

ماگماتیسیم فرورانش جزایر کمانی کرتاسه پسین در لبه شمالی ایران مرکزی، جنوب غرب سبزوار

زکیه کاظمی^۱، حبیب ا. قاسمی^{۲*}، فردین موسیوند^۳ و ویلیام گریفین^۴

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲. استاد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۳. استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۴. استاد زمین‌شناسی، دانشکده مهندسی و علوم، دانشگاه مک کواری، سیدنی، استرالیا

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۷/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۱/۰۷

چکیده

در لبه شمالی زون ایران مرکزی در جنوب غرب سبزوار، توالی ضخیمی از سنگ‌های آذرین-رسوبی به سن کرتاسه پسین برونزد دارد. سنگ‌های آذرین شامل انواع خروجی (تراکی آندزیت، داسیت و ربولیت) و نفوذی نیمه عمیق (گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت و گرانیت) هستند. این سنگ‌های آذرین، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های ماگمایی پهنه‌های فرورانش جزایر کمانی را دارند و در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در این قلمرو قرار می‌گیرند. ماگمای مادر این سنگ‌ها دارای سرشت تولیت جزایر کمانی بوده و از ذوب بخشی یک منشأ گوشته‌ای تهی شده اسپینل لرزولیتی در خلال بسته شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار در کرتاسه پسین حاصل شده است. این منشأ گوشته‌ای تهی شده تحت تأثیر سیال‌های متاسوماتیک حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس قرار داشته است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آذرین، ماگماتیسیم، سبزوار، ایران مرکزی، کرتاسه بالایی، نئوتتیس.

مقدمه

al., 2012; Bauman et al., 1983; Alaminia et al., 2013; Khalatbari et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2015; Jamshidi et al., 2015; Ghasemi and Rezaei Kahkhaei, 2015; Maghfouri et al., 2016. جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳، ۱۳۹۴؛ جمشیدی، ۱۳۹۴). این سبب شده است که ماگماتیسیم غیرافیولیتی کرتاسه پسین در این پهنه مورد کم‌توجهی قرار گیرد و اطلاعات بسیار اندکی در مورد آن در دسترس باشد. از این‌رو، هنوز

بیرونزدگی‌های وسیع افیولیت‌های کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در پهنه سبزوار سبب توجه ویژه سنگ‌شناسان به آن‌ها و تمرکز بر چگونگی تشکیل و تکامل ژئودینامیکی این مجموعه‌ها شده است (Vaziri-Tabar, 1976; Alavi-Tehrani, 1976; Noghreyan, 1982; Lindenberg et al., 1983; Spies et al., 1983; ; Shojaat et al., 2003; Rossetti et al., 2010; Shabanian et

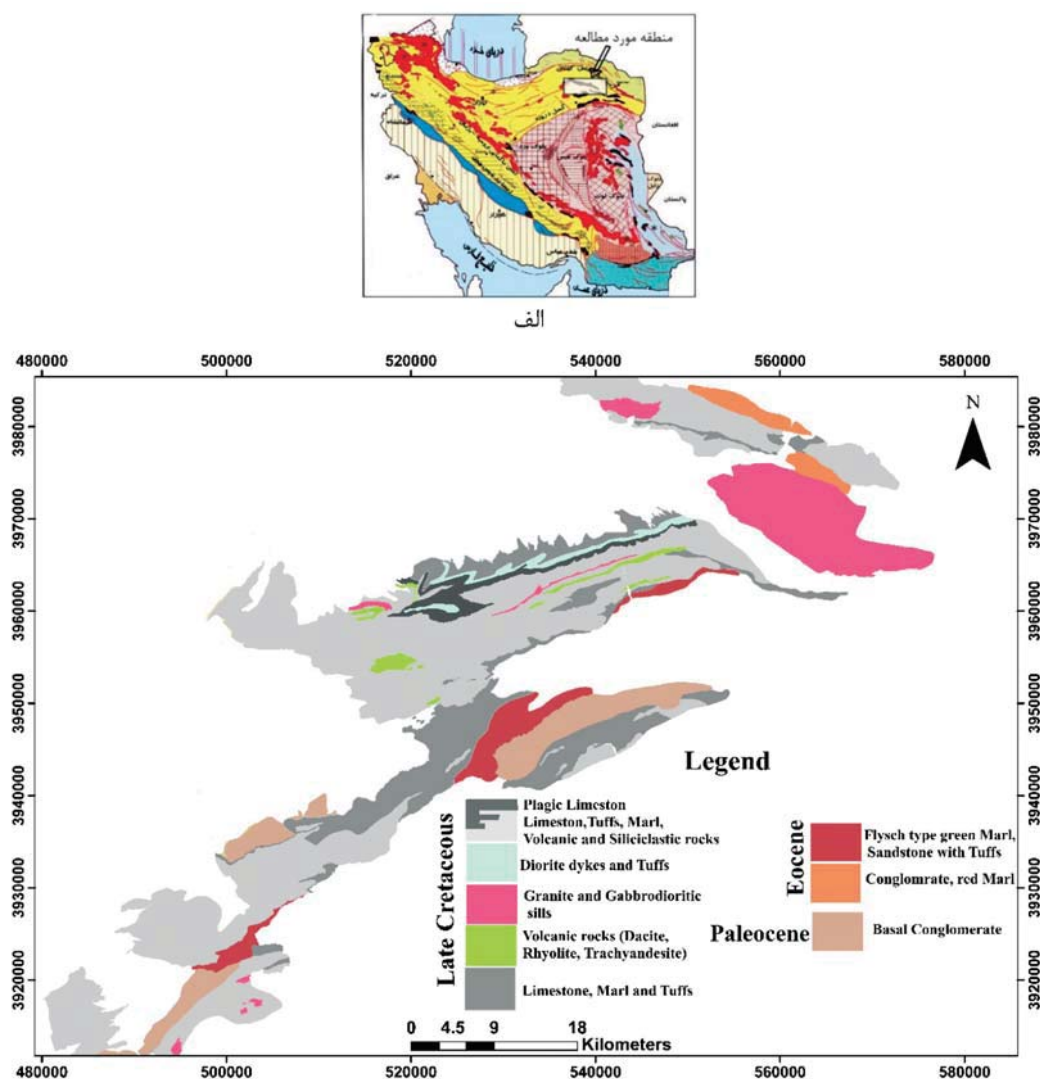
* نویسنده مرتبط: H-ghasemi@shahroodut.ac.ir

تقسیم کرد: (۱) بخش اول با فراوانی سنگ‌های آذرین از قبیل داسیت، ریولیت و تراکی آندزیت مشخص می‌شود. (۲) بخش دوم توالی به‌طور کلی با فراوانی سنگ‌های آذرآواری با ضخامت بیش از ۷۰۰ متر مشخص می‌شود که شامل آگلومرها، انواع توف (لاپیلی توف، لیتیک توف، کریستال-لیتیک توف) و مقادیر کمی ماسه‌سنگ توفی است و چند سیل گابرو/دیوریتی و استوک‌های گرانیتی در آن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف). (۳) بخش سوم توالی شامل سنگ‌آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار همراه با توف، مارن و سنگ‌آهک ماسه‌ای است که در برخی نقاط توسط دایک‌ها و توده‌های کوچک دیوریت پورفیری قطع شده‌اند (شکل ۲-ب). وجود فسیل‌های شاخص از جمله گلوبوترونکانا (به سن کرتاسه پسین) در آهک‌های منطقه نشان‌دهنده سن کرتاسه پسین برای این مجموعه سنگی است (Lindenberg et al., 1983; Tashi et al., 2014; Maghfouri et al., 2016; کاظمی و همکاران، ۱۳۹۴) (شکل ۲-ج، د). داسیت‌ها، ضخیم‌ترین واحد آتشفشانی فلسیک در منطقه هستند که رخنمون اصلی آن‌ها در دره کال مرغ و شمال روستای نوده با مورفولوژی خشن و برجسته و با ساخت منشوری قابل مشاهده است. فرسایش پوست پیزی در آن‌ها سبب ایجاد بالش‌های بزرگ به قطر بیش از ۲ متر شده است (شکل ۲-ه). ریولیت‌ها، دومین واحد ضخیم آتشفشانی فلسیک در منطقه می‌باشند که همانند داسیت‌ها به‌صورت صخره‌ساز و با ساخت منشوری مشاهده می‌شوند (شکل ۲-و). به‌صورت روانه‌های گدازه در بین توف‌ها و سنگ‌های رسوبی منطقه رخنمون دارند (شکل ۲-ر). توده‌های نفوذی نیمه عمیق گابرو/دیوریتی در بین واحدهای آتشفشانی-رسوبی منطقه به‌صورت هم‌روند (سیل گونه) قرار گرفته‌اند. محل تماس این توده‌ها با سنگ‌های دربرگیرنده به‌صورت حاشیه پخته‌شده و تبلور دوباره یافته در سنگ میزبان و حاشیه انجماد سریع در توده دیده می‌شود (شکل ۳-الف). در شمال خاوری روستای اسبکشان، استوک‌های گرانیتی به درون واحد آذرآواری (بخش دوم) نفوذ کرده‌اند و سبب دگرسانی وسیع و کانه‌زایی مس-نقره در سطح تماس شده‌اند (شکل ۳-ب).

یک مدل فراگیر و کامل ژئودینامیکی در ارتباط با ماهیت و چگونگی نکوبین و تکامل ماگماتیسیم کرتاسه پسین در پهنه سبزوار ارائه نشده است. البته به دلیل وجود کانه‌سازی‌های مهم اقتصادی فلزات منگنز، مس، روی و آهن در این سنگ‌ها، به‌تازگی چند مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی بر روی این توالی آتشفشانی-رسوبی صورت گرفته است (نظیر: Tashi et al., 2014; Maghfouri et al., 2016; طاشی و همکاران، ۱۳۹۵، ۱۳۹۶). با در نظر گرفتن این موارد، در این پژوهش با بهره‌گیری از مطالعات دقیق صحرایی و پیگیری برونزدهای صحرایی سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی در تصاویر ماهواره‌ای، برای اولین بار به بررسی سنگ‌شناختی دقیق این مجموعه‌ها از لحاظ کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی، تحولات ماگمایی، ویژگی‌های محل منشأ و محیط زمین‌ساختی پرداخته شده است. لازم به توضیح است که توده‌های آذرین نیمه‌عمیق مورد بررسی در این پژوهش (دایک‌ها، سیل‌ها و استوک‌های گرانیتوئیدی) برای اولین بار گزارش می‌شوند. بدون شک، بررسی دقیق این سنگ‌ها و ارائه یک مدل سنگ‌زادی برای تشکیل و تکامل زمین‌ساختی آن‌ها می‌تواند به تکمیل اطلاعات موجود درباره سرگذشت زمین‌شناختی و رژیم زمین‌ساختی حاکم بر پهنه سبزوار در زمان کرتاسه پسین-ترشیری کمک نماید.

زمین‌شناسی

توالی آذرین-رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار با روند تقریبی شمال‌شرق-جنوب‌غرب در محدوده طول‌های جغرافیایی $28^{\circ} 56'$ تا $38^{\circ} 57'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 15'$ تا $36^{\circ} 08'$ شمالی، در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی (Pilger, 1971)، در جنوب باختر سبزوار قرار دارد (شکل ۱). توالی سنگی کرتاسه بالایی در این منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی همراه با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های آذرآواری و رسوبی است. واحدهای آتشفشانی شامل داسیت، ریولیت، تراکی آندزیت و آذرآواری‌های وابسته (آگلومرها و انواع توف) است که توسط توده‌های گابرو/دیوریتی و گرانیتی قطع شده‌اند. توالی آذرین-رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار را می‌توان از پایین به بالا به سه بخش اصلی



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ساده شده زمین‌ساختاری ایران، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از توالی آتشفشانی-رسوبی جنوب‌غربی سبزواری (برگرفته شده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزواری و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ دارین و اصلاح شده براساس تصاویر ماهواره‌ای و پیمایش‌های صحرایی این پژوهش)

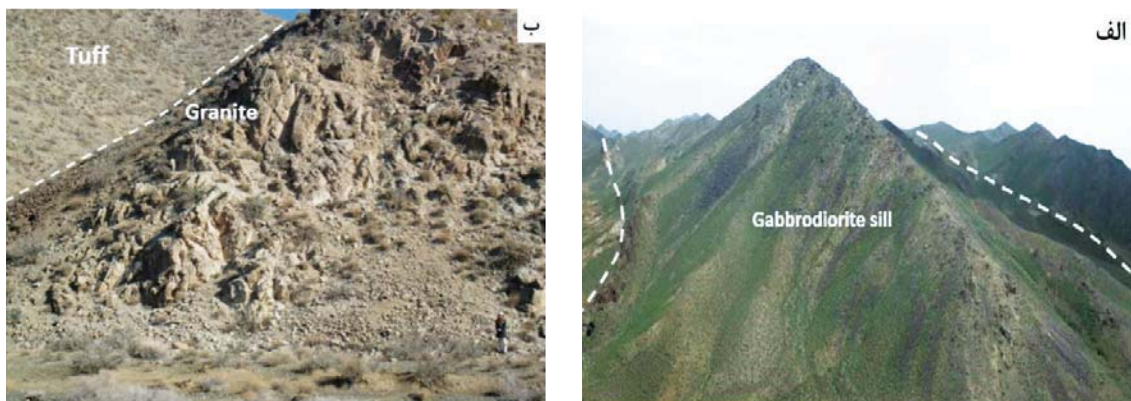
روش مطالعه

۱). همچنین، تعداد ۱۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی نیمه‌عمیق به‌عنوان نمونه‌های نشانگر ماگماتیسم کرتاسه بالایی برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd انتخاب گردیدند و در دانشگاه مک کوری (Macquarie) سیدنی استرالیا، به روش طیف‌سنجی جرمی یونیزاسیون حرارتی مورد آنالیز قرار گرفتند. به‌منظور ارزیابی دقت و صحت دستگاه، از نمونه استاندارد NIST SRM $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710208 \pm 3)$ با میانگین نسبت (0.710208 ± 3) و نمونه استاندارد NIST JMC 321

در این پژوهش پس از بررسی‌ها و برداشت‌های صحرایی و پیگیری برونزدهای سنگی در تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی، از نمونه‌های برداشته‌شده، مقاطع نازک و نازک-سیقلی تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت. پس از مطالعات دقیق سنگ‌شناختی، تعداد ۳۴ نمونه سالم با حداقل هوازدگی انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه مک کوری (Macquarie) سیدنی استرالیا، به روش XRF برای عناصر اصلی و Laser-Ablation برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول



شکل ۲. تصاویر صحرایی از توالی آذرین-رسوبی کرتاسه پسین منطقه جنوب غرب سبزووار، الف) داسیت‌های منشوری که یک سیل گابرویی به درون آن‌ها نفوذ کرده است (سوی نگاه به سمت شمال شرق)، ب) تزریق یک استوک کوچک دیوریتی در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی کرتاسه بالایی (سوی نگاه به سمت شرق)، ج) آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار (جهت تصویربرداری به سمت غرب)، د) تصویر میکروسکوپی از آهک‌های پلاژیک حاوی فسیل گلوبوترونکانا، نور عبوری PPL، ه) تصویری از فرسایش پوست پیازی در داسیت‌ها (سوی نگاه به سمت شمال شرق)، و) تصویری از گدازه‌های ریولیتی به صورت بین لایه‌ای در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی (سوی نگاه به سمت شمال شرق)، ز) تصویری از گدازه‌های تراکی‌آندزیتی به صورت بین لایه‌ای در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی (سوی نگاه به سمت شمال شرق)



شکل ۳. الف) تصویری از یک سیل گابرودیوریتی که به درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین نفوذ کرده است (سوی نگاه به سمت شمال شرق)، ب) تصویری از نفوذ توده گرانیتی به درون توالی آذرآواری کرتاسه پسین در نزدیکی روستای اسب کشان (سوی نگاه به سمت شمال شرق)

اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. آثار جذب و تحلیل رفتگی همواره در بلورها به‌ویژه در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. برخی از پلاژیوکلازها به کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت دگرسان شده‌اند و همچنین برخی از آنها بافت ناتعادلی غربالی نشان می‌دهند. این بافت‌های ناتعادلی (غربالی، گردشگی، خلیج خوردگی و...) می‌توانند ناشی از اختلاط ماگمایی و تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور، بروز جریان‌های همرفتی و جابه‌جایی بلورها در آشیانه ماگمایی، تغییرات فشار بخار آب و همچنین بالآمدن ماگما و کاهش فشار وارد بر آن باشد که همگی ناتعادلی بلورها با ماگمای در حال تبلور را در پی خواهند داشت (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت سالم و خودشکل تا نیمه‌خودشکل و دارای ماکل دوتایی می‌باشند و در بیشتر موارد به‌صورت تجمعی با پلاژیوکلاز و یا به‌تنهایی، بافت گلوپورفیری تشکیل داده‌اند (شکل ۴-ج).

سنگ‌های درونی

سنگ‌های درونی شامل گابروها، گابرویدوریت‌ها و گرانیت‌ها هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گابرویدوریت‌ها و گابروها هستند و از کانی‌های فرعی و ثانویه آن‌ها می‌توان به آمفیبول، آپاتیت‌های سوزنی شکل، کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت اشاره کرد. بافت این سنگ‌ها دانه‌ای و در حاشیه‌ها می‌باشد. پلاژیوکلاز اغلب نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار است و در بیشتر موارد دگرسانی ضعیفی را نشان می‌دهد. معمولاً شدت دگرسانی در بخش‌های مرکزی بلور بیشتر است و به تشکیل کلریت و سریسیت منجر شده است. کلینوپیروکسن بیشتر به‌صورت بلورهای درشت خودشکل و گاهی نیز بلورهای کوچک و بدون دگرسانی دیده می‌شود. فراوانی کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویدوریتی کمتر و در گابروها بیشتر است. کانی‌های کدر و آپاتیت، مهم‌ترین کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌باشند. بلورهای آپاتیت غالباً به اشکال سوزنی شکل و گاهی منشوری در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند (شکل ۵-الف، ب).

با میانگین نسبت $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511118 \pm 5)$ به ترتیب برای به‌هنجارسازی نسبت‌های $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ و $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ استفاده شده است. نتایج این سنجش‌های ایزوتوپی در جدول ۲ ارائه شده است.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی

این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت‌های فلسیتی پورفیری، گلوپورپورفیری و میکروولیتی پورفیری هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده نمونه‌های داسیتی هستند که در زمینه‌ای ریزبلور از پلاژیوکلاز و کوارتز قرار دارند. کانی اصلی نمونه‌ها، بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل پلاژیوکلاز است که اغلب ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند. در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، آثار تجزیه به کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و سریسیت مشاهده می‌شود. بلورهای کوارتز اغلب دارای حالت گردشده و خلیج‌خوردگی و گاهی حاشیه واکنشی می‌باشند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، خودشکل تا نیمه خودشکل با ابعاد حداکثر ۱/۵ میلی‌متر و به‌صورت منفرد یا تجمعی با پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۴-الف). پلاژیوکلاز و کوارتز از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در سنگ‌های ریولیتی هستند (شکل ۴-ب). بافت کلی این سنگ‌ها پورفیری است. برخی از پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی و حالت خوردگی در حاشیه‌ها هستند. درشت بلورهای شکل‌دار کوارتز غالباً دارای خوردگی خلیجی هستند. این می‌تواند ناشی از رشد غیرتعادلی و اثرات انحلالی ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما بوده باشد (Shelley, 1991). نمونه‌های تراکی‌اندزیتی دارای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به‌صورت فنوکریست هستند که در زمینه‌ای از شیشه و میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز قرار دارند. بافت‌های گلوپورپورفیری، پورفیری و غربالی از بافت‌های غالب در این سنگ‌ها می‌باشند. پلاژیوکلاز به‌صورت فنوکریست‌های طویل شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (حداکثر تا پنج میلی‌متر)، کانی

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی را به بخش در میلیون نشان می‌دهد

Sample	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	Z-5	Z-6	Z-7	Z-8	Z-9	Z-10	Z-11
Type rock	Dacite	Dacite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Trachandesite	Trachandesite	Dacite	Dacite	Rhyolite	Dacite
SiO ₂	64.08	71.93	71.71	74.93	66.85	52.09	58.56	76.60	68.65	69.85	75.13
Al ₂ O ₃	13.07	13.00	12.83	12.63	13.89	16.40	16.71	11.48	13.21	12.51	12.28
Na ₂ O	3.94	3.69	4.17	5.58	6.49	3.49	3.56	3.40	6.59	3.47	5.84
MgO	1.44	1.02	1.11	0.70	1.69	3.95	3.67	0.56	1.20	1.58	0.76
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.25	0.07	0.22	0.14	0.14	0.12	0.21	0.24	0.07
TiO ₂	0.58	0.56	0.57	0.35	0.63	0.76	0.77	0.44	0.80	0.55	0.35
CaO	6.56	4.37	2.69	0.96	2.28	5.51	5.62	2.97	1.95	5.73	1.02
K ₂ O	1.62	0.88	1.96	1.38	0.52	4.43	3.23	1.50	0.56	0.30	0.86
Fe ₂ O ₃	5.95	4.45	4.58	3.52	7.33	11.24	11.45	3.34	6.75	5.11	3.59
MnO	0.18	0.12	0.16	0.11	0.13	0.16	0.16	0.12	0.19	0.18	0.14
LOI	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00
Sum	97.64	100.2	100.02	100.23	100.02	98.20	103.89	100.53	100.12	99.53	100.03
Be	2.35	2.49	3.17	1.42	1.73	2.64	2.57	1.59	2.59	2.45	1.62
Sc	36.83	37.20	32.21	17.05	24.30	48.74	48.81	15.86	37.23	36.41	17.51
V	118.5	106.4	26.21	29.12	97.09	385.85	381.96	78.27	53.76	112.66	29.88
Cr	18.30	18.00	5.70	9.23	9.98	22.45	22.59	7.49	9.95	6.99	7.32
Co	10.72	8.36	3.54	0.69	8.29	27.23	27.51	3.28	7.78	7.31	1.15
Ni	38.23	30.00	7.86	17.86	14.40	10.43	19.20	6.15	12.67	5.62	13.73
Cu	30.17	45.61	6.53	12.48	8.72	19.76	18.93	9.65	12.07	29.44	12.30
Zn	83.95	58.85	67.09	116.49	58.78	49.68	49.87	44.85	101.59	61.35	86.16
Ga	34.43	31.64	32.16	38.85	27.64	257.32	265.54	37.07	19.85	23.69	31.80
Rb	29.92	6.86	24.67	11.13	5.48	31.45	29.12	22.02	4.05	4.14	6.21
Sr	226	425	249	97.94	142.04	152.23	153.39	133.83	29.37	217.89	82.23
Y	24.06	22.44	27.59	29.15	24.06	13.56	13.68	23.14	31.85	20.29	30.42
Zr	54.83	47.09	82.43	88.45	60.66	27.34	27.21	69.89	72.95	50.74	83.91
Nb	0.92	0.77	2.03	2.13	1.55	0.50	0.51	1.28	1.24	0.76	2.18
Mo	0.78	0.85	0.45	0.72	0.77	0.39	0.38	0.76	0.68	0.56	0.74
Sn	7.55	6.41	8.81	2.94	4.91	6.12	6.27	6.37	6.91	7.98	5.44
Cs	0.52	0.16	0.21	0.03	0.05	0.45	0.54	0.30	0.07	0.10	0.00
Ba	304.7	200.9	211.78	224.82	124.07	41.34	40.32	229.32	83.05	122.26	161.85
La	5.67	6.02	5.34	4.60	5.74	4.53	4.46	5.56	4.63	5.43	4.91
Ce	12.78	12.31	14.23	13.00	14.91	9.68	9.91	12.94	12.26	11.65	13.63
Pr	2.07	1.89	1.95	2.03	2.21	1.30	1.37	1.97	1.92	1.70	2.07
Nd	9.49	9.98	8.94	10.68	10.72	6.45	6.72	9.67	10.61	8.92	10.50
Sm	2.93	2.89	3.11	3.22	3.07	1.76	1.84	2.84	3.40	2.55	3.54
Eu	1.03	1.06	1.42	1.00	0.99	0.94	0.98	0.76	1.28	1.02	1.06
Gd	3.58	3.14	4.46	4.06	3.50	2.11	2.13	3.41	4.63	3.24	4.36
Tb	0.67	0.60	0.84	0.73	0.55	0.38	0.35	0.48	0.76	0.55	0.71
Dy	4.36	3.95	4.68	5.19	4.09	2.45	2.58	3.90	5.15	3.76	5.23
Ho	0.90	0.88	1.04	1.14	0.88	0.51	0.53	0.83	1.23	0.83	1.12
Er	2.62	2.58	3.21	3.41	2.77	1.63	1.50	2.50	3.45	2.26	3.54
Tm	0.36	0.34	0.47	0.50	0.41	0.21	0.22	0.39	0.55	0.34	0.50
Yb	3.11	2.58	3.14	3.45	2.99	1.61	1.65	3.11	3.33	2.58	3.91
Lu	0.47	0.38	0.45	0.44	0.45	0.19	0.20	0.41	0.48	0.36	0.56
Hf	1.50	1.55	2.34	2.63	1.91	0.86	0.90	2.31	2.32	1.45	2.56
Ta	0.06	0.04	0.10	0.14	0.08	0.02	0.02	0.05	0.07	0.05	0.13
Au	27.62	29.71	30.20	29.71	31.24	27.15	27.28	28.59	32.12	24.85	31.26
Pb	5.27	3.92	6.90	1.85	1.71	1.52	1.56	3.21	3.84	4.43	1.44
Th	0.93	1.04	2.07	0.79	1.28	0.71	0.76	1.26	0.56	1.01	0.84
U	0.36	0.46	0.60	0.48	0.50	0.23	0.24	0.51	0.32	0.28	0.57

ادامہ جدول ۱.

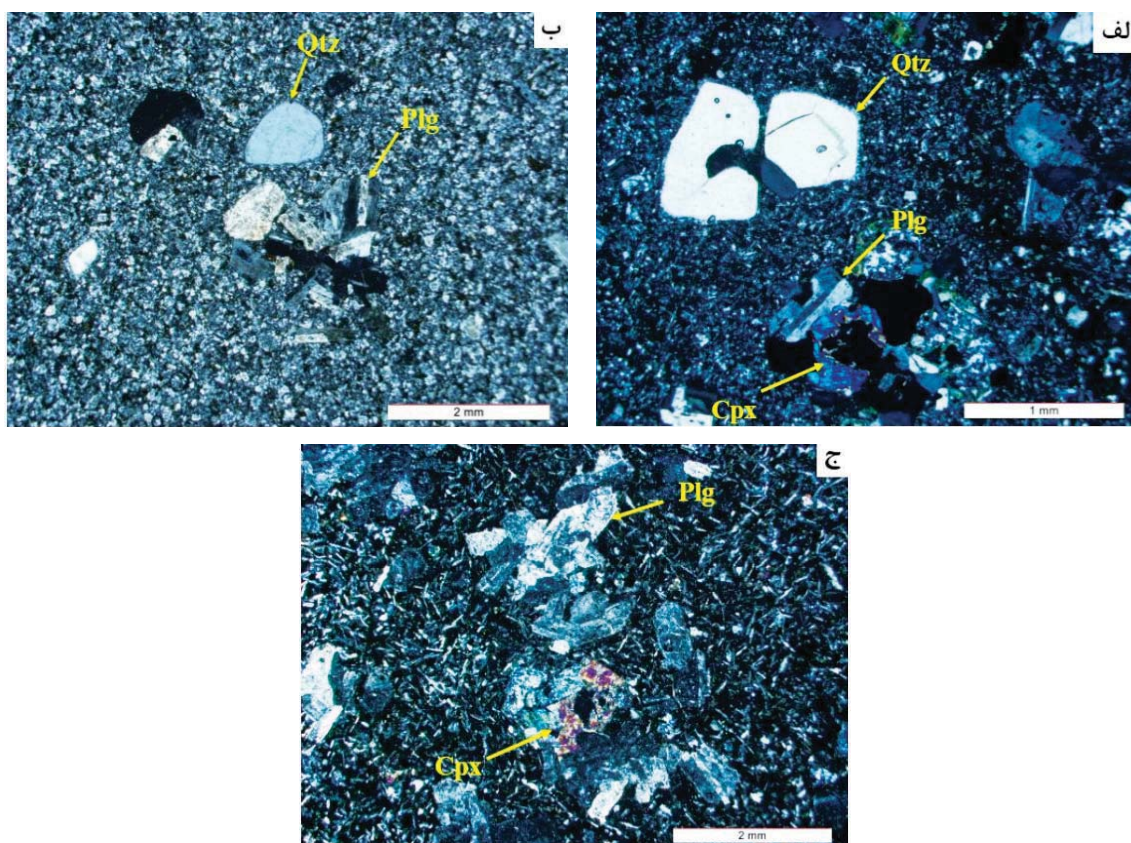
Sample	Z-12	Z-13	Z-14	Z-15	Z-16	Z-17	Z-18	Z-19	Z-20	Z-21	K-1
Type rock	Dacite	Dacite	Rhyolite	Trachandesite	Dacite	Dacite	Rhyolite	Dacite	Dacite	Dacite	diorite Gabbr
SiO ₂	67.38	66.75	68.96	69.86	61.76	70.76	73.96	72.44	73.14	74.45	54.58
Al ₂ O ₃	13.26	13.23	12.27	13.68	15.22	13.56	12.79	12.07	12.73	12.14	14.95
Na ₂ O	3.86	4.30	3.55	7.23	6.87	2.90	2.98	2.99	3.78	3.25	2.71
MgO	1.55	1.45	1.76	1.13	2.42	1.04	0.61	1.02	0.95	0.60	5.88
P ₂ O ₅	0.20	0.23	0.26	0.19	0.25	0.13	0.33	0.21	0.10	0.14	0.11
TiO ₂	0.61	0.62	0.55	0.77	0.68	0.55	0.40	0.71	0.48	0.47	0.64
CaO	4.23	4.72	5.53	1.46	3.29	5.35	4.43	1.99	2.08	3.71	8.26
K ₂ O	1.50	1.60	0.46	0.09	0.14	0.66	1.19	0.66	2.36	1.67	0.79
Fe ₂ O ₃	6.36	6.02	5.48	5.39	8.51	4.95	3.78	5.13	3.80	3.53	11.37
MnO	0.13	0.13	0.18	0.16	0.17	0.11	0.08	0.11	0.07	0.11	0.20
LOI	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03
Sum	99.09	99.05	99.00	99.81	99.31	100.00	100.54	99.83	99.47	100.07	99.51
Be	2.33	2.97	2.41	2.70	2.54	1.56	1.54	2.92	3.47	1.30	1.10
Sc	37.11	43.85	35.12	36.43	39.89	27.09	27.21	32.20	28.28	11.87	42.55
V	128.59	157.4	102.26	45.37	144.95	168.73	168.56	30.18	10.47	61.66	359.60
Cr	17.54	10.11	7.81	7.88	10.47	7.87	7.67	12.05	6.25	6.93	56.52
Co	11.68	10.63	8.61	6.43	14.24	11.12	11.21	5.54	2.09	2.92	31.02
Ni	11.07	10.08	7.76	6.97	9.88	7.69	7.50	13.09	7.18	7.62	30.67
Cu	24.61	39.79	20.81	8.65	61.31	31.59	32.09	8.40	6.22	8.83	152.33
Zn	72.31	91.33	66.15	83.31	104.38	52.91	52.56	80.40	48.75	39.48	84.84
Ga	30.18	35.66	22.42	14.62	19.09	29.37	29.54	21.12	42.45	28.30	30.22
Rb	29.19	26.07	5.47	1.36	2.16	6.02	6.10	6.06	35.30	16.61	11.60
Sr	226.35	204.3	213.10	69.03	85.65	217.20	217.54	58.86	206.86	109.17	204.29
Y	20.18	25.05	22.90	28.32	24.38	23.48	23.54	34.50	29.88	15.07	13.95
Zr	45.40	51.21	46.64	71.10	53.85	52.74	84.04	78.85	29.18	43.16	34.66
Nb	0.95	1.05	0.93	1.21	1.08	0.90	0.89	1.60	2.40	0.82	0.57
Mo	0.57	0.56	0.45	0.40	0.82	0.52	0.51	0.60	0.35	0.62	0.61
Sn	5.83	7.71	8.89	6.90	9.42	2.50	2.47	47.	8.93	2.87	2.70
Cs	0.47	0.22	0.06	0.04	0.19	0.22	0.21	0.05	0.14	0.36	0.11
Ba	235.61	294.5	136.22	28.35	36.68	143.12	143.56	130.30	307.28	150.13	126.08
La	5.12	6.05	5.76	4.37	5.47	4.51	4.45	4.90	7.70	4.32	4.00
Ce	11.86	13.55	11.71	11.34	14.11	10.18	10.10	12.66	1.65	10.08	9.19
Pr	1.85	2.17	1.94	1.82	2.26	1.74	1.78	2.16	1.92	1.52	1.18
Nd	9.11	10.25	9.39	9.70	10.43	8.86	8.65	11.71	8.85	6.90	6.55
Sm	2.71	3.14	2.97	3.40	3.46	2.73	2.64	3.87	3.21	2.11	1.94
Eu	0.98	1.09	0.89	1.19	1.13	0.84	0.81	1.12	1.41	0.78	0.68
Gd	3.29	3.69	3.48	4.28	3.32	3.24	3.27	4.87	4.51	2.33	2.05
Tb	0.54	0.65	0.56	0.72	0.52	0.59	0.58	0.91	0.83	0.44	0.37
Dy	3.74	4.37	3.95	5.37	4.28	4.38	4.29	6.33	5.57	2.74	2.55
Ho	0.72	0.96	0.86	1.17	0.9	0.93	0.91	1.33	1.04	0.71	0.55
Er	2.35	2.83	2.69	3.22	2.91	2.64	2.49	4.17	3.45	1.71	1.53
Tm	0.31	0.45	0.39	0.47	0.47	0.39	0.38	0.57	0.54	0.24	0.15
Yb	2.28	2.88	2.47	3.28	3.11	2.79	2.70	3.91	4.00	1.93	1.70
Lu	0.32	0.40	0.38	0.47	0.46	0.40	0.38	0.58	0.55	0.27	0.28
Hf	1.40	1.74	1.49	2.29	1.77	1.65	1.39	2.70	3.43	1.46	1.04
Ta	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.10	0.08	27.19	0.08
Au	49.14	31.93	22.90	29.10	32.47	36.51	36.43	35.61	28.25	2.72	23.35
Pb	4.19	6.42	3.57	2.37	7.20	4.49	4.56	3.78	2.31	0.97	5.60
Th	1.08	1.15	1.07	0.61	1.14	0.78	0.77	0.67	2.99	0.49	0.80
U	0.28	0.37	0.23	0.30	0.45	0.39	0.37	0.50	0.75	27.19	0.28

ادامه جدول ۱.

Sample	K-2	K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8	K-9	K-10	K-11	K-12
Type rock	Diorite	Gabbr diorite	Gabbro diorite	Gabbro diorite	Gabbro 0	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite
SiO ₂	53.34	59.99	53.84	68.96	52.45	77.01	77.84	80.95	74.84	80.00	78.12
Al ₂ O ₃	17.80	15.35	19.43	12.27	18.20	12.92	12.78	11.20	13.01	11.53	11.85
Na ₂ O	3.52	3.32	2.95	3.55	4.44	5.03	4.70	4.60	3.60	5.31	4.35
MgO	3.31	2.16	2.56	1.76	2.75	0.81	0.70	0.63	1.28	0.74	0.63
P ₂ O ₅	0.12	0.22	0.13	0.26	0.15	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02	0.03
TiO ₂	0.49	0.80	0.66	0.55	0.75	0.24	0.22	0.20	0.40	0.17	0.26
CaO	7.95	6.21	9.59	5.53	6.33	2.78	2.18	1.93	2.73	0.74	2.07
K ₂ O	0.77	1.32	0.63	0.46	2.30	0.30	0.31	0.23	0.34	0.19	0.26
Fe ₂ O ₃	8.31	9.01	9.12	5.48	9.82	1.25	2.30	1.40	3.60	1.90	2.51
MnO	0.19	0.19	0.14	0.18	0.17	0.03	0.02	0.02	0.07	0.01	0.05
LOI	0.07	0.03	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Sum	95.8	98.60	99.08	99.00	97.41	100.41	101.07	101.1	99.95	100.60	100.1
Be	1.46	1.44	1.58	2.26	2.06	1.70	1.62	1.56	1.71	1.46	1.49
Sc	19.41	27.65	26.43	24.10	39.61	16.79	13.02	12.05	18.76	12.52	13.61
V	231.18	213.3	324.20	166.17	317.41	54.23	45.16	43.18	64.70	39.04	35.79
Cr	9.25	11.46	7.45	9.85	6.26	7.42	3.82	2.78	4.79	6.56	8.85
Co	16.05	16.22	19.26	15.57	21.05	1.57	1.93	1.85	5.32	5.86	3.25
Ni	11.49	13.44	13.04	9.72	11.90	14.14	7.18	6.56	6.66	6.69	12.19
Cu	34.61	44.81	179.09	28.56	210.00	6.62	5.91	4.78	11.05	5.40	9.08
Zn	61.46	107.3	61.45	59.93	83.47	5.96	7.94	6.65	13.47	9.58	17.91
Ga	46.24	47.33	31.23	32.24	40.56	16.52	13.59	12.97	16.40	9.78	17.40
Rb	11.41	21.41	10.10	17.38	29.92	1.80	1.91	1.67	2.53	1.09	1.92
Sr	541.15	233.5	340.34	350.54	329.84	134.78	105.18	103.71	122.23	72.19	105.07
Y	10.20	19.92	12.64	9.24	13.86	40.96	43.66	42.97	29.08	26.52	19.26
Zr	49.91	47.88	32.07	46.00	33.30	118.08	125.92	123.87	63.12	63.22	92.18
Nb	2.12	1.01	0.69	2.30	0.82	3.35	2.70	1.98	1.23	1.32	1.80
Mo	0.68	0.85	0.47	0.21	0.98	0.20	0.33	0.26	0.36	1.11	0.37
Sn	2.58	3.53	2.66	6.81	6.15	2.04	9.94	8.65	2.30	3.3	6.41
Cs	0.06	0.24	0.36	0.70	0.54	0.09	0.25	0.17	0.17	0.02	0.13
Ba	227.27	243.6	125.78	233.45	280.97	59.24	40.15	39.00	46.61	20.14	53.91
La	6.50	5.97	4.47	6.29	4.16	4.20	7.24	6.43	3.48	2.61	7.91
Ce	18.51	14.10	9.48	13.11	9.15	12.92	28.17	15.97	8.71	6.88	15.66
Pr	2.04	1.81	1.02	1.74	1.32	2.03	2.21	2.03	1.34	1.05	1.58
Nd	9.18	9.77	6.34	7.04	6.02	10.80	11.77	10.34	7.49	6.09	6.77
Sm	1.80	2.73	1.85	2.19	2.00	3.66	4.13	3.43	2.35	2.34	1.51
Eu	0.52	0.90	0.71	0.61	0.73	0.53	0.47	0.37	0.66	0.49	0.63
Gd	1.89	3.12	1.79	1.56	2.07	4.87	5.11	4.04	3.33	2.71	2.12
Tb	0.42	0.60	0.37	0.27	0.33	0.82	1.00	0.87	0.63	0.56	0.36
Dy	3.23	3.52	2.49	1.70	2.39	6.33	7.23	6.43	4.74	4.88	2.66
Ho	0.65	0.68	0.57	0.40	0.53	1.48	1.67	1.43	1.04	1.02	0.64
Er	1.89	2.21	1.48	0.99	1.28	4.76	4.92	3.65	3.25	3.30	2.00
Tm	0.28	0.23	0.20	0.16	0.20	0.67	0.74	0.69	0.49	0.53	0.31
Yb	2.10	2.69	1.59	1.20	1.59	5.40	5.85	4.67	3.71	3.41	2.68
Lu	0.31	0.35	0.23	0.18	0.25	0.80	0.86	0.76	0.49	0.56	0.41
Hf	1.37	1.34	1.02	1.26	1.22	3.83	4.11	3.23	2.06	2.04	3.02
Ta	0.07	0.07	0.02	0.09	0.04	0.21	0.13	0.12	0.10	0.07	3.02
Au	29.45	31.41	20.51	25.20	30.40	39.08	25.96	23.87	27.44	20.29	22.73
Pb	2.31	6.11	1.50	3.12	3.24	1.12	1.70	1.60	1.26	0.94	1.54
Th	2.19	1.12	0.80	1.77	0.91	1.95	2.26	1.98	0.60	0.69	1.07
U	0.73	0.24	0.27	0.49	0.29	0.72	0.93	0.86	0.38	0.41	0.56

جدول ۲. مقادير نسبت‌های اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و مقادير ϵNd در نمونه‌های انتخاب‌شده از سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری

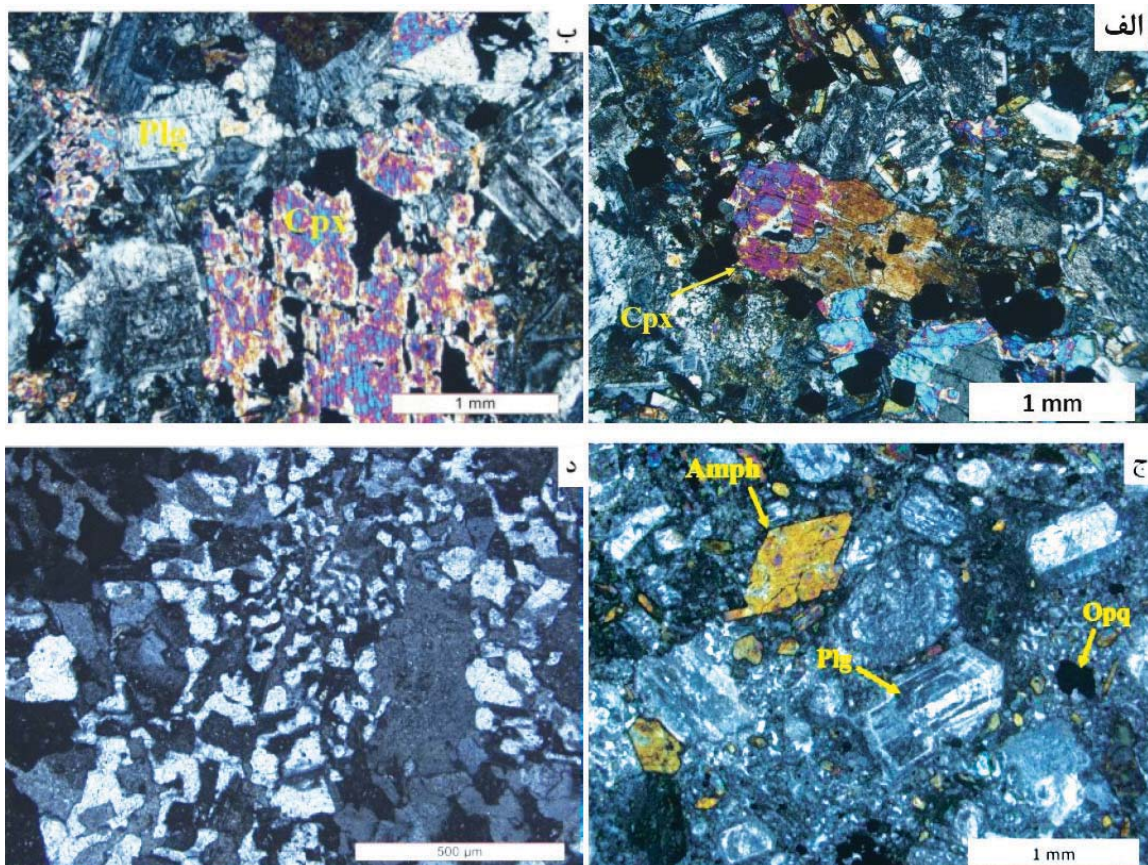
Sample	Type rock	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	Nde
Zn-2	Dacite	۰.۷۰۶۱	۰.۰۴۶۹	۰.۷۰۶۳	۰.۵۱۲۹	۰.۱۷۴۹	۰.۵۱۲۸	۶.۲۳
Zn-4	Rhyolite	۰.۷۰۴۹	۰.۳۲۸۷	۰.۷۰۴۸	۰.۵۱۳۰	۰.۱۸۱۵	۰.۵۱۲۹	۷.۳۸
Zn-5	Rhyolite	۰.۷۰۴۴	۰.۱۱۱۹	۰.۷۰۴۴۵	۰.۵۱۲۹	۰.۱۷۲۴	۰.۵۱۲۸	۶.۳۴
Zn-8	Dacite	۰.۷۰۴۹	۰.۴۷۵۹	۰.۷۰۴۹	۰.۵۱۲۹	۰.۱۷۶۸	۰.۵۱۲۸	۵.۹۴
Zn-10	Rhyolite	۰.۷۰۴۱	۰.۰۵۳۱	۰.۷۰۴۱	۰.۵۱۲۹	۰.۱۷۰۸	۰.۵۱۲۸	۵.۹۱
Zn-16	Trachyandesite	۰.۷۰۴۷	۰.۰۵۸۷	۰.۷۰۴۷	۰.۵۱۳۰	۰.۲۱۱۰	۰.۵۱۲۹	۶.۹۳
Zn-18	Dacite	۰.۶۹۰۵	۰.۰۸۰۱	۰.۷۰۴۹	۰.۵۱۳۰	۰.۱۸۵۵	۰.۵۱۲۸	۶.۳۳
Zn-22	Dacite	۰.۷۰۵۰	۰.۴۴۰۱	۰.۷۰۵۰	۰.۵۱۲۹	۰.۱۸۴۱	۰.۵۱۲۸	۵.۹۵
k-1	Gabbrodiorite	۰.۷۰۴۴	۰.۲۶۵۱	۰.۷۰۴۲	۰.۵۱۲۹	۰.۱۶۸۲	۰.۵۱۲۹	۶.۲۴
k-2	Diorite	۰.۷۰۴۲	۰.۰۶۰۱	۰.۷۰۴۶	۰.۵۱۳۰	۰.۱۱۸۱	۰.۵۱۲۹	۷.۲۲
k-3	Gabbrodiorite	۰.۷۰۴۶	۰.۱۶۴۲	۰.۷۰۴۵	۰.۵۱۲۹	۰.۱۷۸۳	۰.۵۱۲۸	۵.۸۱
k-7	Granite	۰.۷۰۵۳	۰.۰۵۲۹	۰.۷۰۵۸	۰.۵۱۳۰	۰.۱۸۸۹	۰.۵۱۲۹	۷.۰۱
k-10	Granite	۰.۷۰۵۳	۰.۰۵۲۵	۰.۷۰۵۵	۰.۵۱۳۰	۰.۲۱۱۳	۰.۵۱۲۸	۶.۱۳
k-11	Granite	۰.۷۰۵۹	۰.۰۳۸۶	۰.۷۰۵۳	۰.۵۱۳۰	۰.۲۰۴۰	۰.۵۱۲۸	۶.۱۶



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری XPL از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری، الف) بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپيروکسن و کوارتز در سنگ‌های داسیتی، ب) بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در سنگ‌های ریولیتی، ج) تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپيروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در گدازه‌های تراکی‌آندزیتی (Qtz = کوارتز، Plg = پلاژیوکلاز، Cpx = کلینوپيروکسن؛ علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz, 1983)

رنگ صورتی روشن هستند. این سنگ‌ها اغلب دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه بوده و به‌طور گسترده، بافت گرافیکی نشان می‌دهند (شکل ۵-د). پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی فلدسپار، کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی هستند. از کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها می‌توان به آمفیبول، کلینوپیروکسن، آپاتیت، سریسیت، کلریت و اپیدوت اشاره کرد. پلاژیوکلاز به‌صورت تیغه‌ای، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد مختلف مشاهده می‌شود. در نمونه‌های دگرسان‌شده، بلورهای پلاژیوکلاز به‌شدت به سریسیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت تبدیل شده‌اند. کوارتز به‌صورت نیمه خودشکل تا غیرخودشکل دیده می‌شود.

دیوریت‌ها از نظر کانی‌شناختی دارای پلاژیوکلاز و به‌عنوان کانی‌های اصلی هستند. درشت بلورهای آمفیبول در این سنگ‌ها اغلب به‌صورت دوکی و منشوری‌شکل با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای و با داشتن دو سیستم رخ غیرعمود به‌راحتی قابل تشخیص هستند. بلورهای آمفیبول از نوع هورنبلند سبز می‌باشند و اغلب حاوی ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و با ابعاد متوسط تا ریزدانه دیده می‌شوند و برخی از آنها در اثر دگرسانی، سریسیتی شده‌اند. بافت این سنگ‌ها معمولاً دانه‌ای و در حاشیه‌ها از نوع پورفیری است (شکل ۵-ج). گرانیت‌ها به علت فراوانی زیاد ارتوکلاز و کمبود کانی‌های آهن و منیزیم‌دار در نمونه دستی دارای

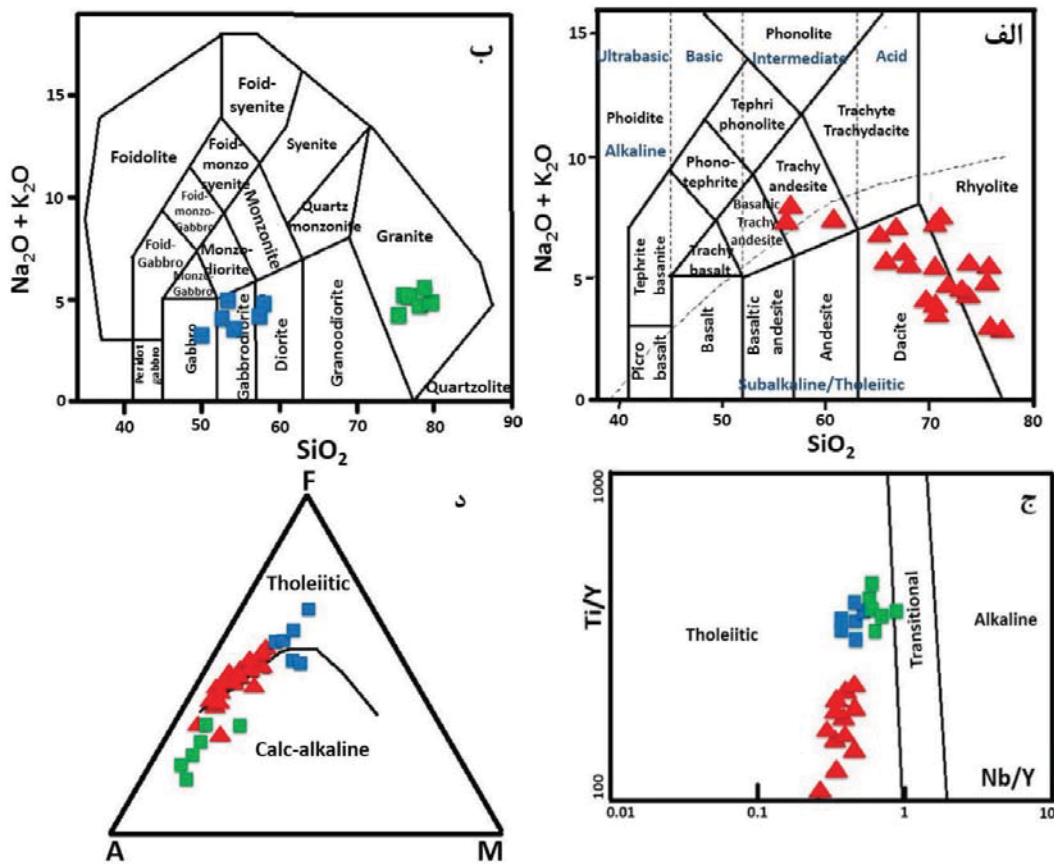


شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری XPL از سنگ‌های نفوذی نیمه‌عمیق در جنوب‌غرب سبزوار. الف) تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن در گابروها که حاوی کانی کدر می‌باشد، ب) درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرو دیوریتی، ج) تصویری از بلورهای شکل‌دار آمفیبول و پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی در دیوریت‌ها، د) تصویری از بافت گرافیکی در سنگ‌های گرانیتی (Opx = کدر، Plg = پلاژیوکلاز، Cpx = کلینوپیروکسن؛ علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz, 1983)

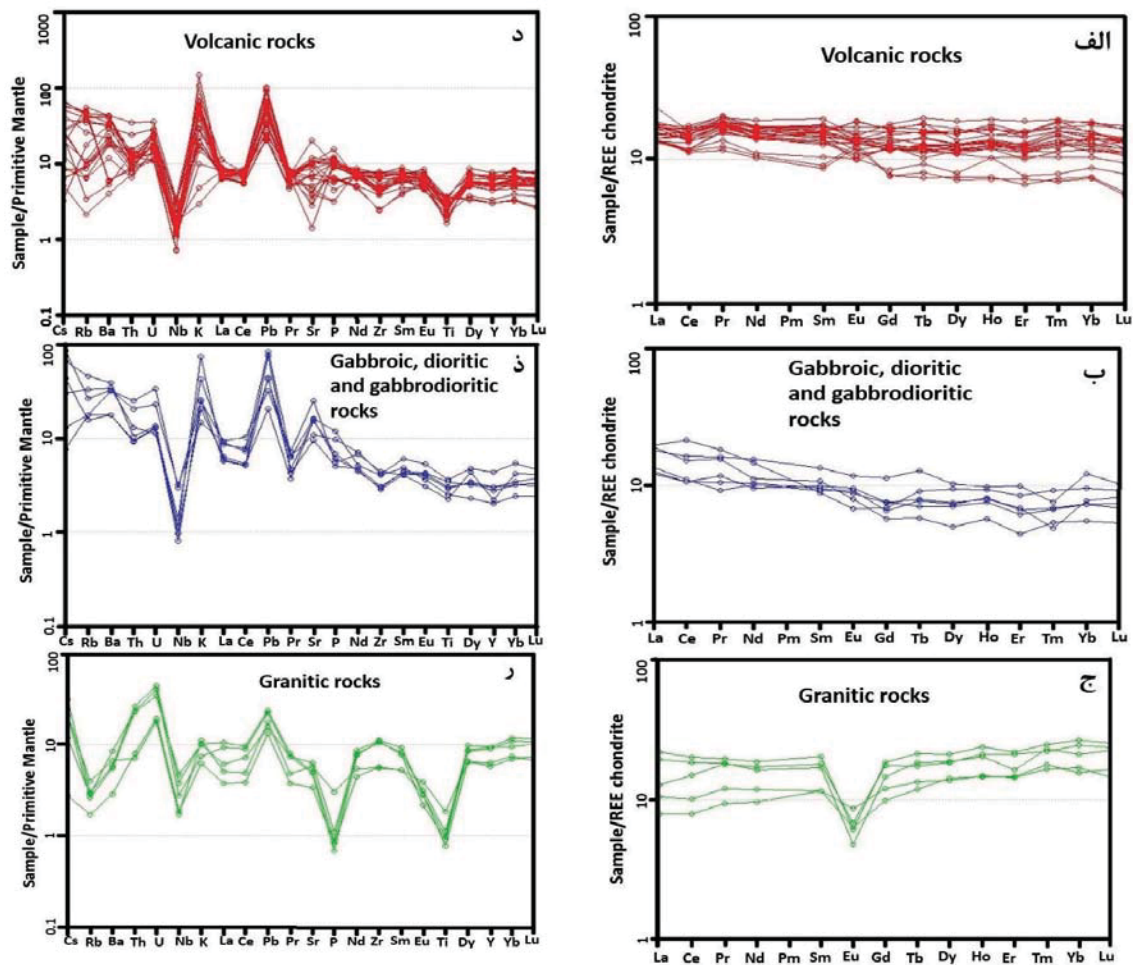
زمین‌شیمی سنگ‌کل

منفی به جدایش پلاژیوکلاز در خلال فرایند تفریق بلوری از ماگمای بازیگ مربوط است (Azer, 2007) که با توجه به وجود سنگ‌های گابرودیوریتی وابسته در منطقه کاملاً منطقی است. در نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌ها از عناصری همچون K, Pb, U و غنی‌شدگی و از عناصر Zr, Nb, Ti, P, Ta, Th تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این امر بیانگر ویژگی‌های مرتبط با محیط‌های فرورانش می‌باشد (Hawkesworth et al., 1991) (شکل‌های ۷-د، ۷-ذ، ر). با توجه به نمودارهای به‌هنجار شده و عنکبوتی شکل ۷ می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری، دارای همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی هستند و ماگمای سازنده آنها از یک منبع گوشته‌ای یکسان در یک محیط فرورانش نشأت گرفته است.

سنگ‌های آذرین‌های درونی دارای ترکیب گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت با محتوای SiO_2 بین ۵۲/۴۵ و ۸۰/۹۵ و سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت با محتوای SiO_2 بین ۵۲/۰۹ و ۷۶/۶۰ می‌باشند (شکل ۶-الف، ب). تمامی نمونه‌ها در نمودار Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982) در محدوده سری تولییتی تصویر شده‌اند (شکل ۶-ج). در نمودار AFM معرفی شده توسط Irvine and Baragar (1971) نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری در محدوده کالک‌آلکاین تا توله‌ایتی واقع می‌شوند (شکل ۶-د). نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای به‌هنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974) دارای الگوی تقریباً مسطحی از REE با ناهنجاری منفی Eu در نمونه‌های گرانیتی می‌باشند (شکل ۷-الف، ب، ج). علت این ناهنجاری



شکل ۶. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری در نمودارهای طبقه‌بندی، الف) Le Bas et al., 1986، ب) Middlemost, 1985 و نمودارهای تعیین سری ماگمایی، ج) Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982)، د) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری (الف، ب و ج) نمودارهای به‌هنجارشده عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، د، ذ و ر) نمودار عنکبوتی به‌هنجارشده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

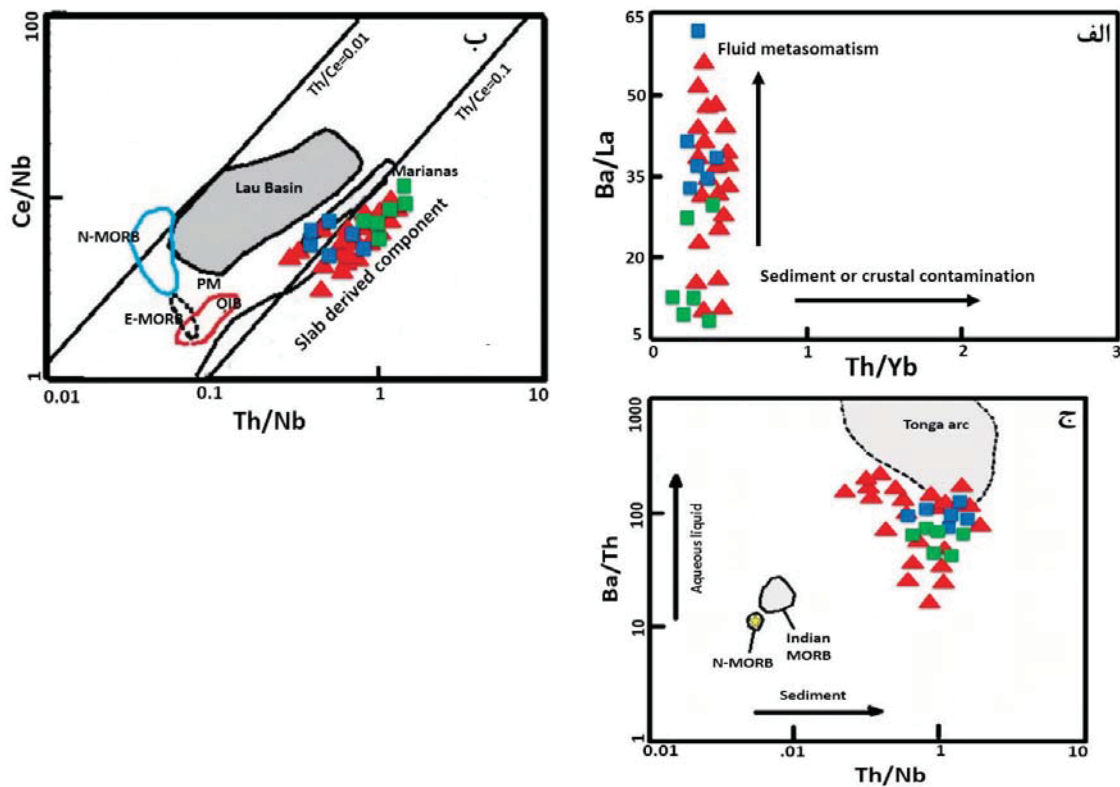
نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) به‌هنجارشده به گوشته اولیه مشاهده می‌شود (شکل‌های ۷-د، ذ، ر)، نمونه‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری دارای ناهنجاری منفی از P, Ti و Nb می‌باشند که بیانگر نقش سیال‌های رهاشده از ورقه فرورانده در تشکیل آن‌ها است (Smithies et al., 2004). همچنین، در نمودار Ba/La-Th/Yb (Condie, 2005)، نمونه‌ها دارای روند افزایشی در نسبت Ba/La هستند که نشانگر تشکیل آنها در محیط فروانش و نقش سیال‌های مشتق شده از ورقه فرورونده در زایش ماگما می‌باشد (شکل ۸-الف). این شکل، دخالت رسوب‌های روی ورقه فرورونده در زایش ماگما یا آلیش ماگمایی را تأیید نمی‌کند. علاوه بر این، برای تشخیص بهتر نقش سیال‌های

نقش ترکیبات ورقه فرورنده در زایش ماگما

در زون‌های فرورانش، اجزای درگیر در زایش ماگما را می‌توان شامل ورقه فرورنده، گوه گوشته‌ای روی زون فرورانش، رسوب‌های روی ورقه فرورونده، سیال‌های آزادشده از ورقه فرورونده در خلال دگرگونی و ترکیبات موجود در مسیر بالآمدن ماگما (شامل گوشته، پوسته اقیانوسی در جزایر کمانی اقیانوسی و پوسته زیرین و بالایی قاره‌ای در کمان‌های حاشیه قاره) دانست. در بیشتر زون‌های فرورانش، گوه گوشته‌ای رویی متحمل متاسوماتیسم ناشی از سیال‌های سرشار از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) رهاشده از ورقه فرورونده آیزدایی شده و با مذاب‌های بخشی حاصل از ذوب ورقه فرورونده می‌شود (Tian et al., 2008). همان‌طور که در

طی فرورانش رفتار متفاوتی دارند (Koglin et al., 2009). باریم، در دماهای بالا تحرک پذیری بالایی دارد. توریم، در سیال‌های دما پایین نامتحرک است و تنها در سیال‌ها و مذاب‌های دما بالا متحرک می‌باشد. در حالی که نیوبیم تقریباً همیشه نامتحرک است. بنابراین، از نسبت‌های Ba/Th در مقابل Th/Nb می‌توان برای تعیین میزان درگیری مذاب حاصل از ورقه فرورانده شده و رسوب‌های روی آن یا سیال‌های مشتق شده از آب‌زدایی ورقه فرورانده شده در ماگماهای زون فرورانش استفاده کرد (Tian et al., 2008). همان‌طور که در شکل ۸-ج مشاهده می‌شود، رسوب‌های روی ورقه فرورانده در مقایسه با سیال‌های رهانده از آب‌زدایی ورقه فرورانده، در تولید ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه نقشی نداشته‌اند.

رهانده از ورقه فرورانده شده یا مشارکت رسوب‌های روی ورقه فرورانده در تکوین ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار، از نمودار نسبت Th/Nb در مقابل Ce/Nb (Saunders and Tarney, 1984) استفاده شده است (شکل ۸-ب). در این نمودار، اکثر نمونه‌ها دارای نسبت Th/Ce بیشتر از ۰/۸ می‌باشند و در محدوده کمان ماریانا قرار می‌گیرند که بیانگر نقش ترکیبات زون فرورانش (سیال‌ها و یا مذاب‌های حاصل از ورقه فرورانده شده و رسوب‌های روی آن) در تولید ماگمای مادر سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار است. برای داشتن درک بهتر از نقش ترکیبات شیمیایی مرتبط با فرورانش، تغییرات عناصری همچون Ba ، Th و Nb مورد بررسی قرار گرفت. این عناصر با وجود داشتن ضرایب تفکیک مشابه، در

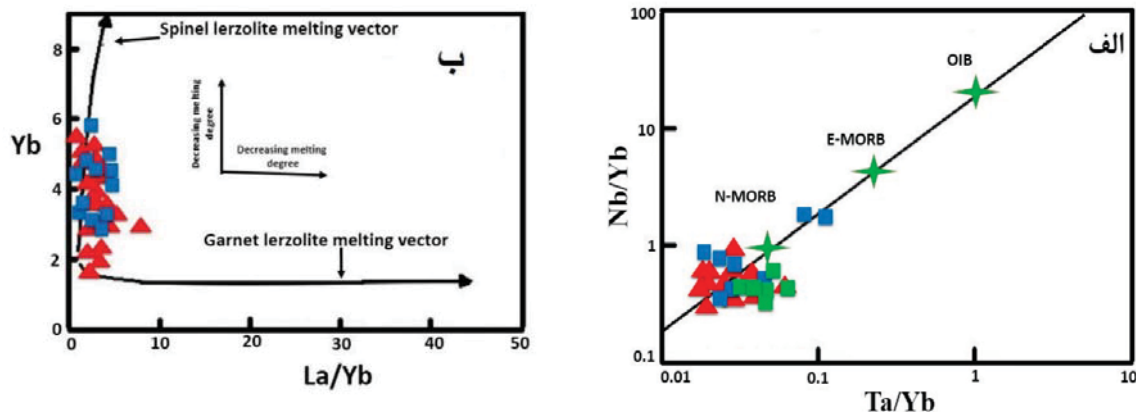


شکل ۸. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار در نمودارهای الف) $Ba/La-Th/Yb$ (Condie, 2005)، ب) Th/Nb در مقابل Ce/Nb (Saunders and Tarney, 1984)، ج) Ba/Th در مقابل Th/Nb (Tian et al., 2008).

ویژگی‌های محل منشأ و محیط زمین‌ساختی زایش ماگما

(Pang et al., 2013)، ناحیه منشأ نمونه‌ها در محدوده N-MORB قرار گرفته است (شکل ۹-الف). این نمودار نشان می‌دهد که گوشته محل منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار، از یک خاستگاه تهی‌شده سرچشمه گرفته است. حساسیت توزیع REE‌ها نسبت به حضور گارنت در سنگ خاستگاه، احتمالاً نقش مهمی در ایجاد روندهای جدایشی REE بازی می‌کند (Coban, 2007). همان‌طور که در نمودارهای به‌هنجار شده به کندریت (شکل ۷-الف، ب، ج) مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی دارای الگوی سطحی از REE و بدون غنی‌شدگی مشخص از LREE می‌باشند که بیانگر نبود گارنت در گوشته محل منبع ماگمای تولیدکننده آن‌ها است. علاوه بر این، همه نمونه‌ها در نمودار La/Yb-Yb (Ozdemir and Güleç, 2014) نزدیک به منحنی ذوب اسپینل لرزولیت تصویر می‌شوند (شکل ۹-ب).

همراهی معنی‌دار تراکی‌اندزیت، داسیت و ریولیت در یک واحد آتشفشانی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نظر زایشی به هم مرتبط می‌باشند. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی به‌هنجارشده به گوشته اولیه و کندریت نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار، همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی دارند. این امر نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن‌ها از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای واحد با فرایندهای مشابه به وجود آمده است. جهت تعیین ویژگی‌های محل منشأ و محیط زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها از نمودارهای مختلف مبتنی بر عناصر کمیاب استفاده شده است. در نمودار Nb/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1982؛

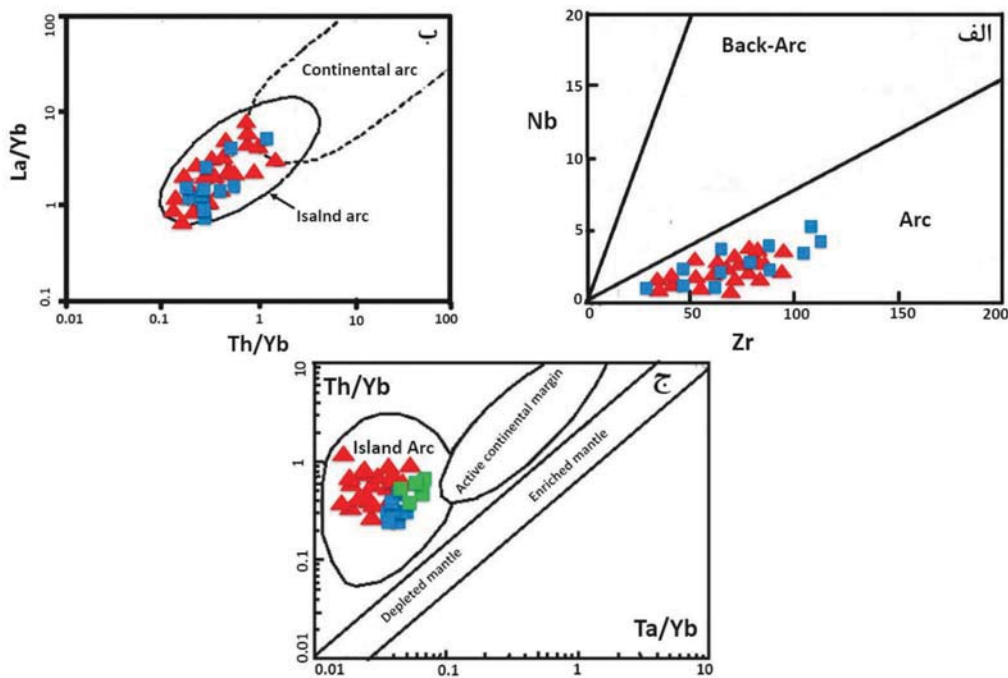


شکل ۹. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار در نمودارهای الف) Nb/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1982؛) و ب) La/Yb-Yb (Ozdemir and Güleç, 2014) (Pang et al., 2013).

منشأ مذاب مفید می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالایی از Th/Yb هستند و در این نمودار در محدوده جزایر کمانی و نزدیک به گوشته تهی‌شده قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-ج).

از نظر ایزوتوپی، نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آذرین بیرونی (داسیت، ریولیت و تراکی‌اندزیت) و درونی (گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت) منطقه مطالعاتی به ترتیب بین ۰/۷۰۶۱-۰/۶۹۵ و ۰/۷۰۴۲-۰/۷۰۵۹ و نسبت اولیه

در نمودار Zr در مقابل Nb (Tatsumi et al., 1983) که متمایزکننده محیط پشت کمان از کمان می‌باشد، نمونه‌های مورد مطالعه در محیط مرتبط با کمان واقع می‌شوند (شکل ۱۰-الف). علاوه بر این، نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb (Condie, 1989)، موقعیت نمونه‌های بررسی شده را در منطقه جزایر کمانی نشان می‌دهد (شکل ۱۰-ب). نمودار دو متغیره Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) جهت بررسی محیط زمین‌ساختی و تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری در نمودارهای الف) Zr در مقابل Nb (Tatsumi et al., 1983)، ب) La/Yb در مقابل Th/Yb (Condie, 1989)، ج) La/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983).

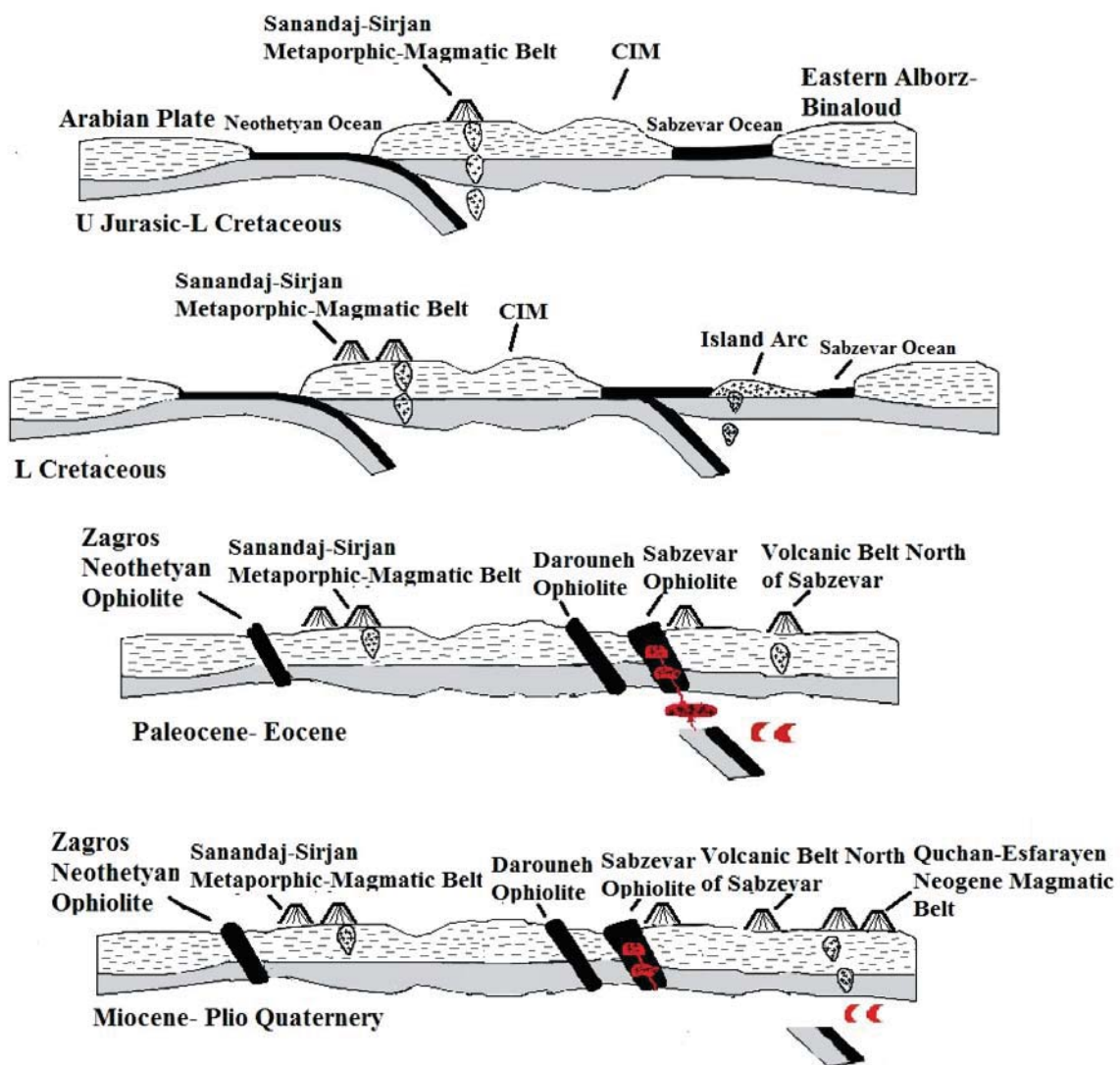
در تریاس بالایی در حوضه زاگرس، ماگماتیسم کمانی ژوراسیک در زون سندج-سیرجان رخ داده و حوضه کششی پشت کمانی آن در ورقه ایران مرکزی در مناطق نائین-بافت، سیستان و سبزواری-جنوب البرز ایجاد شده است (Agard et al., 2005; Omrani et al., 2008; Fürsich et al., 2010; Rossetti et al., 2009; قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). عده‌ای از پژوهشگران، زمان بسته شدن این اقیانوس و تشکیل آمیزه افیولیتی ناشی از برخورد ورقه عربی به خرد قاره ایران مرکزی را به کرتاسه بالایی یا پالئوسن-ائوسن نسبت داده‌اند (Berberian and Stampfli and Borel, 2002; Arvin et al., 2007; Omrani et al., 2008). ماگماتیسم ناشی از همگرایی و جایگیری نهایی افیولیت‌های سبزواری به وسیله فعالیت‌های ماگمایی پس‌افیولیتی از ائوسن تا پلیوسن ادامه یافته است (Spies et al., 1983; Shojaat et al., 2003; Ghasemi and Rezaei Kahkhaie, 2015; Jamshidi et al., 2015; قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ آن‌ها نیز بین 0.51293 – 0.51301 و 0.51292 – 0.51297 متغیر می‌باشد (جدول ۲). به‌طور کلی، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی دارای مقادیر ایزوتوپی Sr و Nd مشابهی هستند که بیانگر ارتباط ژنتیکی آنهاست.

شواهد ژئوشیمیایی همگی حاکی از تولید ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزواری در یک محیط فرورانش جزیره کمانی در خلال فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزواری در طی کرتاسه پسین می‌باشد. پژوهشگرانی که به مطالعات زمین‌شناسی در این پهنه پرداخته‌اند، مدل‌های ژئودینامیکی متفاوتی برای تحول حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزواری ارائه کرده‌اند (Rossetti et al., 2010; Jamshidi et al., 2015; et al., 2015؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴). در اکثر این مدل‌ها، به تشکیل حاشیه فعال قاره‌ای و کمان ماگمایی ژوراسیک در زون سندج-سیرجان اشاره شده است (Ghasemi and Talbot, 2006; Rossetti et al., 2010). به عقیده برخی از پژوهشگران، شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس در تریاس بالایی بوده است (Berberian and King, 1981; Arvin et al., 2007; Bagheri and Stampfli, 2008). در نتیجه فرورانش به سمت شمال شرقی اقیانوس نئوتتیس

ماگمایی با طبیعت کالک‌آلکان در زمان سنوزوئیک و فعالیت‌های ماگمایی درون (Moghadam et al., 2016) ورقه قاره‌ای در نئوژن و کواترنر شده است. گنبد‌های آداکیتی نوارهای ماگمایی شمال سبزوار (Ghasemi et al., 2003; and Rezaei Kahkhaie, 2015; Jamshidi et al., 2015; جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴؛ جمشیدی، ۱۳۹۴) و جنوب قوچان-اسفراین (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ گردیده و همکاران، ۱۳۹۷) به‌عنوان فرآورده تحولی و تکاملی این کمان ماگمایی مطرح شده است (شکل ۱۱).

و ۱۳۹۴؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ جمشیدی و قاسمی، ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). جزایر کمانی جنوب‌غربی سبزوار با سرشت آهکی قلیایی-تولئیتی، در طی کرتاسه پسین با فرورانش به سمت شمال شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس (حوضه اقیانوسی سبزوار) به زیر ورقه بینالود (البرز شرقی) تشکیل شده‌اند. این کمان ماگمایی که در ابتدا (کرتاسه پسین) از نوع جزایر کمانی بوده است، با ادامه فرورانش و اتصال آن به لبه جنوبی منطقه البرز خاوری (بینالود)، به یک پهنه فرورانش حاشیه قاره تبدیل شده و سبب بروز فعالیت‌های



شکل ۱۱. مدل زمین‌ساختی نمادین برای بیان تحول و تکامل ماگماتیسم مزوزوئیک-سنوزوئیک در حوضه سبزوار

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی جنوب باختر سبزواری به سن کرتاسه بالایی شامل داسیت، ریولیت، تراکی آندزیت، گابرو، دیوریت، گابرودیوریت و گرانیت هستند. این سنگ‌ها بخشی از توالی آتشفشانی-رسوبی فسیل‌دار کرتاسه بالایی می‌باشند. سنگ‌های آذرین جنوب‌غرب سبزواری دارای ماهیت تولییتی بوده و بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در محیط جزایر کماتی مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند. ماگمای مادر این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده توسط سیال‌های برگرفته شده از آبدزایی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نفوختیس حوضه اقیانوسی سبزواری منشأ گرفته است. فرورانش رو به شمال این ورقه اقیانوسی به زیر لبه جنوبی البرز شرقی (بینالد) سبب بروز ماگماتیسم تولییتی جزایر کماتی در جنوب باختر سبزواری در طی کرتاسه پسین شده است.

منابع

- ع.، ۱۳۸۹. سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنگی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۸، ۳، ۳۴۷-۳۷۰.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی‌قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۹، ۴، ۶۹۹-۷۱۴.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲. بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکان بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷، ۲۷، ۱۷-۲۹.
- قاسمی ح.، رستمی ح. و صادقیان م.، ۱۳۹۷. ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین-میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی-جنوب البرز شرقی، شاهرود-دامغان. فصلنامه علوم زمین، ۲۷، ۱۰۷، ۱۳۶-۱۲۳.
- کاظمی، ز.، قاسمی، ح. و موسیوند، ف.، ۱۳۹۴. ماگماتیسم کرتاسه پسین در لبه شمالی زون ایران مرکزی، جنوب‌غرب سبزواری. مجموعه مقالات نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۴۰۴-۴۱۳.
- گردیده، س.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۷. سن سنگی U-Pb بر بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین‌شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶، ۲، ۴۵۵-۴۷۸.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 94, 401-19.
- Alavi-Tehrani, N., 1976. Geology and petrography in the ophiolite rang NW of Sabzevar (Khorasan/Iran). PhD thesis, The University of Saarbrucken, German.
- Alaminia, Z., Karimpour, M.H., Homam,
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۳. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آداکیتی سیلیس بالای پساافیولیتی سبزواری. مجله پترولوژی، ۵، ۱۷، ۵۱-۶۸.
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و میائو، ل.، ۱۳۹۴. سن سنگی U-Pb و تعیین ترکیب منشأ گنبد‌های آداکیتی پساافیولیتی سبزواری. مجله پترولوژی، ۶، ۲۳، ۱۲۱-۱۳۸.
- جمشیدی، خ.، ۱۳۹۴. پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژن گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزواری. رساله دکتری، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- طاشی، م.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵. الگوی رخداد کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس-نقره گرماب پایین، جنوب‌شرق سبزواری، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۴۰، ۸۹-۱۰۵.
- طاشی، م.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۶. کانه‌زایی مس-نقره سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد نوع بشی در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین: مثال موردی کانسار گرماب پایین: جنوب‌شرق شاهرود، زمین‌شناسی اقتصادی، ۹، ۲۱۳-۲۳۳.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، خانعلیزاده، ع. و تنها،

- M. and Finger, F., 2013. The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 102, 1603-1625.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 474-489.
 - Azer, M.K., 2007. Tectonic significance of Late Precambrian calc-alkaline and alkaline magmatism in Saint Katherina area, southern Sinai, Egypt. *Geologica Acta*, 5, 255-272.
 - Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Poshte-Badam metamorphic complex in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451, 123-155.
 - Baroz, F., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter, M. and Rocci G., 1983. Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions, Report 51, Geological Survey of Iran, 205-237.
 - Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G., 1983. Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Final report, Geological Survey of Iran. Report no.51.
 - Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian journal of Earth Science*, 5, 101-117.
 - Berberian, M., and Berberian M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union & Geological Society of America. Washington, 5-32.
 - Coban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: A comparison between Eastern, Central and Western Anatolia, *Earth-Science Reviews*, 80, 219-238.
 - Condie, K. C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. *Lithos*, 79, 491-504.
 - Condie, KC., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23, 1-18.
 - Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. *Geological*, London, Special Publications, 312, 1, 189-203.
 - Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science*, 26, 693-683.
 - Ghasemi, H. and Rezaei, Kahkhaei. M., 2015. Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology*, 109, 2, 235-252.
 - Hawkesworth, C.J., J.M. Hergt, R.M. El-lam, and F. McDermott., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism, *Phil. Trans. Society, London*, A335, 393-405.

- Irvine, T., and Baragar, W. R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V.R., Sadeghian, M. and Dahren, B., 2015. Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, northeast Iran. *Solid Earth*, 6, 49-72.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogists*, 68, 277-279.
- Khalatbari, M., Babaie, H. and Gani, M., 2013. Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70-71, 209-230.
- Koglin, N., Dimitrios, K. and Thomas, R., 2009. The Lesvos mafic-ultramafic complex, Greece, ophiolite or incipient rift? *Lithos*, 108, 243-261
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streck-eisen, A. and Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27,3, 375-750.
- Lindenberg, H.G., Gorler, K. and Ib-beken, H., 1983. Stratigraphy, structure and oro-genetic evolution of the Sabzevar zone the area of Oryan Khorasan, NE, Iran. *Geological Society of Iran*, Rep. NO. 51, 120-142.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Lin, Y., and Zaw, Kh., 2016. Geology, ore fa-cies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudeh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* (in press).
- Middlemost, E. A. K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks*. Longman, London.
- Moghadam, H.S., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Martinez, M.L., Ghorbani, G. and Nasrabad, M., 2016. The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sa-bzevar structural zone (NE Iran): implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248, 517-535.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Noghreyan M. K., 1982. Evolution geochimique, mineralogique et structurale d'une edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central), NE de Iran, PhD theses, University de Nancy, France.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adak-ites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106, 380-398.
- Ozdemir, Y. and Güleç, N., 2014. Geological and geochemical evolution of the quaternary Süphan Stratovolcano, eastern Anatolia, Turkey: evidence for the lithosphere-Asthenosphere interaction in post-collisional volcanism. *Journal of Petrology*, 55, 37-62.
- 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.
- Pearce, J.A., 1982. Trace Element Charac-

- teristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (R.S. Thorpe, ed.). John Wiley and Sons, Chichester, U.K., 525-548.
- Pearce, J. A., 1983. The Role of Subcontinental Lithosphere in the Magma Genesis at Destructive Plate Margin. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Natwich Shiva, 230-249.
 - Pilger, A., 1971. Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge. *Clausthaler Geol Abh* 8, 1-27.
 - Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin Vazir, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22, 26-34.
 - Saunders, A.D. and Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), *Marginal Basin Geology*. Geological Society of London, Special Publication 16, 59-76.
 - Shabaniyan E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H. and Bellier O., 2012. Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, 31, 3013-3042.
 - Shafaii Moghadam, H., Kheder, M., Arai, Sh., Stern, R., Ghorbani, Gh., Tamura, A. and Ottley, CH., 2015. Arc-related harzburgite-dunite-chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research*, 27, 575-593.
 - Shelley, D., 1991. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*. Chapman and Hall, London.
 - Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. and Ghazi, A. M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1053-1067.
 - Smithies, R., Champion, D. and Sun, S. S., 2004. Evidence for early LREE-enriched mantle source regions: diverse magmas from the c. 3.0 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology*, 45, 1515-1537.
 - Spies O., Lensch, G. and Mihm, A., 1983. Geochemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran). Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological Society of Iran, R. 51.
 - Stampfli, G.M. and Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letter*, 196, 17-33.
 - Sun, S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, 313-345.
 - Tashi, M., Mossivand, F. and Ghasemi, H., 2014. Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood. In: *International Workshop on IWTO-MA 2014*, October 12-16, Wuhan, China.
 - Tian, L., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., Hilton, D.R., Hanan, B.H. and Pietruszka,

- A.J., 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 657-670.
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H. and Kushiro, I., 1983. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones (Japan arc). *Journal of Geophysical Research*, 88, 5815-5825.
- Vaziri-Tabar, F., 1976. Geologie und petrographie der ophiolithe und ihrer vulcanosedimentaren Folgeprodukte im ostteil des Bergzugs nordlich Sabzevar Khorasan (Iran). PhD Thesis University of Saarbrucken, German.