانه‌ریز سنگ به خوبی قابل تشخیص است (شکل ۳-ب). بافت اسفرولیتی (شکل ۳-پ) و بادامکی (شکل ۳-ت) نیز در برخی از نمونه‌ها قابل مشاهده می‌باشند. کوارتزهای ریزبلور و بی‌شکل به همراه فلدسپار پتاسیم و مقادیر اندکی از پلاژیوکلاز زمینه ریزبلور سنگ‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. بیوتیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر کانی‌های فرعی موجود در ترکیب ریولیت‌های قره‌داش هستند.

درشت بلورهای کوارتز اغلب به صورت شکل‌های نیمه خودشکل تا بی‌شکل ظاهر شده و دارای خاموشی موجی هستند. در نمونه‌های مطالعه شده اندازه این کانی از یک تا چهار میلی‌متر در تغییر است. حاشیه خلیج‌خوردگی در بسیاری از بلورهای کوارتز در ریولیت‌های قره‌داش مشاهده می‌شود (شکل ۳-ث). در برخی موارد بلورهای سوزنی شکل فلدسپار پتاسیم به صورت ادخال در درون درشت بلورهای کوارتز حضور دارند (شکل ۳-ج).

درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم موجود در سنگ‌های مورد مطالعه اغلب دارای ترکیب سانیدین (شکل ۳-چ) می‌باشند و در موارد اندکی آنورتوکلاز با ماکل مشبک (شکل ۳-ح) هستند. این کانی‌ها به صورت شکل‌های نیمه‌خود شکل تا بی‌شکل می‌باشند و دارای ابعادی در حدود یک تا سه میلی‌متر هستند. ماکل کارلسباد در برخی از درشت بلورهای سانیدین قابل مشاهده است. این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه با ترکیب سربیسیت و کائولن تجزیه شده است.

درشت بلورهای پلاژیوکلاز با ابعادی در حدود دو میلی‌متر

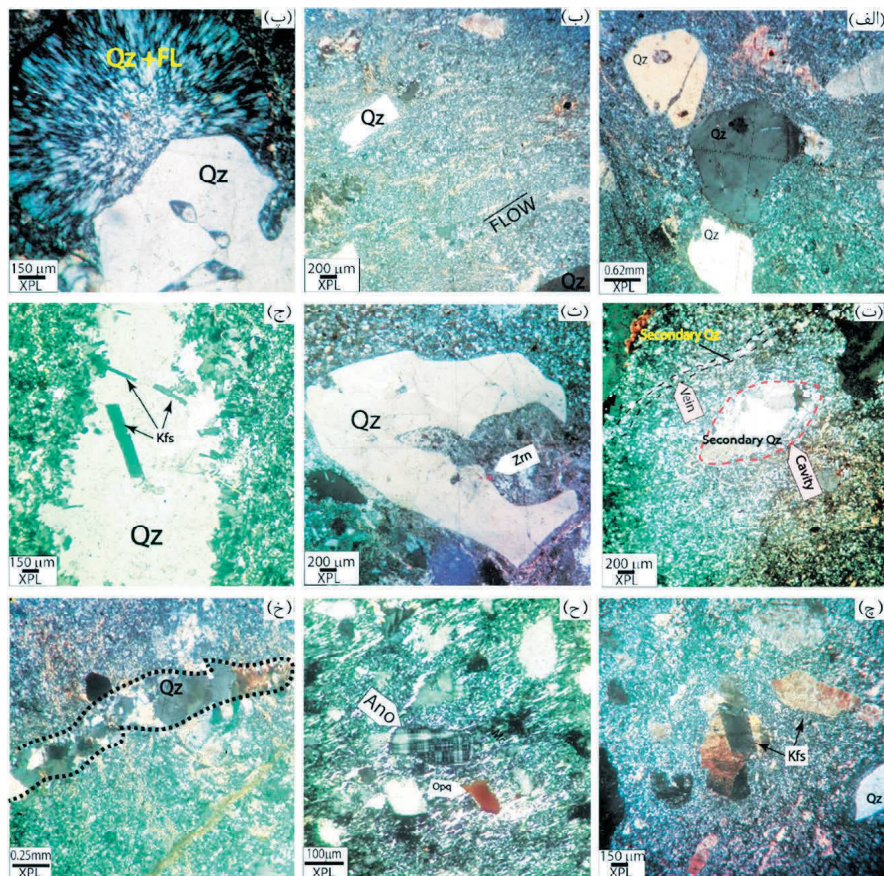
و با شکل‌های نیمه‌خود شکل تا بی‌شکل و با فراوانی کمتر از درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم در ریولیت‌های مورد مطالعه ظاهر شده‌اند. پلاژیوکلاز در اغلب موارد به کانی‌های ثانویه همچون کانی‌های رسی تجزیه شده است. در مواردی کوارتزهای ثانویه به صورت رگه‌های باریک، سنگ‌های مورد مطالعه را قطع کرده‌اند (شکل ۳-خ).

شیمی سنگ کل

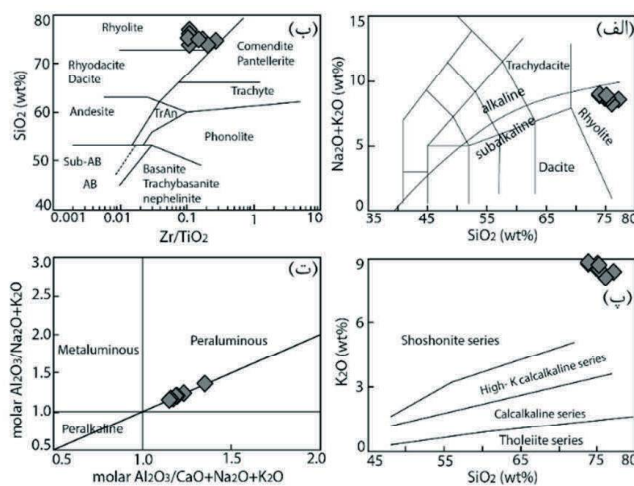
عناصر اصلی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. تغییرات مشاهده شده در مقدار اکسیدهای اصلی موجود در ترکیب ریولیت‌های قره‌داش چندان زیاد نیست. مقادیر SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه بالا است و از $73/89$ تا $77/22$ درصد وزنی اکسیدها در تغییر می‌باشند. ریولیت‌های قره‌داش دارای مقادیر بالایی از مجموع $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ($8/27 - 8/93$ wt%) هستند. نمونه‌های تجزیه شده در نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (TAS) (Irvine and Baragar, 1971) در گستره ریولیت‌های ساب‌آلکالن (شکل ۴-الف) واقع شده‌اند. استفاده از نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) برای طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه نیز نتایج مشابهی در بردارد (شکل ۴-ب). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) نمونه‌های مورد مطالعه در گستره شوشونیتی (شکل ۴-پ) قرار گرفته‌اند. با این وجود مقدار پایین Sr (کمتر از 200 ppm) در نمونه‌های مورد مطالعه با سری ماگمایی شوشونیتی همخوانی ندارد (Oliveira et al., 2015). سنگ‌های متبلور شده از ماگماهای سری شوشونیتی دارای مقادیر بسیار بالایی از عناصر LIL هستند (Callegari et al., 2004; Joplin, 1968; Morrison, 1980).

سنگ‌های مورد مطالعه دارای مقادیر پایین MgO ($0/19 - 0/14$ wt%) و Fe_2O_3 کل ($12/23 - 1/12$ wt%) هستند. مقدار Al_2O_3 در ریولیت‌های قره‌داش از $11/29$ تا $12/32$ درصد وزنی اکسیدها در تغییر است. مقدار نسبت A/CNK (نسبت مولی $(\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) در ریولیت‌های قره‌داش از $1/17$ تا $1/35$ در تغییر است. در نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از ریولیت‌های قره‌داش، الف) درشت بلورهای کوارتز با بافت پورفیری در زمینه دانه ریز، ب) بافت جریان در زمینه ریولیت‌ها، پ) بافت اسفرولیتی با کوارتزها و فلدسپارهای شعاعی، ت) بافت بادامکی که توسط کوارتزهای ثانویه پر شده است، ث) درشت بلور کوارتز با حاشیه خلیج‌خوردگی به همراه کانی زیرکن در زمینه سنگ، ج) حضور بلورهای سوزنی شکل فلدسپار پتاسیم به صورت ادخال در درون درشت بلور کوارتز، چ) درشت بلورهای سانیدین در زمینه دانه ریز، برخی از درشت بلورهای سانیدین حاوی ماکل کارلسباد هستند. تجزیه‌شدگی بلورها به کانی‌های رسی نیز بخوبی قابل مشاهده است، ح) کانی آنورتوکلاز با ماکل مشبک، خ) رگه پر شده از کوارتزهای ثانویه که سنگ‌های مورد مطالعه را قطع کرده است. Qz: کوارتز، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Ano: آنورتوکلاز، Opq: کانی‌های کدر، Zm: زیرکن، Flow: جهت جریان در زمینه سنگ‌ها



شکل ۴. الف) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (برگرفته از Irvine and Baragar, 1971)، ریولیت‌های قره‌داش در گستره ریولیت‌های ساب‌آلکالن واقع شده‌اند، ب) نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (برگرفته از Winchester and Floyd, 1977)، نمونه‌ها در گستره ریولیت واقع شده‌اند، پ) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (برگرفته از Peccerillo and Taylor, 1976)، نمونه‌ها در گستره شوشونیتی واقع شده‌اند، ت) نمودار $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در برابر $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (برگرفته از Maniar and Piccoli, 1989)، نمونه‌ها در گستره پرالومینوس قرار گرفته‌اند

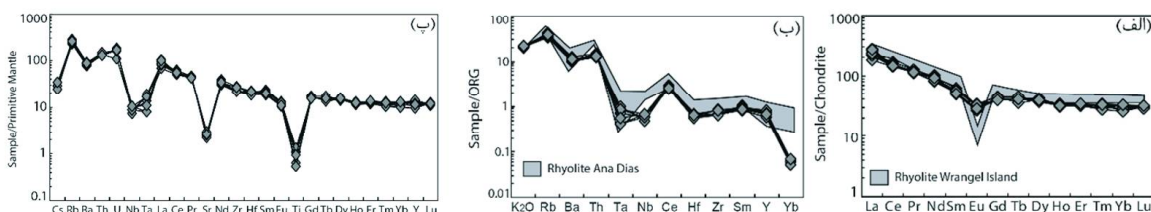
منفی می‌باشد و نسبت $(La/Sm)_N$ از ۳/۵۵ تا ۵/۰۷ در تغییر است. در این الگوی Eu آنومالی منفی از خود نشان داده و مقدار Eu/Eu^* به صورت ۰/۵۹-۰/۶۹ است. این اثر می‌تواند بیانگر جدایش پلاژیوکلاز در طی تبلور تفریقی ماگمای به‌وجود آورنده سنگ‌های مورد مطالعه باشد (Luchitskaya et al., 2017). همچنین الگوی به نسبت سطح از Ho تا Lu برای HREE ها در نمونه‌های مورد مطالعه قابل مشاهده می‌باشد و نسبت $(Ho/Lu)_N$ در این سنگ‌ها نزدیک به یک است. در شکل ۵-الف الگوی عناصر نادر خاکی ریولیت‌های قره‌داش با ریولیت‌های نوع A منطقه Wrangel Island (Luchitskaya et al., 2017) مورد مقایسه قرار گرفته است. روند مشاهده شده برای ریولیت‌های مورد مطالعه مشابه با ریولیت‌های نوع A است.

الگوی عناصر نرمالیز شده به ORG^3 (گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی، داده‌ها از Pearce et al., 1984) با نسبت نزدیک به یک برای $HFSE^4$ (Hf, Nb, Ta و Zr)، Sm و Y، غنی‌شدگی LILE (Ba, K, Rb) ها، غنی‌شدگی Ce و آنومالی منفی Yb مشخص می‌شود (شکل ۵-ب). در شکل ۵-ب الگوی عناصر نرمالیز شده به ORG برای ریولیت‌های پس از برخوردی Ana Dias در برزیل (Oliveira et al., 2015) برای مقایسه با ریولیت‌های قره‌داش نشان داده شده است. ریولیت‌های قره‌داش روندی مشابه با ریولیت‌های پس از برخوردی آنادیز از خود نشان می‌دهند.

(Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌های تجزیه شده در گستره پیرآلومینوس واقع شده‌اند (شکل ۴-ت). خصوصیات ژئوشیمیایی مشاهده شده برای عناصر اصلی در ریولیت‌های قره‌داش همچون بالا بودن مقادیر Na_2O+K_2O (۸/۸-۲۷/۹۳ wt%)، $FeO/(FeO+MgO)$ (۰/۰-۸۴/۹۳) و شاخص آگپیتی $Al_2O_3 (Na_2O+K_2O)/ = ۰/۷۳-۰/۸۳$ (molar) مشابه با سری‌های پیرآلومینوس و متآلومینوس اشباع از سیلیسی است که همراه با گرانیت‌های A-type در جایگاه‌های پس از برخوردی قابل مشاهده است (Nardi and Bitencourt, 2009; Oliveira et al., 2015).

عناصر فرعی و کمیاب

ریولیت‌های قره‌داش دارای مقادیر به نسبت بالای Ba (۴۹۸-۶۰۹ ppm)، Rb (۱۳۵-۱۶۹ ppm) و Zr (۲۲۲-۲۹۱ ppm) در ترکیب خود هستند. در مقابل، مقدار Sr (۴۴-۵۸ ppm) در ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه پایین است. الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (داده‌ها از McDonough and Sun, 1995) برای ریولیت‌های قره‌داش با غنی‌شدگی $LREE^1$ ها در مقایسه با $HREE^2$ ها مشخص می‌شود (شکل ۵-الف). به طوری که مقدار LaN برای نمونه‌های مورد مطالعه ۱۸۳ تا ۲۷۸ برابر کندریت می‌باشد و نسبت $(La/Yb)_N$ برای نمونه‌های تجزیه شده از ۶/۰۰ تا ۱۷/۰۱ در تغییر است. در الگوی نرمالیز شده به کندریت، $LREE$ ها دارای شیب



شکل ۵، الف) نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت، (داده‌ها از McDonough and Sun, 1995). الگوی عناصر نادر خاکی ریولیت‌های قره‌داش با ریولیت‌های منطقه Wrangel Island (Luchitskaya et al., 2017) مورد مقایسه قرار گرفته است، ب) الگوی چند عنصری نرمالیز شده به ORG (گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی، (داده‌ها از Pearce et al., 1984). الگوی عناصر نرمالیز شده به ORG برای ریولیت‌های پس از برخوردی Ana Dias در برزیل (Oliveira et al., 2015) جهت مقایسه با ریولیت‌های قره‌داش نشان داده شده است، پ) الگوی چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (داده‌ها از McDonough and Sun, 1995).

1. Light Rare Earth Elements
2. Heavy Rare Earth Element
3. Ocean Ridge Granites
4. High Field Strength Elements

در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه عناصر Nb، Ta، Ti، Sr و Cs از خود نشان می‌دهند (داده‌ها از McDonough and Sun (1995) نمونه‌های (شکل ۵-پ). همچنین آنومالی ضعیف منفی برای Ba و Eu مورد مطالعه از LILE^۱ها غنی شده و آنومالی منفی برای در این نمونه‌ها قابل مشاهده است.

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در ریولیت‌های قره‌داش

	SHRY-1	SHRY-2	SHRY-3	SHRY-4	SHRY-5	SHRY-6	SHRY-7	SHRY-8
SiO ₂	۷۷/۲۲	۷۳/۸۹	۷۵/۱۸	۷۴/۹۳	۷۶/۱۱	۷۵/۳۳	۷۳/۹۶	۷۵/۲۲
Al ₂ O ₃	۱۱/۴۱	۱۲/۰۲	۱۱/۷۶	۱۱/۲۹	۱۲/۳۲	۱۱/۴۷	۱۱/۴۴	۱۱/۲۶
TiO ₂	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۲۷	۰/۱۱	۰/۱۹
CaO	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳
MgO	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۴
FeO	۱/۰۱	۲/۰۱	۱/۴۰	۱/۶۱	۱/۲۳	۱/۹۴	۱/۹۳	۱/۸۹
Na ₂ O	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۷
K ₂ O	۸/۳۸	۸/۷۵	۸/۷۷	۸/۵۶	۸/۱۲	۸/۵۵	۸/۸۱	۸/۷۳
P ₂ O ₅	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳
MnO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
LOI	۰/۸۳	۱/۰۴	۱/۲۱	۱/۱۴	۰/۹۸	۱/۳۲	۱/۲۲	۱/۱۱
Total	۹۹/۶۸	۹۸/۵۲	۹۹/۰۲	۹۸/۲۶	۹۹/۴۹	۹۹/۵۴	۹۸/۰۶	۹۸/۹۸
Minor elements								
Ba	۵۰۰/۰۰	۶۰۹/۰۰	۴۹۸/۰۰	۵۲۱/۰۰	۵۷۷/۰۰	۵۴۲/۰۰	۵۵۲/۰۰	۵۷۹/۰۰
Ce	۸۵/۱۰	۱۰۵/۰۰	۹۵/۰۰	۹۷/۰۰	۸۸/۰۰	۹۱/۰۰	۸۹/۰۰	۹۱/۰۰
Cr	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Cs	۰/۶۰	bd	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۷۰	۰/۵۰	۰/۷۰
Cu	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Er	۵/۴۰	۵/۲۰	۵/۶۰	۵/۳۰	۵/۷۰	۵/۲۰	۵/۳۰	۵/۷۰
Eu	۱/۶۷	۱/۹۳	۱/۷۸	۱/۵۵	۱/۶۳	۱/۹۷	۱/۸۹	۱/۶۶
Ga	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۵/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۵/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰
Ge	۱/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۲/۰۰
Gd	۸/۳۰	۹/۳۰	۸/۴۰	۸/۸۰	۸/۲۰	۹/۱۰	۸/۲۰	۸/۲۰
Hf	۵/۲۰	۶/۰۰	۵/۶۰	۵/۵۰	۵/۰۰	۶/۳۰	۶/۰۰	۶/۰۰
Ho	۱/۹۰	۱/۹۰	۱/۹۰	۱/۸۰	۱/۸۰	۱/۷۰	۱/۸۰	۱/۸۰
La	۴۳/۵۰	۵۳/۰۰	۶۲/۰۰	۵۷/۰۰	۵۱/۰۰	۶۶/۰۰	۵۵/۰۰	۶۳/۰۰
Lu	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۷۹
Nb	۶/۰۰	۷/۰۰	۶/۰۰	۵/۰۰	۶/۰۰	۷/۰۰	۶/۰۰	۷/۰۰
Nd	۳۷/۳۰	۴۵/۳۰	۴۱/۴۰	۴۷/۵۰	۴۴/۷۰	۳۹/۲۰	۴۳/۲۰	۴۲/۴۰
Ni	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Pb	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Pr	۱۰/۹۰	۱۱/۹۰	۱۱/۳۰	۱۰/۶۰	۱۱/۹۰	۱۰/۸۰	۱۱/۱۰	۱۰/۸۰
Rb	۱۳۵/۰۰	۱۶۵/۰۰	۱۴۹/۰۰	۱۴۱/۰۰	۱۶۸/۰۰	۱۵۷/۰۰	۱۶۱/۰۰	۱۵۴/۰۰
Sc	۱۲/۰۰	۶/۰۰	۸/۰۰	۱۴/۰۰	۱۲/۰۰	۱۲/۰۰	۸/۰۰	۱۲/۰۰
Sm	۷/۹۰	۹/۴۰	۸/۸۰	۷/۳۰	۷/۶۰	۸/۴۰	۸/۶۰	۷/۸۰
Sn	۲/۰۰	bd	bd	bd	۳/۰۰	bd	bd	bd
Sr	۴۷/۰۰	۵۷/۰۰	۵۲/۰۰	۴۴/۰۰	۵۰/۰۰	۵۸/۰۰	۴۹/۰۰	۵۱/۰۰
Ta	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۶۰	۰/۴۰
Tb	۱/۵۰	۱/۶۰	۱/۵۰	۱/۷۰	۱/۵۰	۱/۳۰	۱/۵۰	۱/۵۰
Th	۱۰/۵۰	۱۱/۸۰	۱۰/۸۰	۱۰/۱۰	۱۰/۱۰	۱۱/۵۰	۱۱/۷۰	۱۰/۲۰
Ti	۰/۳۰	۰/۵۰	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۵۰	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۳۰
Tm	۰/۸۲	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۶۹	۰/۸۵	۰/۷۱	۰/۸۶	۰/۸۳
U	۲/۲۰	۳/۲۰	۳/۵۰	۳/۳۰	۳/۷۰	۳/۲۰	۳/۳۰	۳/۴۰
V	۸/۰۰	۹/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۹/۰۰	۷/۰۰	۸/۰۰	۷/۰۰
W	۲/۰۰	۳/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
Y	۵۴/۰۰	۴۷/۰۰	۵۳/۰۰	۵۶/۰۰	۴۱/۰۰	۵۹/۰۰	۵۰/۰۰	۴۸/۰۰
Yb	۵/۲۰	۴/۹۰	۵/۵۰	۵/۶۰	۴/۳۰	۴/۳۰	۵/۵۰	۵/۵۰
Zn	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Zr	۲۲۷/۰۰	۲۳۴/۰۰	۲۲۲/۰۰	۲۹۱/۰۰	۲۳۰/۰۰	۲۸۳/۰۰	۲۲۶/۰۰	۲۸۰/۰۰

bd.: below detection limit

بحث

منشأ ماگمای بوجود آورنده ریولیت‌های قره‌داش

سنگ‌های ریولیتی و فلسیک می‌توانند خاستگاه‌های مختلفی همچون ذوب بخشی مواد پوسته‌ای (Dong et al., 2014; Gou et al., 2013; Bonin, 2007; Clemens et al., 1986)، ماگمایی با منشأ گوشته‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای تبلور تفریقی و هضم قرار گرفته است (Guo et al., 2006; Yang et al., 2005; Kemp et al., 2001) و تفریق مستقیم از یک ماگمای بازالتی (Turner et al., 1992) داشته باشند. ریولیت‌های A-Type حاصل از تفریق شدید ماگماهای بازالتی با منشأ گوشته‌ای بایستی همراه با حجم عظیمی از سنگ‌های مافیک حد واسط باشند (Ji et al., 2019). بررسی روابط پتروگرافی و صحرایی ریولیت‌های قره‌داش بیانگر نبود زینولیت‌ها/انکلاوهای مافیک در درون این سنگ‌ها، روابط بافتی مبنی نبود رخداد اختلاط ماگمایی یا مینگلینگ در سنگ‌های مورد مطالعه و نیز نبود سنگ‌های بازیک تا حد واسط هم‌سن با ریولیت‌های قره‌داش می‌باشد. از اینرو منشأ گوشته‌ای برای ریولیت‌های مورد مطالعه چندان قابل قبول به نظر نمی‌رسد.

شواهد ژئوشیمیایی ذکر شده در بالا به همراه روابط بافتی و صحرایی برای سنگ‌های مورد مطالعه بیانگر این است که ماگمای به‌وجود آورنده ریولیت‌های قره‌داش ماگمای اولیه‌ای است که از ذوب بخشی مواد پوسته‌ای تشکیل شده است. شواهد ژئوشیمیایی مشابه با ریولیت‌های قره‌داش در ریولیت‌های Wuchagou مشاهده شده است (Ji et al., 2018). ایشان منشأ این ریولیت‌ها را به ذوب بخشی پوسته مافیک (سنگ‌های مافیک حاوی کوارتز دگرگون شده در رخساره آمفیبولیت) نسبت داده‌اند. گرچه در این خصوص، نسبت‌های Zr/Hf (۵۲/۹۱-۳۹/۰۰)، به‌طور میانگین (۴۴/۳۵) و Nb/Ta (۲۳/۳۳-۷/۱۴) و به‌طور میانگین (۱۴/۰۲) در ریولیت‌های قره‌داش اندکی بالاتر از مقادیر پوسته‌ای (به ترتیب برای نسبت‌های Zr/Hf و Nb/Ta برابر با ۳۳ و ۱۷/۴، (Taylor and McLennan, 1985)) بوده و کم و بیش مشابه با نسبت‌های این عناصر در گوشته اولیه (به ترتیب برای نسبت‌های Zr/Hf و Nb/Ta برابر با ۳۷ و ۱۷/۸،

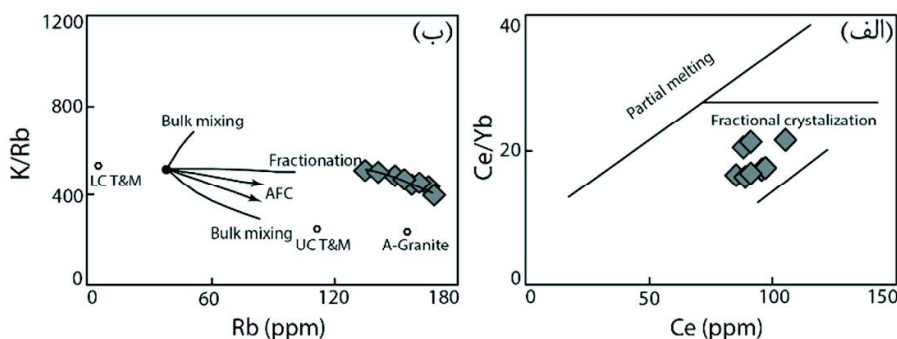
(McDonough and Sun, 1995)) هستند. با این وجود نسبت Th/U در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت ۴/۷۷-۲/۷۳ و به‌طور میانگین برابر با ۳/۴۹ است. این مقدار شباهت زیادی به نسبت Th/U در ترکیب پوسته (کم و بیش برابر با چهار) دارد.

وجود آنومالی منفی Ba، غنی‌شدگی Ce در مقایسه با عناصر مجاور خود و غنی‌شدگی نسبی Rb و K₂O در مقایسه با Nb در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به ORG را به ماگمایی با منشأ گوشته‌ای که توسط مواد پوسته‌ای غنی شده است، نسبت می‌دهند (Oliveira et al., 2015). برای بررسی تأثیر هضم و آلیش پوسته‌ای، از نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Liu et al., 2014) استفاده شده است (شکل ۶-الف). در این نمودار نسبت Ce/Yb با افزایش Ce افزایش یافته و دارای تطابق خوبی با روند ذوب بخشی دارند. در مقابل استفاده از عناصر بشدت ناسازگار K و Rb می‌تواند تأثیر فرآیندهای هضم و آلیش بر روی نمونه‌های مورد مطالعه را نشان دهد. زیرا عناصر K و Rb چندان تحت تأثیر تبلور تفریقی قرار نگرفته و بیشتر مقادیر این عناصر به شدت تحت تأثیر هضم ترکیبات مختلف با ترکیب پوسته‌ای قرار می‌گیرند (Colucci et al., 1991; McMillan et al., 1993). در نمودار K/Rb در برابر Rb (Parker et al., 2005) نمونه‌های مورد مطالعه با روند AFC (هضم و تبلور تفریقی) همخوانی دارد (شکل ۶-ب).

از لحاظ ژئوشیمیایی ریولیت‌های قره‌داش با تهی‌شدگی HFSEها (مانند Ti، Ta و Nb)، غنی‌شدگی LILEها (مانند Rb) و LREEها مشخص شده و حاوی مقادیر بالایی از SiO₂ (۳۷/۹۸-۷۷/۲۲ wt%) و مقادیر پایینی MgO (۰/۱۴-۱۹ wt%)، TiO₂ (۰/۱۱-۰/۲۷ wt%)، CaO (۰/۰۲-۰/۰۸ wt%)، P₂O₅ (کمتر از ۰/۰۵ درصد وزنی اکسیدها)، Cr (کمتر از ۲۰ ppm)، Ni (کمتر از ۲۰ ppm) و Mg# (عدد منیزیم = ۰/۱۶-۰/۰۷) و مقادیر بالای U، Th، Rb و نسبت‌های Rb/Sr در ترکیب خود هستند. این خصوصیات بیانگر تشکیل ریولیت‌های قره‌داش از یک ماگمای به شدت تفریق یافته است (Ji et al., 2019).

آنومالی منفی شدید Ti بدون وجود آنومالی خاصی برای Y نیز می‌تواند بیانگر تبلور تفریقی کانی تیتانومگنتیت باشد (Sensarma et al., 2004).

وجود آنومالی منفی شدید Sr، Eu و Ba در نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه با تبلور تفریقی پلاژیوکلاز همخوانی دارد (Rao et al., 1995; Patino Douce and Beard, 2000). همچنین



شکل ۶. الف) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (برگرفته از Liu et al., 2014)، ریولیت‌های قره‌دش روند موازی با روند ذوب بخشی از خود نشان می‌دهند، ب) نمودار K/Rb در برابر Rb (برگرفته از Parker et al., 2005)، روند مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه با روند AFC موازی است. در این نمودار LC، ترکیب پوسته تحتانی، UC: ترکیب پوسته فوقانی است. ترکیبات پوسته تحتانی و فوقانی از Taylor and McLennan, 1985 است

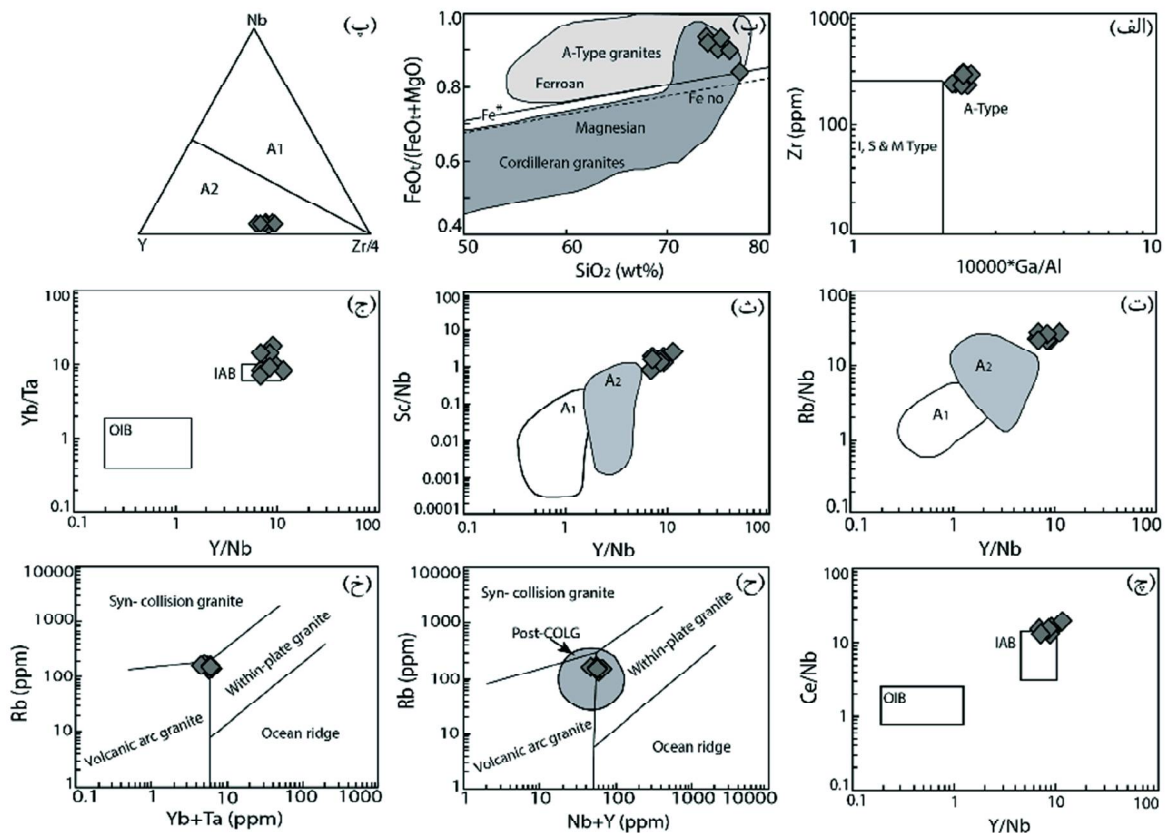
محیط تکتونیکی ریولیت‌های قره‌دش

و در گستره همپوشانی گرانیت‌های A-Type و گرانیت‌های نوع کردیلرایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷-ب). از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type قابل تقسیم به دو گروه A1 و A2 هستند. به طوری که گروه A1 در جایگاه تکتونیکی پس از برخوردی تشکیل می‌شوند (Eby, 1992). جهت تمایز انواع مختلف گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type از نمودار مثلثی Nb-Y-Zr/4 (Eby, 1992) استفاده شده است. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در گستره A2 واقع شده‌اند (شکل ۷-پ). همچنین مقایسه نسبت‌های عنصری Sc/Nb (۲/۸۰-۰/۸۶)، Rb/Nb (۲۲/۴۳-۲۸/۲۰) و Y/Nb (۶/۷۱-۱۷/۲۰) با گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type (Eby, 1992) نیز بیانگر شباهت نمونه‌های مورد مطالعه با گرانیت‌ها/ریولیت‌های A2 است (شکل ۷-ت، ث). به عقیده Eby (1992) گرانیت‌ها/ریولیت‌های A2 از لحاظ ژئوشیمیایی مشابه بازالت‌های جزایر قوسی هستند. برای تعیین خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای Yb/Ta و Ce/Nb در برابر Y/Nb (Eby, 1992) استفاده شده است (شکل ۷-ج، چ). در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در گستره IAB واقع شده‌اند.

ریولیت‌های قره‌دش شاهین دژ دارای ماهیت پرآلومینوس بوده و در سری ماگمایی کالک‌آلکان و شوشونیتی پتاسیم بالا قرار دارند. بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها همچون ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا، غنی‌شدگی LREE، آنومالی منفی Ba، Ta، Nb، Sr، Eu و Ti در نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه مشابه با سنگ‌های آذرین فلسیک در قوس‌های قاره‌ای است (Condie and Kröner, 2013). آنومالی منفی Ta و Nb از خصوصیات بارز پوسته قاره‌ای که در اثر تفریق ماگمای مشتق شده از جایگاه قوس تشکیل شده است، می‌باشد (Castro et al., 2013). با این وجود، برخی از خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌های مورد مطالعه همچون نسبت‌های Rb/Nb، K/Rb، Rb/Sr، Rb/Ba و Ga/Al با گرانیت‌ها/ریولیت‌های درون صفحه‌ای A-Type مطابقت دارد. ریولیت‌های قره‌دش در نمودار Zr در برابر Ga/Al (Whalen et al., 1987) در گستره گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type واقع شده‌اند (شکل ۷-الف). در نمودار FeO_۱+MgO در برابر SiO_۲ (Frost et al., 2001) نمونه‌های مورد مطالعه از نوع ریولیت‌های غنی از آهن بوده

توسط Pearce et al. (1984) برای سنگ‌های گرانیتی ارائه شده است، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در نمودارهای Rb در برابر Nb+Y (شکل ۷-ج) و Rb در برابر Yb+Ta (شکل ۷-خ) نمونه‌های مورد مطالعه بر روی مرز جدا کننده محیط‌های قوس‌های آتشفشانی و گرانیت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند. هر چند در نمودار Rb در برابر Nb+Y نمونه‌های مورد مطالعه در گستره گرانیت‌های پس از برخورد (ارائه شده توسط Pearce (1996) نیز واقع شده‌اند.

شواهد صحرایی موجود برای ریولیت‌های قره‌داش همچون حجم زیاد ریولیت‌های مورد مطالعه (در مقابل حجم محدود ماگماتیسم در مناطق ریفتی) و نبود ماگماتیسم بايومدال (Li et al., 2005; 2008) نیز می‌تواند به عنوان دلیلی بر نبود تعلق سنگ‌های مورد مطالعه به گرانیت‌ها/ریولیت‌های نوع A1 باشد. به منظور تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ریولیت‌های قره‌داش، نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی که



شکل ۷ الف) نمودار Zr در برابر $10000 \cdot Ga/Al$ (برگرفته از Whalen et al., 1987). ریولیت‌های قره‌داش در گستره A-Type واقع شده‌اند، نمودار FeO/(FeO+MgO) در برابر SiO_2 (برگرفته از Frost et al., 2001). نمونه‌ها در گستره همپوشانی گرانیت‌های A-Type و کوردیلرایی واقع شده‌اند، (پ، ت) و نمودارهای Rb/Nb در برابر Nb-Y-Zr/4، Sc/Nb و Y/Nb در برابر Y/Nb (نمودارها برگرفته از Eby, 1992) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع A1 و A2. ریولیت‌های قره‌داش در تمامی نمودارها در گستره A2 و یا نزدیک به این گستره واقع شده‌اند. (ج و چ) نمودارهای Yb/Ta در برابر Y/Nb و Ce/Nb در برابر Y/Nb (نمودارها برگرفته از Eby, 1992) جهت تعیین خصوصیات ژئوشیمیایی. ریولیت‌های قره‌داش از لحاظ ژئوشیمیایی مشابه بازالت‌های جزایر قوسی هستند، (ح و خ) نمودارهای Rb در برابر Nb+Y و Rb در برابر Yb+Ta (برگرفته از Pearce et al., 1984) برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ریولیت‌های قره‌داش. نمونه‌های مورد مطالعه در مرز گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی و درون صفحه‌ای واقع شده‌اند. در نمودار خ نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های پس از برخوردی نیز واقع شده‌اند

می‌رسد که ریولیت‌های قره‌داش دارای خاستگاهی با خصوصیات مشترک بین جایگاه‌های درون صفحه‌ای و قوس‌های قاره‌ای می‌باشند. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی بیشتر با جایگاه‌های پس از برخوردی قابل توجیه می‌باشند.

بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌های قره‌داش بیانگر این است که این سنگ‌ها ویژگی‌هایی مشترک مربوط به جایگاه‌های قوس‌های قاره‌ای و گرانیت‌ها/ریولیت‌های درون صفحه‌ای را از خود نشان می‌دهند. از این رو، به نظر

نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (مشابه جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای) و نسبت‌های K/Rb ، Rb/Nb ، Rb/Sr ، Rb/Ba و Ga/Al (مشابه با جایگاه‌های درون صفحه‌ای) نشانگر این است که خاستگاه این سنگ‌ها دارای خصوصیتی مشترک بین جایگاه‌های گرانیته‌ها/ریولیت‌های درون صفحه‌ای و حاشیه فعال قاره‌ای است. این ویژگی‌ها بیشتر با جایگاه‌های پس از برخوردی منطبق می‌باشد. به طوری که منشأ به وجود آورنده ماگمای ریولیت‌های مورد مطالعه تحت تأثیر فرورانش پیشین قرار گرفته است. سن این سنگ‌ها با توجه به فوران در بین رسوبات سازند کهر و پوشیده شدن توسط سازندهای بایندر و سلطانیه به پرکامبرین نسبت داده شده است. این توده به احتمال زیاد توسط فازهای کششی بعد از فرورانش و بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای گندوانا تشکیل شده است.

سپاسگزاری

مقاله حاضر از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده دوم و با حمایت مالی دانشگاه تبریز برگرفته شده است. از این رو از حمایت‌ها و کمک‌های آن دانشگاه تقدیر و تشکر بعمل می‌آید.

منابع

- آقائاتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- حریری، ع.، فرجندی، ف.، واعظی‌پور، م. و صادقی، ا. ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خلقی خسرقی، م.، اقلیمی، ب.، امینی‌آذر، ر. و علوی‌نائینی، م. ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی، م.، حاجیان، ج.، عمیدی، م. و بلورچی، م. ۱۳۶۱. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب-صائین‌قلعه، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ولی‌زاده، م. و اسماعیلی، د. ۱۳۷۵. پتروگرافی و پتروژنز گرانیته دوران، مجله علوم دانشگاه تهران، ۲۲، ۱۲-۳۶.

به طوری که منشأ به وجود آورنده ماگمای ریولیتی تحت تأثیر فرورانش پیشین قرار گرفته و خصوصیات ژئوشیمیایی آن را به ارث برده است (Kelemen et al., 1993; Matté et al., 2016). با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌های قره‌دش (مشابه با گرانیته‌های نوع A2) و شباهت تشکیل این سنگ‌ها به گرانیته A-Type دوران (ولی‌زاده و اسماعیلی ۱۳۷۵) تشکیل این توده را به احتمال زیاد می‌توان به فازهای کششی بعد از فرورانش و بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای گندوانا نسبت داد.

نتیجه‌گیری

ریولیت‌های قره‌دش از لحاظ سنگ‌شناسی ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها را درشت بلورهای کوارتز با حاشیه خلیج‌خوردگی، فلدسپار پتاسیم (سانیدین و به مقدار کمتر آنورتوکلاز) و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریزی از بلورهای فلدسپار پتاسیم تشکیل می‌دهند. از لحاظ ژئوشیمیایی این سنگ‌ها دارای ترکیب ریولیت‌های ساب‌آلکالین می‌باشند و از نوع ریولیت‌های پرآلومینوس غنی از K_2O (سری شوشونیتی) هستند. بررسی ترکیب عناصر کمیاب و فرعی سنگ‌های مورد مطالعه بیانگر الگوی تفریق یافته برای عناصر نادر خاکی است. در نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه این سنگ‌ها با غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE مشخص می‌شود.

بررسی روابط صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ کل انجام شده بر روی ریولیت‌های قره‌دش بیانگر این است که ماگمای به وجود آورنده این سنگ‌ها، از ذوب بخشی منبع پوسته‌ای به وجود آمده است. فرآیند تبلور تفریقی و جدایش کانی‌های مختلفی همچون پلاژیوکلاز و کانی‌های تیتانومگنتیت باعث تغییر ترکیب ماگمای اولیه شده است. بررسی نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی برای ریولیت‌های مورد مطالعه بیانگر تعلق این سنگ‌ها به گرانیته‌ها/ریولیت‌های A-Type از نوع A2 است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه همچون غنی‌شدگی LREE، آنومالی منفی Ba ، Ta ، Nb ، Sr و Ti در

- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97,1, 1-29.
- Callegari, E., Cigolini, C., Medeot, O. and D'Antonio, M., 2004. Petrogenesis of calc-alkaline and shoshonitic post-collisional Oligocene volcanics of the Cover Series of the Sesia Zone, Western Italian Alps. *Geodinamica Acta*, 17, 1, 1-29.
- Castro, A., Vogt, K. and Gerya, T., 2013. Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor's andesite model. *Gondwana Research*, 23, 4, 1554-1566.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R., 1986. Origin of an A-type granite; experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 3-4, 317-324.
- Colucci, M. T., Dungan, M. A., Ferguson, K. M., Lipman, P. W. and Moor bath, S., 1991. Precaldera lavas of the southeast San Juan Volcanic Field: Parent magmas and crustal interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96, B8, 13413-13434.
- Condie, K. C. and Kröner, A., 2013. The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. *Gondwana Research*, 23,2, 394-402.
- Dong, Y., Ge, W. C., Yang, H., Zhao, G., Wang, Q., Zhang, Y. and Su, L., 2014. Geochronology and geochemistry of Early Cretaceous volcanic rocks from the Baiyingaolao Formation in the central Great Xing'an Range, NE China, and its tectonic implications. *Lithos*, 205, 168-184.
- Eby, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 7, 641-644.
- Faramarzi, N. S., Amini, S., Schmitt, A. K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K. and Mortazavi, S. M., 2015. Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. *Lithos*, 236-237, 203-211.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 11, 2033-2048.
- Gaboury, D. and Pearson, V., 2008. Rhyolite Geochemical Signatures and Association with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 103, 7, 1531-1562.
- Gou, J., Sun, D. Y., Liu, Y. J., Ren, Y. S., Zhao, Z. H. and Liu, X. M., 2013. Geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of Mesozoic volcanic rocks, southern Manzhouli area, Inner Mongolia. *International Geology Review*, 55, 8, 1029-1048.
- Guo, F., Fan, W. M., Wang, Y. J. and Lin, G., 2001. Late mesozoic mafic intrusive complexes in North China Block: constraints on the nature of subcontinental lithospheric mantle. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26, 759-771.
- Hacker, B. R., Kelemen, P. B. and Behn, M. D., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 3, 501-516.
- Irvine, T. N. and 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.
- Ji, Z., Ge, W. C., Yang, H., Wang, Q. H., Zhang, Y. I., Wang, Z. H. and Bi, J. H., 2018. Late Jurassic rhyolites from the Wuchagou region in the central Great Xing'an Range, NE China: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 158, 381-397.
- Ji, Z., Meng, Q. A., Wan, C. B., Zhu, D. F., Ge, W. C., Zhang, Y. L., Yang, H., Dong,

- Y. and Jing, Y., 2019. Generation of late Mesozoic felsic volcanic rocks in the Hailar Basin, northeastern China in response to overprinting of multiple tectonic regimes. *Scientific Reports*, 9, 1, 15854.
- Joplin, G. A., 1968. The shoshonite association: A review. *Journal of the Geological Society of Australia*, 15, 2, 275-294.
 - Kelemen, P. B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La, and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 111-134.
 - Kemp, A. I. S., Wormald, R. J., Whitehouse, M. J. and Price, R. C., 2005. Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia. *Geology*, 33, 10, 797-800.
 - Li, W. X., Li, X. H. and Li, Z. X., 2005. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance. *Precambrian Research*, 136, 1, 51-66.
 - Li, X. H., Li, W. X., Li, Z. X. and Liu, Y., 2008. 850-790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. *Lithos*, 102, 1, 341-357.
 - Liu, H. Q., Xu, Y. G., Tian, W., Zhong, Y. T., Mundil, R., Li, X. H. and Shang-Guan, S. M., 2014. Origin of two types of rhyolites in the Tarim Large Igneous Province: Consequences of incubation and melting of a mantle plume. *Lithos* 204, 59-72.
 - Luchitskaya, M., Artem, M., Sokolov, S., Tuchkova, M., A. Sergeev, S., O'Sullivan, P. and Malyshev, N., 2017. Marginal continental and within-plate neoproterozoic granites and rhyolites of Wrangel Island, Arctic region. *Geotectonics*, 51, 17-39
 - Luchitskaya, M. V., Moiseev, A. V., Sokolov, S. D., Tuchkova, M. I., Sergeev, S. A., O'Sullivan, P. B. and Malyshev, N. A., 2017. Neoproterozoic granitoids and rhyolites of Wrangel Island: Geochemical affinity and geodynamic setting in the Eastern Arctic region. *Lithos*, 292-293, 15-33.
 - Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, 101, 5, 635-643.
 - Matté, V., Sommer, C. A., Lima, E. F. D., Philipp, R. P. and Basei, M. A. S., 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 201-222.
 - Mbowou, G. I. B., Botelho, N. F., Lagmet, C. A. and Ngounouno, I., 2015. Petrology of peraluminous and peralkaline rhyolites from the SE Lake Chad (northernmost Cameroon Line). *Journal of African Earth Sciences*, 112, 129-141.
 - McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
 - McMillan, N. J., Davidson, J. P., Wörner, G., Harmon, R. S., Moor bath, S. and Lopez-Escobar, L., 1993. Influence of crustal thickening on arc magmatism: Nevados de Payachata volcanic region, northern Chile. *Geology*, 21, 5, 467-470.
 - Moayyed, M., 2013. Petrography and petrology of A-type rhyolites of Ghal'eh-chay (Ajabshir, East Azerbaidjan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21, 3, 403-416 (in Persian).
 - Morrison, G. W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 1, 97-108
 - Nardi, L. and Bitencourt, M. d. F., 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The*

- Canadian Mineralogist, 47, 1493-1504.
- Oliveira, D. S. d., Sommer, C. A., Philipp, R. P., Lima, E. F. D. and Basei, M. Â. S., 2015. Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 84-100.
 - Parker, D. F., Ghosh, A., Price, C. W., Rinard, B. D., Cullers, R. L. and Ren, M., 2005. Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos Formation, San Juan Mountains, Colorado, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139,3, 185-210.
 - Patino Douce, A. E. and Beard, J. S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36, 3, 707-738.
 - Pearce, J., 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, 19, 120-125.
 - Pearce, J., Harris, N. G. and Tindle, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
 - Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
 - Rao, V. D., Narayana, B. L., Rao, P. R., Murthy, N. N., Rao, M. V. S., Rao, J. M. and Reddy, G. L. N., 2000. Precambrian acid volcanism in Central India-geochemistry and origin. *Gondwana Research*, 3, 2, 215-226.
 - Sensarma, S., Hoernes, S. and Mukhopadhyay, D., 2004. Relative contributions of crust and mantle to the origin of the Bijli Rhyolite in a palaeoproterozoic bimodal volcanic sequence (Dongargarh Group), central India. *Journal of Earth System Science*, 113, 4, 619-648.
 - Shao, F., Niu, Y., Regelous, M. and Zhu, D. C., 2015. Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia. *Lithos*, 216-217, 196-210.
 - Stocklin, J., 1968. Structures history and tectonic of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52, 1229-1258.
 - Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Blackwell. Oxford Press, 312.
 - Turner, S. P., Foden, J. D. and Morrison, R. S., 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28, 2, 151-179.
 - Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4, 407-419.
 - Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
 - Yang, J. H., Wu, F. Y., Chung, S. L., Wilde, S. A. and Chu, M. F., 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, 89, 1, 89-106.
 - Zhang, J. H., Yang, J. H., Chen, J. Y., Wu, F. Y. and Wilde, S. A., 2018. Genesis of late Early Cretaceous high-silica rhyolites in eastern Zhejiang Province, southeast China: A crystal mush origin with mantle input. *Lithos*, 296-299, 482-495.