



Research Article

Geochemistry and petrology of alkaline syenite intrusion in Bostanabad-Mianeh axis (NW of Iran)

Shayeste Azadbakht¹, Fariborz Masoudi¹, Vahid Ahanedjad^{2*} 

1-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

2-Geology Department, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran

Received: 04 May 2021 Accepted: 09 Jan 2022

Extended Abstract

Introduction

Intrusive masses are exposed in the Bostanabad-Mianeh axis with the northwest-southeast trend. The rocks are known as granite in general geological maps. Detailed studies in this study have also shown the presence of syenites which their petrology was considered in order to investigate the Zagros orogeny development in northwestern of Iran. The magmatic rocks of the region are the result of magmatism of the Uromieh-Dokhtar magmatic belt and include intrusive, volcanic and pyroclastic rocks with sedimentary units. Syenites of the Bostanabad-Mianeh axis are along with large volume of granites. Syenites provides important information about the interaction of the crust-lithosphere mantle, magma evolution processes, tectonics and crustal growth. In this study, syenites are divided from granitic rocks and their geochemical properties have been investigated to determine their tectono-magmatic and Petrogenetic conditions.

Materials and Methods

During field study, samples from the syenite and granite outcrops were collected for petrography, geochemistry and determining magmatic series and the magma origin. For geochemical studies, 13 samples of intrusive rocks with the lowest degree of alteration were chemically analyzed by ICP-MS and ICP-OES methods in the Act Lab Ontario Canada.

Results and Discussion and Conclusion

The Bostanabad-Mianeh axis in northwestern of Iran and in the East Azerbaijan province is part of the Cenozoic magmatism of the Lesser Caucasus towards southeastern Iran. Magmatism is related to the subduction of the northern ocean of Neotethys during the collision of the Arabian Plateau with Eurasia and its subsequent events. The presence of arc-type magmatism in the regions of Azerbaijan, the Alborz Mountains, Talesh and the Lesser Caucasus all indicate the subduction of the Neotethys branch with the Eurasian plate. Due to the LILE and LREE enrichment and the HREE depletion, the source of the magmas for the studied syenites are originated from an enriched mantle source in the continental lithosphere in the subduction zone belonging to post orogenic extension events. Consequently, the formation of the intrusions is related to mantle melting which is enriched and fed by fluids and melts and finally contaminated with crustal material during the ascent.

Keywords: Syenite, Intrusive masses, Subduction, Magmatism, Mianeh, Iran.

Citation: Azadbakht, Sh., Masoudi, F. and Ahanedjad, V., 2022. Geochemistry and petrology of alkaline syenite intrusion in Bostanabad-Mianeh axis, *Res. Earth. Sci.* 13(1), (64-83) DOI: 10.48308/esrj.2022.101105

* Corresponding author E-mail address: v.ahadnejad@gmail.com



ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های آکالن سینیتی در منطقه بستان آباد میانه (شمال غرب ایران)

شایسته آزادبخت^۱، فریبرز مسعودی^۱، وحید احدنژاد^{۲*}

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۲/۱۴ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱۰/۱۹

چکیده

توده‌های نفوذی در محور بستان آباد-میانه با امتداد شمال غرب-جنوب شرق رخنمون دارند. این سنگ‌ها در نقشه‌های زمین‌شناسی عمومی گرانیته معرفی شده اما مطالعات دقیق در این تحقیق حضور سینیت‌ها را نیز نشان داده که پترولوژی آنها به منظور بررسی تکوین کوهزایی زاگرس در شمال غرب ایران بررسی شد. سنگ‌های آذرین منطقه حاصل ماگماتیسم کمربند ماگمایی ارومیه-دختر بوده و شامل سنگ‌های نفوذی، آتشفشانی و پیروکلاستیک به همراه مجموعه‌های رسوبی است. سینیت‌های مورد مطالعه در محدوده سری پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفتند. همچنین براساس شاخص اشباع آلومین، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مت‌آلومین قرار دارند. از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی سینیت‌های مورد مطالعه از عناصری نظیر (Th, K, U, Pb, Nd, Rb و Sm) غنی‌شدگی نشان می‌دهند، در حالی که از عناصری مانند (Ba, Nb, La, Ce, Sr, P, Zr, Eu, Ti و Y) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصری مانند Th و Rb و تهی‌شدگی عناصری مانند Ti و Nb در الگوی عناصر کمیاب از ویژگی‌های ماگماهای ایجاد شده در محیط‌های تکتونیکی وابسته به فرورانش است. همچنین تهی‌شدگی عناصر ناسازگار مانند (Nb, Ti, Sr) و غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (K, Th, Rb, La, U) بیانگر آلودگی پوسته‌ای در این سنگ‌هاست. بنابراین تشکیل این سنگ‌ها از یک مذاب گوشته‌ای که توسط سیالات یا مذاب‌های حاصل از ورقه فرورو غنی‌سازی شده و طی صعود با مواد پوسته‌ای آلیش یافته در یک محیط برخوردی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: سینیت، محیط تکتونیکی، فرورانش، ماگماتیسم، میانه.

مقدمه

توده‌های نفوذی در منطقه‌ای در مرکز نقشه زمین‌شناسی میانه با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ در استان آذربایجان شرقی در امتداد گسل تبریز با روند شمال غرب-جنوب شرق در امتداد محور بستان آباد-میانه رخنمون دارند. از نظر ساختاری این منطقه در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار می‌گیرد. ماگماتیسم و تشکیل سنگ‌های ماگمایی همراه با ساختارهای گسلی، کمربند ماگمایی ارومیه-دختر را نسبت به سایر قسمت‌های ایران مرکزی متمایز کرده است. معین وزیری، ۱۳۷۷ از قدیمی‌ترین پژوهشگرانی است که ماگماتیسم ارومیه-دختر را به فرورانش دو بلوک ایران و عربستان نسبت داده‌اند. در محور بستان‌آباد-میانه نفوذی‌ها از نوع سینیت و گرانیت است که جایگیری آنها طبق نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه در زمان بعد از ائوسن (الیگوسن تا میوسن) بوده است. بیشتر سینیت‌های مورد مطالعه در سمت غربی گسل تبریز در زون ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده‌اند. این سینیت‌ها با حجم گسترده گرانیت‌ها در منطقه همجوار هستند. سینیت‌ها سنگ‌های حدواسطی هستند که در بیشتر محیط‌های تکتونیکی مانند ریفت قاره‌ای، حاشیه‌های قاره‌ای شکل گرفته در حوضه‌های کششی درون صفحه‌های قاره‌ای-اقیانوسی و محیط‌های پس از کوهزائی مرتبط با ماگماتیسم فرورانش دیده می‌شوند و با اینکه از نظر حجمی ناچیز هستند، و حدود ۱٪ کل سنگ‌های آذرین را تشکیل می‌دهند، اطلاعات مهمی در مورد تعامل پوسته-گوشته لیتوسفری، فرآیندهای تکامل ماگما و زمین ساخت و رشد پوسته فراهم می‌کنند (Turner et al, 1992, 1996; Mushkin et al, 2003). پتروژنز سینیت‌ها موضوع بحث برانگیزی در منطقه مورد مطالعه ولکانیک‌ها، ساب ولکانیک و واحدهای پلوتونیک پرکامبرین قدیمی‌ترین

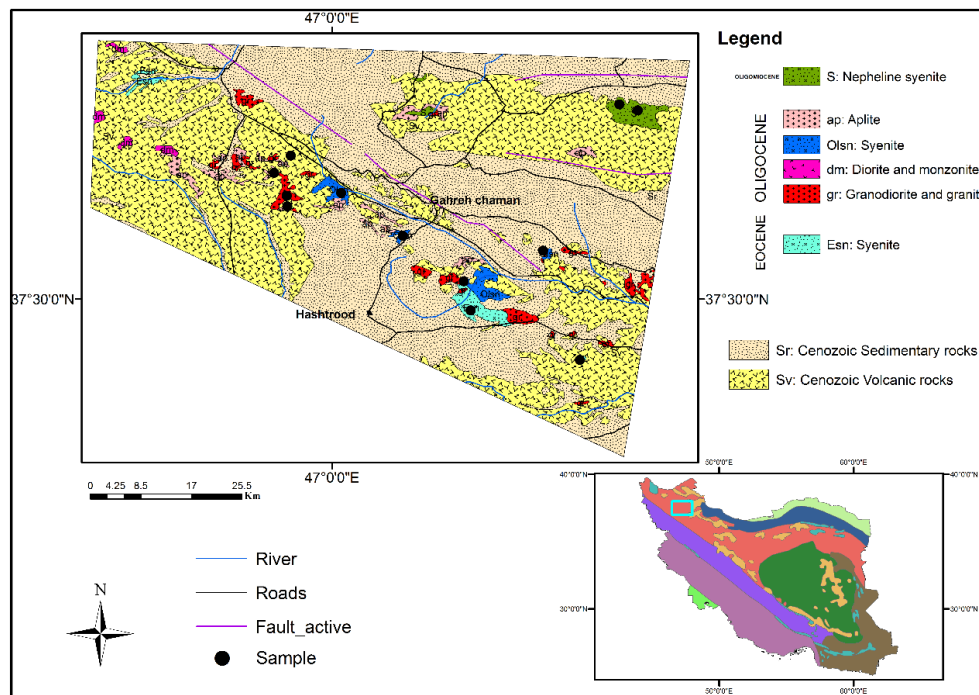
است و تشکیل آن‌ها را می‌توان به ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری یا پوسته تحتانی (Harris et al, 1983)، (Sutcliffe et al, 1990) و (Lubala et al, 1994)، تفریق بلوری ماگماهای حدواسط تا مافیک غنی از پتاسیم (Fletcher and Beddoe, 1987) و (Stephens, 1987) و (Shellnutt et al, 2009)، تعامل بین پوسته و گوشته که شامل اختلاط ماگماهای مافیک و سیلیسی (Zhao et al, 1995) و (Litvinovsky et al, 1999) و اختلاط ناپذیری ماگماهای سیلیسی غنی از CO₂ (Kjarsgaard and Hamilton, 1989; Halama et al, 2005) مرتبط دانست. منطقه مورد مطالعه کوهزایی زاگرس و وقایع مرتبط با آن را در خود ثبت کرده است. به گفته (Lescuyer and Riou, 1976) ماهیت ماگماهای ایران در دوره ترشیری به‌طور واضح مانند ریفت‌های قاره‌ای یا مناطق فرورانش نیست، بلکه بیشتر ویژگی‌های ترکیبی که شبیه به مناطق درون صفحه‌ای و ولکانیسم نوارهای کوهزایی است را نشان می‌دهند. مسئله مهم در این مناطق این است که آیا ماگماتیسم در دوره سنوزوئیک ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نفوتتیس در زیر صفحه ایران و یا در نتیجه کشش و حوادث پس از برخورد است؟ رسوبات سنوزوئیک و سنگ‌های آذرآواری بیشترین گسترش را در منطقه دارند. وجود ماگماهای با سرشت متنوع ایجاب می‌نماید تا جزئیات تکوین منطقه بررسی شود. پیش از این سنگ‌های نفوذی منطقه از نوع گرانیت معرفی شده‌اند. در این تحقیق سینیت‌ها از سنگ‌های گرانیتی تفکیک و به‌طور جداگانه معرفی شده و ویژگی‌های ژئوشیمیائی آن‌ها برای تعیین شرایط تکتونوماگمایی و پتروژنز آنها بررسی شده است.

منطقه مورد مطالعه

سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه را تشکیل می‌دهند. در میان سنگ‌های ماگمایی واحدهای

ارومیه-دختر واقع شده است و براساس نقشه زون‌های ساختاری ایران (Stocklin, 1974)، (Agard et al, 2006) گسل تبریز این زیر زون را به دو بخش شمال-شمال شرق و جنوب-جنوب غرب تقسیم می‌کند. براساس (Richards, 2015; Richards and Sholeh, 2016; Moritz et al, 2016) این منطقه یکی از مهم‌ترین مناطق فلززایی و فعال تکتونیکی در امتداد نوار کوهزایی آلپ-همالیاست و شناخت تحولات آن برای ارائه الگوهای تکتونوماگمایی مرتبط با تشکیل ذخایر فلزی ضروری است. ماگماتیسم این زون را به‌طور کلی نتیجه همگرایی صفحات عربی-ایران در زمان سنوزوئیک دانسته و ایجاد سنگ‌های متنوع در این زون (آلکان، کالک-آلکان و شوشونیتی) را نتیجه تکامل این زون در طی فرایندهای تکتونیکی برخورد، فروانش و حوادث پس از برخورد معرفی کرده‌اند (Amidi et al, 1984; Berberian et al, 1982; Ghasemi and Talbot, 2006; Hassanzadeh et al, 2002; Moinvaziri, 1985). سینیت‌ها معمولاً به صورت نفوذهای مستقل نسبتاً کوچک یا به عنوان توده‌های اقماری در ارتباط با نفوذهای بزرگتر با ترکیبات کلی متفاوت رخ می‌دهند. در بسیاری از مناطق، سینیت‌ها با نفوذهای گرانیتی همراه هستند. از آنجا که این نوع سینیت‌ها تمایل به ایجاد رخساره آذرین حاشیه‌ای با توده‌های گرانیتی بسیار بزرگتر دارند، سابقاً اغلب به عنوان تکاملی از گرانیت‌ها تفسیر می‌شده‌اند (Chapman and Williams, 1935). در منطقه مورد مطالعه برونزدهایی از سنگ‌های نفوذی شامل گرانیت و سینیت در کنار یکدیگر در امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق منطقه در امتداد گسل تبریز دیده می‌شود که موضوع مورد بحث در این تحقیق است.

سنوزوئیک بیشترین رخنمون را دارند. رخنمون سنگ‌های آذرین شامل تنوعی از واحدهای ولکانیک اسیدی تا بازیک همراه با توف‌های وابسته است که توسط روانه‌های اسیدی و ایگنمبریت پوشیده شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه شامل: بازالت، آندزیت، بازالت آندزیتی، داسیت، ریوداسیت و واحدهای پلوتونیک منطقه شامل انواع گرانیت‌ها و سینیت‌ها می‌باشند. جایگیری این گرانیت‌ها و سینیت‌ها در زمان بعد ائوسن در محور بستان آباد-میانه به صورت باتولیت، استوک، گنبد و دایک است. یک باتولیت سینیتی در منطقه بزقوش در منطقه قره چمن در طبقات آتشفشانی ائوسن جایگیر شده است، اما حجم و تنوع توده‌های نفوذی در محور میانه-هشترود-قره‌چمن-بستان‌آباد بیشتر است. در این تحقیق توده‌های نفوذی و به‌طور خاص سینیت‌ها تشخیص داده شده و بررسی شده‌اند. توده‌های نفوذی مورد مطالعه در منطقه میانه، در شمال غرب ایران بین عرض‌های جغرافیایی ۳۶ تا ۳۷ شمالی و طول جغرافیایی ۴۶ تا ۴۸ شرقی واقع شده است. سینیت‌ها و گرانیت‌ها در روند شمال غرب-جنوب شرق در امتداد نوار ماگمایی ارومی-دختر برونزد دارند و بعضاً با نفوذ به سنگ‌های منطقه باعث ایجاد هاله‌های دگرگونی ضعیفی شده‌اند (شکل ۱). فروانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران در شکل‌گیری چهار پهنه تکتونیکی ارومی-دختر، زون سنندج-سیرجان، نوار چین خورده زاگرس و زاگرس مرتفع نقش داشته است (Mohajjel and Fergusson, 2000; Ghasemi and Talbot, 2006). شمال غرب ایران که توسط گسل‌های تبریز، تالش و اراک (Ashrafi, 2018) محدود می‌شود در واقع ادامه قسمت جنوب غربی قفقاز کوچک است. زیر زون میانه در شمال غرب ایران در امتداد نوار ماگمایی



شکل ۱: نقشه ساده شده ۱/۲۵۰۰۰۰ میانه (عمیدی و همکاران، ۱۹۷۹) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

مواد و روش‌ها

در طی برداشت‌های صحرائی، از رخنمون‌های سینیت و گرانیت منطقه به منظور مطالعات پتروگرافی، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تعیین سری‌های ماگمایی و مشخص نمودن خاستگاه، نمونه‌برداری انجام شده است. به منظور مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی تعداد ۱۳ نمونه از توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه با کمترین میزان آلتراسیون در آزمایشگاه Act lab کانادا به روش، ICP-MS و ICP-OES مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. ترکیبات عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل لیست شده در جدول ۱ از ۲۰۰ گرم قطعات غیرهوازده از هر نمونه برش داده شده، در سنگ‌شکن فکی خرد و سپس پودر شدند. غلظت‌های بور از طریق آنالیز فعال‌سازی سریع نوترون گاما تعیین شد (PGNAA). برای بور، ۱ گرم نمونه پودر شده در محفظه‌های پلی اتیلن کپسوله شده و در پرتو نوترون‌های تولید شده از

راکتور هسته‌ای قرار گرفت. نمونه‌ها برای اشعه گامای سریع داپلر با سرعت ۴۷۸ keV با استفاده از یک گیرنده (آشکارساز) GE با خلوص بالا اندازه‌گیری شدند (Hoffman et al, 1984). دقت برای غلظت‌های بیشتر از ۵ پی پی ام ۱۵-۱۰٪ و برای غلظت‌های نزدیک به ۲/۵ پی پی ام ۲۵-۲۰٪ است. دقت داده‌ها برای عناصر اصلی ۴/۷٪-۰/۶٪ ± و برای اکثر عناصر کمیاب ۵/۹٪-۴/۲٪ ± است. حد آشکارسازی عناصر اصلی، برای مقادیر REE ۰/۰۲-۰/۰۵ پی پی ام، ۰/۰۱٪ است. اکسیدهای عناصر اصلی توسط روش‌های ذوب لیتیوم متابورات/تتراپورات ICP سنگ کل و عناصر کمیاب با ICP-MS عناصر کمیاب در Act lab اونتاریو کانادا آنالیز شدند. نمونه‌های ذوب شده توسط Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100, 9000 ICP/MS، رقیق و مورد آنالیز قرار گرفتند. ترسیم نمودارها توسط نرم‌افزار GCDkit انجام شده و در نرم‌افزار CorelDraw بازسازی شدند.

بحث و نتایج

پتروگرافی

گرانیت‌ها: سه گروه از گرانیت‌ها شامل آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانودیوریت و گرانیت شناسایی شدند. بافت گرانولار در همه انواع گرانیت‌ها رایج است.

گرانیت‌ها شامل پلاژیوکلاز (۲۵٪)، آلکالی فلدسپار (۴۰٪) و کوارتز (۳۰٪) به همراه کانی‌های فرعی شامل بیوتیت و اکسید آهن هستند. گرانودیوریت‌ها از پلاژیوکلاز (۶۰٪)، فلدسپار پتاسیم (۱۰٪)، کوارتز (۲۰٪) و بیوتیت (۵٪) تشکیل شده‌اند.

آلکالی گرانیت‌ها بافت این سنگ‌ها، پورفیروئید است و شامل پلاژیوکلاز (۱۰٪)، فلدسپار پتاسیم (۶۰٪) و کوارتز (۲۵٪) به همراه کانی‌های فرعی همچون بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های اپاک است.

سینیت‌ها: انواع سینیت، کوارتز سینیت و نفلین سینیت قابل تشخیص هستند. سینیت‌ها دارای بافت پورفیروئیدی با خمیره میکروگرانولار می‌باشند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۲۰٪)،

کوارتز (کمتر از ۵٪)، فلدسپار پتاسیم (۶۵٪) می‌باشد. کانی‌های فرعی نیز عبارتند از کانی‌های اپاک، آپاتیت، کلینوپیروکسن و گاه زیرکن و روتیل. دگرسانی به کانی‌های رسی (سرسیت و ایلیت)، کلسیت و مسکوویت و همچنین سیلیسی شدن در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. کوارتزسینیت دارای بافت هیپایدیومورفیک گرانولار و از کانی‌های کوارتز (۱۰٪)، فلدسپار پتاسیم (۵۰٪)، پلاژیوکلاز (۱۵٪) و کانی‌های آمفیبول و بیوتت تشکیل شده است. نفلین سینیت دارای بافت هیپایدیومورف است و از کانی‌های فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت (تا ۱۰٪)، کلینوپیروکسن (تا ۵٪)، اولیوین، نفلین و آپاتیت تشکیل شده است. پلاژیوکلازها دارای زونینگ می‌باشند.

ژئوشیمی سنگ کل

ترکیبات عناصر اصلی و کمیاب از ۱۳ نمونه مورد تجزیه و تحلیل در این مطالعه در جدول ۱ و محاسبه نرم در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۱: نتایج آنالیز شیمیائی عناصر اصلی (wt.%) و کمیاب (ppm) سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample	Mza2 6	Mza2 7	Mza2 8	Mza2 9	Mza31	Mza32	Mza4 5	Mza3 4	Mza30	Mza38	Mza4 1	Mza39	Mza4 2
Rock Types	Syenite								Nepheline syenite	Granodiorite		Granite	
X	47 12 34	47 11 58	47 22 29	47 6 25	47 27 45	47 19 9	47 0 49	46 42 57	47 26 5	46 56 14	46 55 52	46 54 43	46 55 55
Y	37 28 57	37 31 36	37 24 27	37 35 44	37 47 7	37 34 22	37 39 37	37 49 53	37 47 40	37 43 1	37 39 21	37 41 27	37 38 24
Major elements (Wt. %)													
SiO ₂	57.10	57.40	57.10	60.78	58.26	54.57	63.95	65.47	56.30	63.67	66.59	75.90	78.95
TiO ₂	0.82	0.85	0.86	0.70	0.82	0.97	0.59	0.47	0.96	0.73	0.65	0.16	0.13
Al ₂ O ₃	17.06	16.30	16.64	15.76	19.42	16.49	15.47	16.03	18.22	12.95	14.63	14.58	14.75
Fe ₂ O _{3t}	7.31	7.92	8.71	7.28	6.01	9.43	5.15	3.32	8.22	9.05	5.60	1.46	1.99
MnO	0.14	0.12	0.12	0.08	0.13	0.15	0.11	0.06	0.13	0.14	0.09	0.01	0.00
MgO	2.37	3.21	2.89	2.58	1.31	3.93	1.82	0.59	1.84	3.59	1.82	0.24	0.24
CaO	5.22	5.00	5.48	5.04	3.78	6.12	2.59	1.47	4.16	6.03	3.23	0.12	0.03
Na ₂ O	3.82	4.27	3.59	4.57	5.59	3.88	4.51	4.48	5.42	2.99	3.58	1.63	0.21
K ₂ O	4.94	4.34	4.00	2.30	3.82	3.74	4.78	6.61	4.05	1.29	3.85	5.54	4.30
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.08	0.01	0.25	0.21	0.02	0.02
LOI	0.84	0.50	0.92	1.28	0.49	0.66	0.56	0.80	0.82	0.73	0.69	1.15	0.93
TOTAL	99.64	99.92	100.3	100.3	99.62	99.94	99.79	99.37	100.13	101.41	100.9	100.80	101.5
L			2	7							4		7
Trace elements (ppm)													
Li	14.80	28.40	29.50	9.00	28.30	27.90	9.20	22.80	35.30	6.80	9.30	6.90	2.90
Be	2.50	3.00	2.40	1.10	2.80	2.00	2.20	3.70	3.10	1.40	2.60	1.70	0.90
S	61.00	59.00	< 50	< 50	139.00	< 50	75.00	65.00	1252.00	114.00	131.0	120.00	174.0
Sc	15.00	13.00	20.00	16.00	5.00	22.00	10.00	6.00	11.00	23.00	10.00	1.00	4.00

V	122.00	137.00	160.00	126.00	93.00	177.00	73.00	21.00	142.00	200.00	80.00	7.00	17.00
Cr	18.00	20.00	11.00	5.00	3.00	45.00	25.00	7.00	7.00	33.00	28.00	2.00	2.00
Mn	982.00	888.00	937.00	623.00	912.00	1081.00	797.00	385.00	982.00	1236.00	664.00	43.00	27.00
Co	14.80	19.90	21.00	17.90	8.20	18.90	8.10	3.10	11.90	27.00	11.10	0.40	0.30
Ni	10.00	19.00	9.00	9.00	6.00	19.00	11.00	4.00	10.00	21.00	15.00	2.00	<2
Cu	65.30	56.30	69.40	15.40	63.90	70.20	6.80	17.10	48.10	44.40	40.30	11.30	12.30
Zn	73.70	76.80	77.60	33.40	67.40	77.10	59.40	31.00	78.70	99.40	50.70	10.60	9.50
As	8.50	5.00	6.80	7.90	3.70	10.60	2.30	7.10	35.00	4.70	4.20	1.20	0.70
Se	0.22	0.18	0.22	0.16	0.16	0.16	0.15	0.14	0.30	0.16	0.28	0.10	0.07
Rb	143.80	127.40	168.40	47.10	137.00	103.00	152.70	261.00	137.10	32.20	186.60	158.40	126.60
Sr	430.10	814.40	446.90	323.00	773.10	548.60	209.00	110.80	613.60	433.40	360.80	164.50	4.40
Y	32.15	27.41	36.50	29.31	20.06	31.77	31.91	35.53	24.49	21.75	26.72	7.56	2.02
Zr	20.00	21.00	9.00	22.00	142.00	24.00	14.00	11.00	92.00	24.00	11.00	86.00	17.00
Nb	17.80	28.90	21.80	14.40	14.80	11.10	22.80	28.10	16.50	7.40	22.50	17.10	25.40
Mo	1.10	2.00	1.50	1.10	2.60	0.90	1.10	1.40	0.80	1.20	1.90	0.70	0.60
Ag	0.19	0.20	0.16	0.10	0.25	0.10	0.14	0.46	0.27	0.13	0.40	0.31	0.42
Cd	0.09	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	<0.05	0.05	0.08	0.09	<0.05	<0.05	0.06
In	0.07	0.04	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06	0.03	0.01	0.01
Sn	2.20	1.70	3.00	1.10	1.40	1.30	3.30	3.40	1.40	1.10	2.70	0.90	8.00
Sb	1.40	0.60	1.00	0.20	0.40	1.90	0.90	1.00	0.80	0.30	0.60	0.90	0.20
Te	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Cs	4.50	7.00	8.80	0.70	4.50	2.10	4.80	7.20	8.10	1.30	5.20	5.20	1.10
Ba	857.00	838.20	660.60	635.00	1279.20	864.80	618.60	372.60	1244.30	507.50	533.30	1119.30	119.50
La	36.68	73.33	34.59	30.58	38.84	32.20	41.76	58.10	44.78	34.01	48.24	54.64	13.65
Ce	67.86	144.49	67.86	53.69	61.16	55.26	76.51	95.60	71.74	53.98	78.75	74.13	18.65
Pr	7.78	14.38	8.06	5.91	7.30	7.51	8.49	10.94	8.75	6.47	9.07	7.48	1.82
Nd	30.14	53.55	32.56	22.69	29.14	31.26	31.11	40.40	36.05	26.76	34.36	24.39	5.50
Sm	5.51	8.20	6.21	4.13	5.21	6.12	5.22	7.21	6.64	5.21	6.17	3.36	0.88
Eu	1.32	1.96	1.37	1.19	1.61	1.69	1.00	0.66	1.72	1.30	1.04	0.94	0.13
Gd	5.87	8.50	6.26	4.77	5.18	5.75	5.48	6.50	6.33	4.92	5.77	4.61	1.03
Tb	1.00	1.07	1.12	0.86	0.64	1.05	0.90	1.04	0.84	0.73	0.83	0.31	0.07
Dy	5.18	5.02	5.97	4.76	3.34	5.56	4.94	5.80	4.44	4.03	4.44	1.46	0.34
Ho	1.08	0.96	1.24	1.01	0.96	1.25	1.08	1.64	1.19	1.10	1.25	0.36	0.12
Er	3.40	2.80	3.84	3.18	2.30	3.02	3.46	4.15	2.80	2.59	3.06	0.86	0.24
Tm	0.52	0.42	0.60	0.50	0.44	0.53	0.56	0.83	0.52	0.47	0.59	0.18	0.05
Yb	3.41	2.60	3.77	3.14	2.76	3.30	3.63	4.83	3.18	2.71	3.45	1.19	0.29
Lu	0.49	0.37	0.56	0.46	0.43	0.53	0.54	0.77	0.51	0.41	0.54	0.17	0.05
W	2.00	2.00	6.20	0.60	1.80	0.90	4.40	1.90	0.70	0.80	5.70	1.40	1.70
Re	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Hg	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Tl	0.60	0.70	0.40	0.20	0.10	0.20	0.70	0.60	<0.1	0.30	0.70	1.00	0.90
Pb	24.80	19.20	14.90	4.90	18.60	12.40	14.30	19.30	25.40	11.00	15.10	4.70	3.40
Bi	0.20	0.10	0.10	<0.1	<0.1	<0.1	0.10	0.10	<0.1	0.20	0.20	<0.1	0.20
Th	15.04	31.13	23.63	10.66	7.98	6.14	20.84	35.24	9.72	6.98	16.23	16.73	9.91
U	2.85	6.95	4.24	1.67	2.53	1.64	5.09	6.75	3.02	1.76	3.93	3.54	1.34

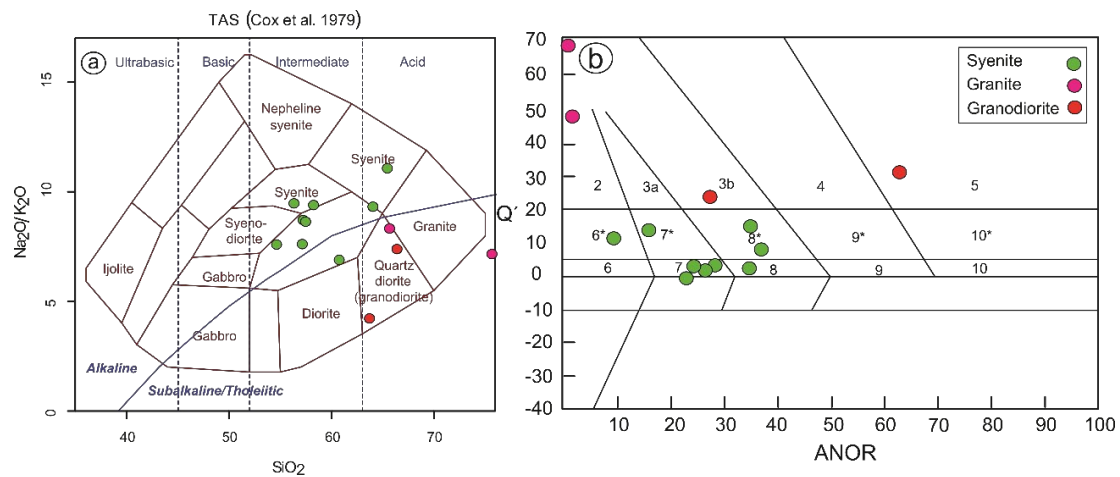
جدول ۲: محاسبات نورماتیو نمونه‌های مورد مطالعه

Sample	Mza26	Mza27	Mza28	Mza29	Mza30	Mza31	Mza32	Mza45	Mza34	Mza41	Mza38	Mza42	Mza39
Rock Type	Syenite				Nepheline Syenite	Syenite			Granodiorite		Granite		
Q	4.13	3.508	7.361	13.178	0	2.103	2.121	12.978	11.326	22.01	25.396	61.858	45.655
C	0	0	0	0	0	0.232	0	0	0.025	0.201	0	9.722	5.722
Or	29.206	25.659	23.64	13.604	23.943	22.562	22.091	28.262	39.071	22.743	7.639	25.425	32.715
Ab	32.324	36.157	30.405	38.662	45.868	47.28	32.829	38.184	37.869	30.274	25.261	1.796	13.781
An	17.542	15.21	20.191	18.422	16.157	18.725	19.262	10.561	6.779	14.659	20.848	0.066	0.505
Di	4.261	5.134	5.435	5.115	0.863	0	8.627	0	0	0	3.805	0	0
Hy	3.931	5.613	4.667	4.047	2.779	3.264	5.792	4.542	1.466	4.524	7.179	0.609	0.61
Ol	0	0	0	0	0.981	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	0	0	5.515	5.333	0	0	5.624	0	0	0	0	0	0
Il	0	0	1.642	1.326	0	0	1.84	0	0	0	0	0	0

Hm	5.991	6.569	3.542	2.401	6.763	4.691	4.087	4.052	2.352	4.45	8.821	0.357	0.803
Tn	2.011	2.094	0	0	2.35	0	0	0.462	0	0	1.786	0	0
Ru	0	0	0	0	0	0.818	0	0.405	0.47	0.654	0	0.134	0.159
Ap	0.015	0.01	0.008	0.003	0.014	0.011	0.007	0.594	0.189	0.503	0.59	0.036	0.036
Pr	4.108	4.126	0	0	4.328	4.082	0	3.678	3.392	3.749	3.958	2.735	2.781

و سنگ‌ها به سمت اسیدی تا حدواسط درجه‌بندی می‌شوند. طبق طبقه‌بندی نورماتیو، نمونه‌های مشابه در محدوده‌های سنگ‌شناسی سینیت و گرانیت قرار می‌گیرند و تایید کننده نمودار TAS هستند (شکل ۲).

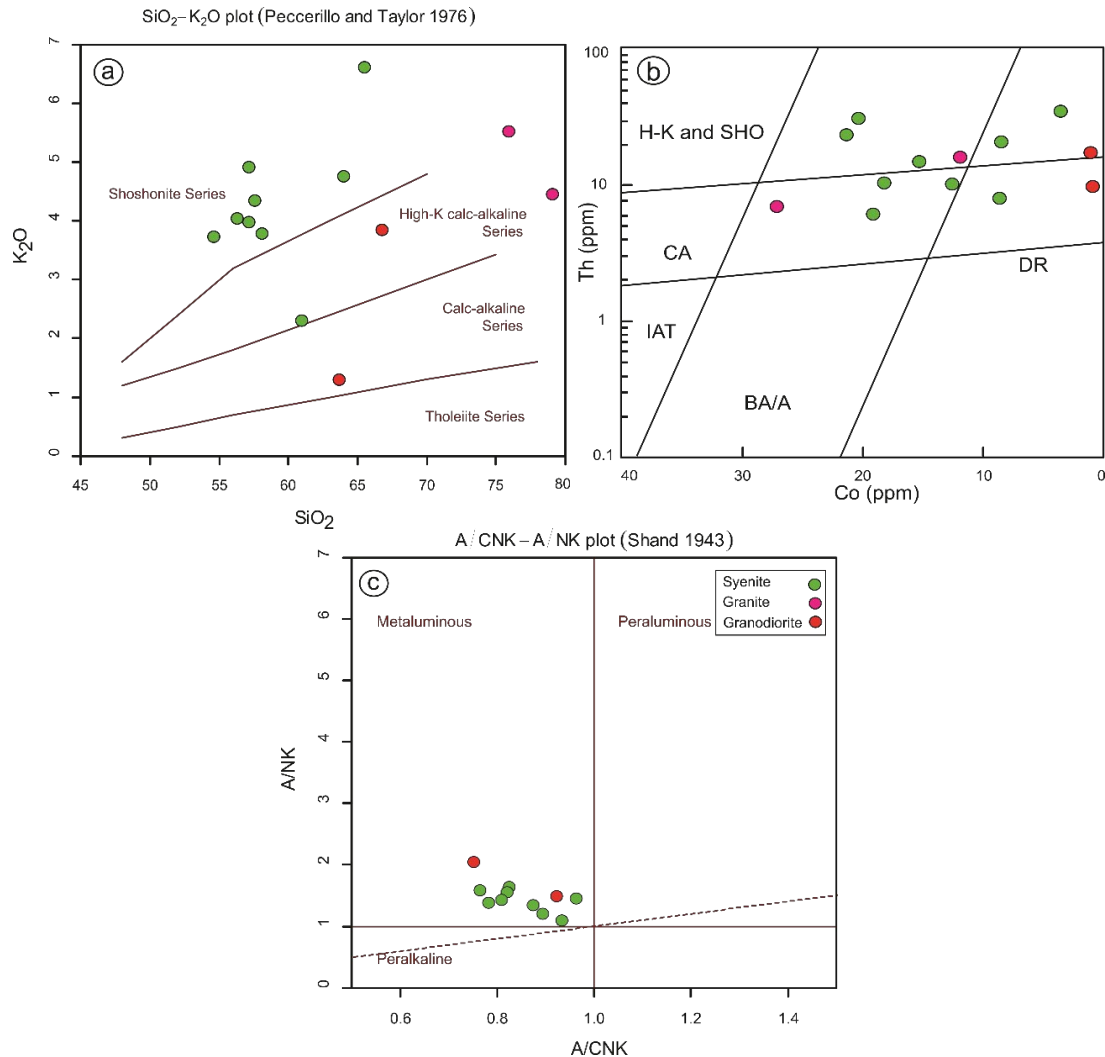
به منظور نامگذاری و طبقه‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای TAS ارائه شده توسط (Cox, et al, 1979) و نمودار ANOR در مقابل Q' استفاده شد. در مجموع نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار TAS در محدوده‌های سینیت و گرانیت قرار گرفتند



شکل ۲: رده‌بندی TAS برای سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه (a) نمودار اکسید سیلیس در مقابل مجموع آلکالی (Cox et al, 1979) (b) رده‌بندی براساس ترکیبات نورماتیو (Steckseisen and Le Maitre, 1979).
 $Q' = Q * 100 / (Q + Or + Ab + An)$, $ANOR = An * 100 / (Or + An)$
 2= آلکالی فلدسپار گرانیت؛ 3a=3b= سینوگرانیت؛ 4= گرانودیوریت؛ 5= تونالیت؛ 6*= آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت؛ 7*= کوارتز سینیت؛ 8*= کوارتز مونزونیت؛ 9*= کوارتز مونزودیوریت؛ 10*= کوارتز دیوریت؛ 6= آلکالی فلدسپار سینیت؛ 7= سینیت؛ 8= مونزونیت؛ 9= مونزودیوریت؛ 10= دیوریت.

طبقه‌بندی Th در مقابل Co (Hastie et al, 2007) نمونه‌ها بیشتر در محدوده سری K بالا و شوشونیتی قرار گرفتند. همچنین براساس نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) شاخص اشباع آلومین نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متآلومین قرار می‌گیرند.

به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای K₂O در مقابل SiO₂ (Peccherillo and Taylor, 1976) و Th در مقابل Co (Hastie et al, 2007) استفاده شد. در نمودار K₂O در مقابل SiO₂، سینیت‌ها در محدوده پتاسیم بالا قرار می‌گیرند و ویژگی‌های شوشونیتی با پتاسیم ۳/۷۳ تا ۶/۶۱ نشان می‌دهند. در نمودار



شکل ۳: (a) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، (b) نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)، (c) شاخص اشباع آلومین، (Shand, 1943).

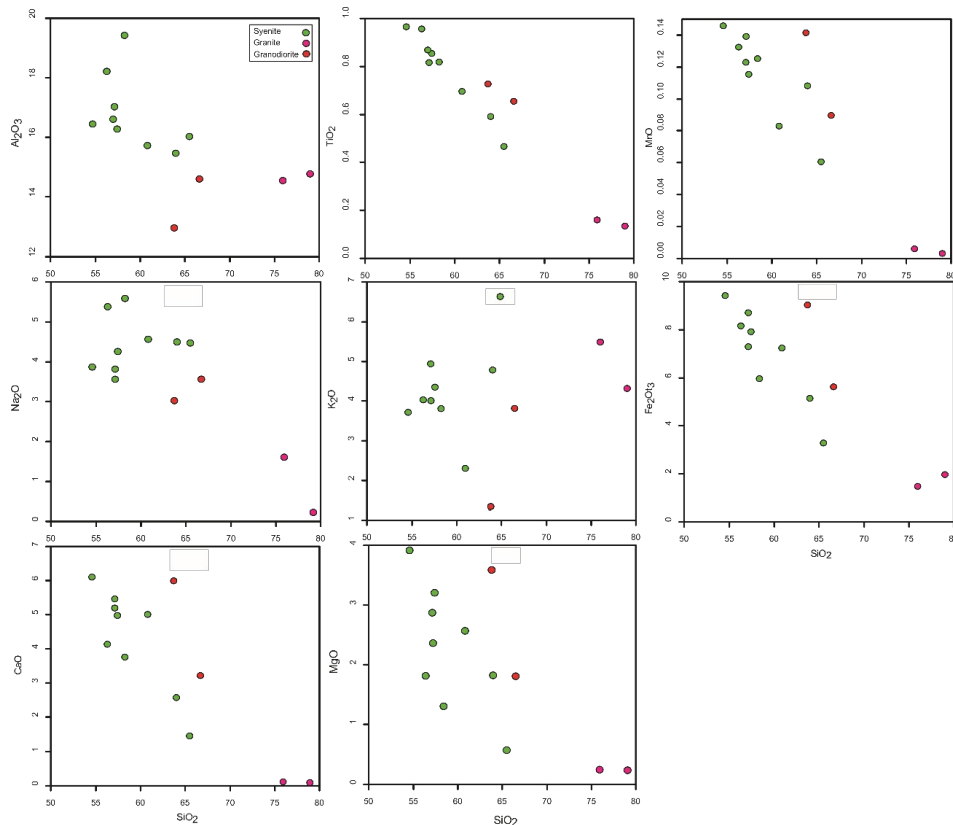
نشان دهنده تفریق ماگمایی در بین نمونه‌های مورد مطالعه در طی تبلور است. پراکندگی در مقادیر پتاسیم می‌تواند در اثر آلتراسیون و تاثیر محلول‌های پتاسیم‌دار باشد.

به منظور بررسی تاثیر فرآیندهای مختلف ماگمایی از نمودارهای Nb در مقابل Ba/Nb و La در مقابل La/Yb استفاده شد. در این نمودارها نمونه‌های مورد مطالعه روند مشابهی نشان می‌دهند، و به نظر می‌رسد سینیت‌ها و گرانودیوریت‌های مورد مطالعه در نتیجه ذوب‌بخشی حاصل شده باشند (شکل ۵ a و b). به منظور ارزیابی منبع گوشته‌ای

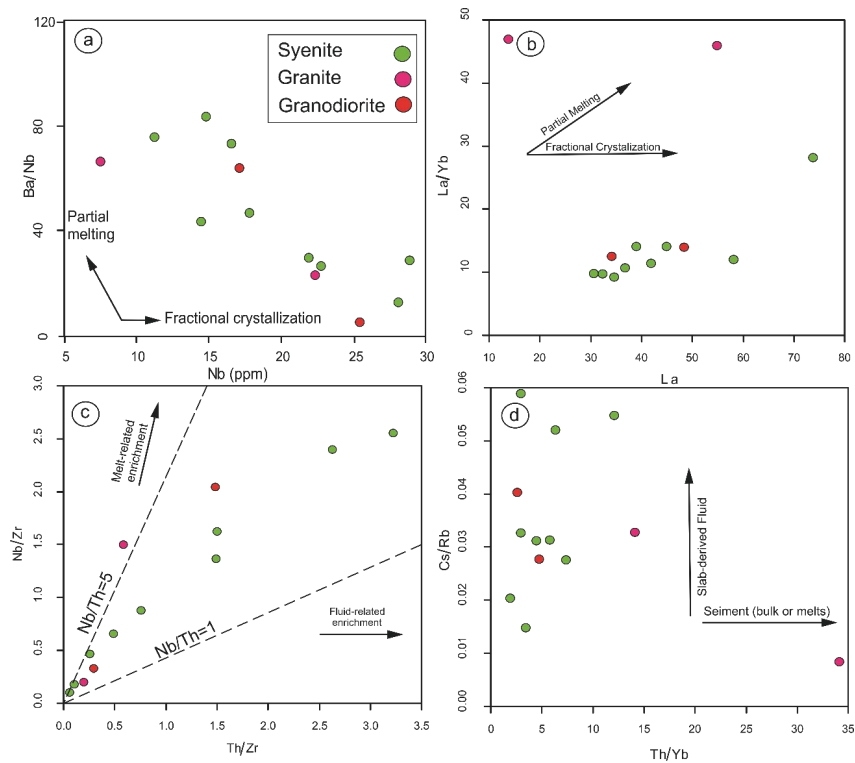
به منظور بررسی روند تحولات اکسیدهای عناصر اصلی ماگمای تشکیل دهنده نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای (Harker, 1909) استفاده شده است. از این نمودارها به منظور پی بردن به فرآیندهای مختلف مرتبط به ماگما مانند ذوب‌بخشی، تبلوربخشی و تحرک‌پذیری عناصر استفاده می‌شود (Rollinson, 1993). به‌طور کلی در سینیت‌ها و گرانیت‌های مورد مطالعه Al_2O_3 ، CaO ، MgO ، MnO ، Fe_2O_3 ، Na_2O و TiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند، در حالی که K_2O تقریباً روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۴). این روندها

تفریق کانی‌هایی مانند جدایش آمفیبول و پیروکسن کنترل شود. ناهنجاری‌های منفی Eu احتمالاً مرتبط با تفریق و دو ظرفیتی بودن این عنصر باشد. آنومالی منفی Eu اگر همراه با آنومالی منفی Sr باشد بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و اگر همراه با آنومالی منفی Ba باشد بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد می‌شود (Wu et al, 2003; Tepper et al, 1993). بر این اساس تفریق پلاژیوکلاز عامل مهمی در تحول ماگما و تشکیل گرانودیوریت‌ها، و تفریق آلکالی فلدسپار عامل مهمی در تحول ماگما و تشکیل گرانیت‌ها و سینیت‌های مورد مطالعه است. روند موازی در نمودار عناصر نادر خاکی (شکل ۶) نشانه تشابه منشاء و فرآیندهای ماگمایی در حین تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه است. غنی‌شدگی LREE نسبت به MREE و HREE منجر به الگوهای مقعر در نمودارهای REE می‌شود. مقدار REE در سنگ‌های مورد مطالعه به ویژه سینیت‌ها بالاست. مطالعه شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر نوع I بودن گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه است. به دلیل اینکه گرانیت‌های نوع A به‌طور کلی شامل فازهای بی‌آب دما بالا مانند فایالیت، پیروکسن و بیوتیت و آمفیبول‌های بین دانه‌ای هستند (King et al, 1997). گرانیت‌های مورد مطالعه دارای بیوتیت و آمفیبول‌های اولیه و فاقد پیروکسن و فایالیت هستند. همچنین براساس نمودار Zn مقابل SiO_2 (Newberry et al, 1990) کلیه نمونه‌ها در محدوده گرانیت نوع I قرار گرفته‌اند (شکل ۷). گرانیتوئیدهای نوع I از نظر زمانی در مرحله فعال که شامل فرورانش فعال، برخورد و پس از برخورد است تشکیل می‌شوند.

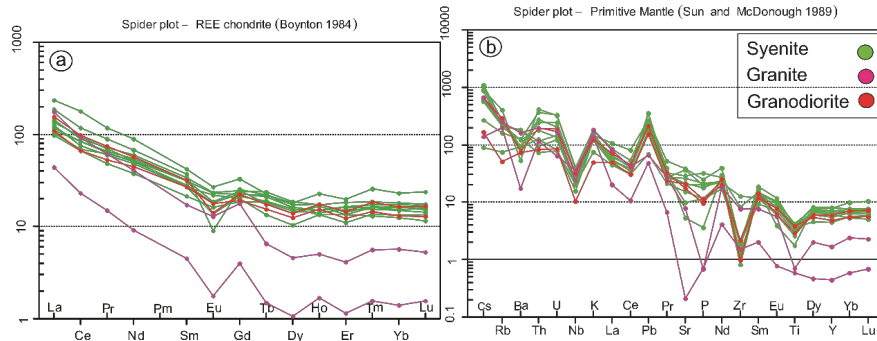
متاسوماتیزه در رابطه با فرورانش از نمودارهای Th/Zr در مقابل Nb/Zr و نمودار Th/Yb در مقابل Cs/Rb استفاده شد. تعدیل منبع توسط سیالات صفحه فرورانده با نسبت بالای Nb/Zr و پایین Th/Zr نمونه‌های مورد مطالعه پشتیبانی می‌شود. در نمودار Th/Zr در مقابل Nb/Zr نسبت تغییرات گسترده‌ای نشان می‌دهد و نمونه‌ها در امتداد روند غنی‌شدگی مرتبط با مذاب قرار گرفتند (شکل ۵ c). در نمودار Th/Yb در مقابل Cs/Rb سینیت‌ها و گرانودیوریت‌ها در امتداد روند متاسوماتیسم سیال مشتق شده از صفحه قرار گرفتند (شکل ۵ d). به منظور تعیین منشاء و قرابت ژنتیکی ماگماها و بررسی تغییرات ماگماهای اولیه از نمودارهای عنکبوتی استفاده شد. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی سینیت‌های مورد مطالعه موازی است (شکل ۶ a و b) و این الگو نشان دهنده منشاء مشترک در سنگ‌های مورد مطالعه است. عناصری نظیر (Th, K, U, Pb, Nd, Rb و Sm) غنی‌شدگی نشان می‌دهند، در حالی که عناصری مانند (Ba, Nb, La, Ce, Sr, P, Zr, Eu, Ti و Y) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصری مانند Th و Rb و تهی‌شدگی عناصری مانند Nb و Ti در الگوی عناصر از ویژگی‌های ماگماهای محیط‌های تکتونیکی وابسته به فرورانش است (Wilson, 1990). تهی‌شدگی عناصر ناسازگار مانند Sr, Ti, Nb و غنی‌شدگی عناصر ناسازگار K, Th, Rb, La و U بیانگر آلودگی پوسته‌ای نیز می‌باشد. بنابراین گرانیت‌ها و سینیت‌های مورد مطالعه تهی‌شدگی HFSE، غنی‌شدگی نسبی LILE و الگوی نسبتاً مسطح در HREE‌ها و تهی‌شدگی Eu نشان می‌دهند که این آنومالی منفی Eu در سنگ‌های مورد مطالعه می‌تواند توسط



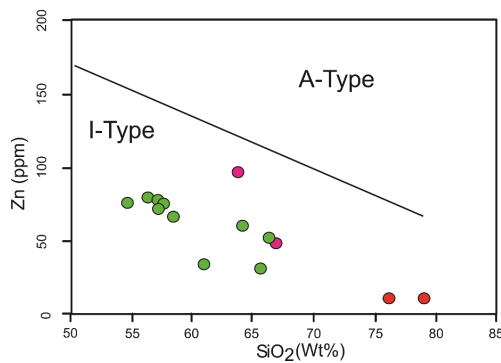
شکل ۴: روند تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 . (Harker, 1909).



شکل ۵: نمودارهای (a) Ba/Nb در مقابل Nb (Bourdon et al, 2002)، (b) La/Yb در مقابل La (Gao et al, 2007)، (c) Nb/Zr در مقابل Th/Zr (Kepezhinskas et al, 1997) و (d) Cs/Rb در مقابل Th/Yb (Sun and Stern, 2001).



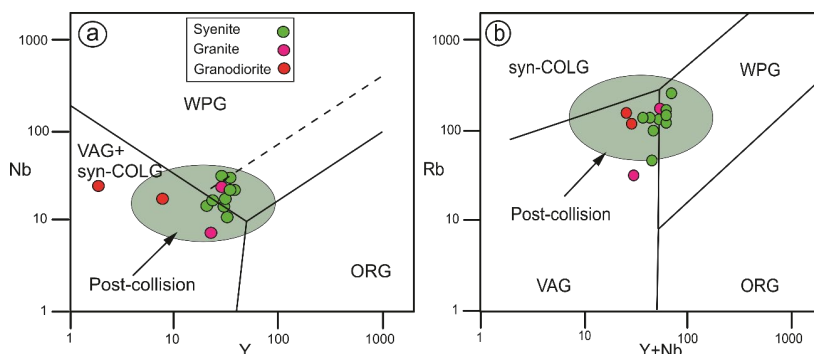
شکل ۶: نمودارهای عنکبوتی نرمال شده نسبت به (a) کندریت (Boynton, 1984)، (b) گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۷: نمودار Zn در مقابل SiO₂ (Newberry et al, 1990).

مرتبط با فرورانش است. طبق نمودارهای Y+Nb در مقابل Rb و Y در مقابل Nb که گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های قوس آتشفشانی متمایز می‌کند، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های VAG و Post-COLG قرار گرفتند (شکل ۸).

به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی توده‌های پلوتونیک مورد مطالعه از عناصر اصلی و کمیاب استفاده شد. سنگ‌های محور بستان‌آباد-میانه در محدوده گرانیت‌های کوهزائی قرار می‌گیرند. براساس یافته‌های (Temel et al, 1988) و (Pearce, 1983) مقدار پایین نسبت‌های Nb/Y و ویژگی‌های سنگ‌های مربوط به قوس‌های ماگمایی



شکل ۸: نمودارهای جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه، (a) تغییرات Y در مقابل Nb، (b) تغییرات Y+Nb در مقابل Rb. Pearce et al, 1984.

نتیجه‌گیری

به‌طور کلی سینیت‌ها به عنوان سنگ‌هایی که ترکیبات آنها ممکن است متفاوت یا مشابه با ماگمای اصلی باشد توصیف می‌شوند. محتوای کل آلکان بالا ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) مشاهده شده در سینیت (جدول ۱) با ماگمای حاصل از ذوب گوشته سازگار است در حالی که تهی‌شدگی برجسته Nb و غنی‌شدگی Th با ماگمای با آلودگی پوسته‌ای مطابقت دارد (e.g. Conceicao and Green, 2004; Mirnejad and Bell, 2006; Hari et al, 2014). سینیت‌ها معمولاً به صورت توده‌های نفوذی مستقل نسبتاً کوچک یا به عنوان توده‌های اقماری در ارتباط با نفوذی‌های بزرگتر با ترکیبات کلی متفاوت‌تر رخ می‌دهند. در بسیاری از مناطق، سینیت‌ها با نفوذی‌های گرانیتی هم‌ماگما هستند. از آنجا که این سینیت‌ها تمایل به ایجاد رخساره آذرین حاشیه‌ای تا توده‌های گرانیتی بسیار بزرگتر دارند، در گذشته با این عنوان که از گرانیت حاصل شده‌اند تفسیر می‌شدند. این نظریه مشکلاتی را ایجاد می‌کند، زیرا اگر یک سینیت از یک گرانیت تکامل یابد، مقادیر قابل توجهی SiO_2 باید حذف شود. و مقادیر قابل توجهی از Fe، MgO، کل، MnO و TiO_2 و همچنین CaO و Na_2O باید اضافه شود. چنین تغییراتی در ترکیب شیمیایی ممکن است به صورت محلی با جذب سنگ‌های مافیک یا کربناته و فرار مواد فرار حاوی سیلیس محلول انجام شود. با این حال، بسیاری از سینیت‌ها به‌عنوان محصول تبلور بخشی ماگمای بازالت تفسیر می‌شوند. (Chapman and Williams, 1935) نشان دادند که حذف ۵۳٪ پلاژیوکلاز، ۱۰٪ پیروکسن، ۱۰٪ اولیوین و ۴/۵٪ ایلمنیت ماگمای بازالت والد باعث تولید ماگما مونزونیتی می‌شود. و حذف ۱۷٪ پلاژیوکلاز، ۱۶٪ پیروکسن و ۲٪ ایلمنیت از این ماگمای والد باعث تولید ماگمای سینیتی می‌شود. این فرایند تبلور بخشی به حذف قسمت زیادی از

پلاژیوکلاز نیاز دارد و این ممکن است به توضیح ارتباط نزدیک سینیت‌ها و آنورتوزیت‌ها کمک کند. محور بستان‌آباد-میانه در شمال غرب ایران و در استان آذربایجان شرقی بخش از ماگماتیسم سنوزوئیک قفقاز کوچک تا جنوب شرق ایران است؛ این ماگماتیسم به فرورانش شمال اقیانوس نئوتتیس در طول برخورد فلات عربی با اوراسیا و حوادث بعدی آن نسب داده شده است (Castro et al, 2013; Moritz et al, 2016a; Rezeau et al, 2017). حضور ماگماتیسم نوع کمان در مناطق آذربایجان، کوه‌های البرز، تالش و قفقاز کوچک همگی نشان دهنده فرورانش شاخه نئوتتیس به زیر صفحه اوراسیا است (Adamia et al, 1981; Lordkipanidze et al, 1989; Meijers et al, 2010; Okay and Nikishin, 2015). ماگماتیسم در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و نوار البرز غربی-آذربایجان اواخر کرتاسه آغاز و تا کواترنر ادامه داشته است (Berberian et al, 1982; Azizi and Moinevaziri, 2009; Chiu, 2013) و بیشترین حجم این ماگماتیسم در زمان ائوسن بوده است (Alavi, 2004; Farhoudi, 1978) (معین‌وزیری، ۱۹۹۹). طبق مطالعات ژئوشیمیایی کمان ماگمایی ارومیه-دختر از سنگ‌های کالک آلکان مرتبط با زون فرورانش (Berberian et al, 1982) و به‌طور محلی از سنگ‌های آلکان تشکیل شده است (Aftabi and Atapour, 2000; Moayyed et al, 2008). طبق نظر (Kaul and Cordiani, 2000; Martin and Devito, 2005) تکامل سینیت‌ها به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بالا آمده توسط فاز مایع آزاد شده از صفحه فرورونده یا، تبلور تفریقی ماگمای مافیک و یا تکامل در طول محیط‌های کششی پس از کوهزایی نسبت داده می‌شود. محیط‌های تکتونیکی کششی پس از کوهزایی احتمالاً در پاسخ به افزایش فشار در پایه پوسته ضخیم ایجاد می‌شوند (Haug and Wyllie, 2000).

با درجات متغیری از آلودگی پوسته‌ای (Brotzu et al, 1997; Korobeinikova et al, 2000; Litvinovsky et al, 2002; Jung et al, 2004; Wang et al, 2005; Zhang et al, 2010) یا از درجات کم ذوب بخشی گوشته بالایی غنی شده یا حتی پوسته پایینی مشتق شوند (Woolley and Jones, 1987; Zanvilevich et al, 1995; Motoki et al, 2015). سنگ‌های منطقه مورد مطالعه طبق نمودارهای تمایز جایگاه تکتونیکی متعلق به محیط‌های پس از برخورد هستند و طبق نمودارهای تاثیر فرایندهای مختلف ماگمایی از ذوب بخشی گوشته بالایی متاسوماتیزه همراه با آلودگی جزئی پوسته‌ای ایجاد شده‌اند. با توجه به غنی‌شدگی LILE و LREE و تهی‌شدگی HREE منشاء ماگماهای تشکیل دهنده سینیت‌های مورد مطالعه یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای در زون فرورانش است. بنابراین تشکیل این سنگ‌ها از یک مذاب گوشته‌ای که توسط سیالات یا مذاب‌های حاصل از ورقه فرورو غنی‌سازی شده و طی صعود با مواد پوسته‌ای آلاینش یافته است می‌باشد. به عبارتی ماگمای این سنگ‌ها می‌تواند از ماگمای مادر بازالتی که فرآیندهای هضم، تبلور و ذوب‌بخشی را پشت سر گذاشته نشأت گرفته باشد. میزان بالای آلکالی‌ها مشاهده شده در سینیت‌ها نشانه ماگمای مشتق شده از گوشته است در حالیکه تهی‌شدگی غالب Nb و غنی‌شدگی U و Th با آلودگی پوسته‌ای ماگما در ارتباط است (Conceicao and Green, 2004; Mirnejad and Bell, 2006; Hari et al, 2014). در نهایت گرانیته‌ها و سینیت‌های مورد مطالعه تهی‌شدگی HFSE، غنی‌شدگی نسبی LREEها و الگوی نسبتاً مسطح در HREEها و تهی‌شدگی Eu نشان می‌دهند همه این نشانه‌ها منعکس کننده خصوصیات محیط‌های مربوط به فرورانش است. این سینیت‌ها طبق نمودارهای هارکر و بررسی

(1981). این منشاهای مختلف سینیت نشان دهنده جایگیری آنها در محیط‌های مختلف تکتونیکی در یک چرخه کوهزایی است. این امر به ویژه در مناطقی با وقایع کوهزایی بلند مدت مانند مناطقی که تحت تاثیر کوهزایی زاگرس قرار دارند اتفاق می‌افتد. ماگماهای سینیتی یا تراکیتی می‌توانند در سری‌های آذرین آلکالن اشباع یا تحت اشباع از سیلیس ایجاد شوند (Lameyre and Bowden, 1982)، همچنین سینیت و تراکیت‌های تحت اشباع از سیلیس می‌توانند در سری‌های شوشونیتی (Morrison, 1980) $Na_2O/K_2O < 2$ و سدیک (Le Maitre, 2002) $Na_2O/K_2O > 2$ تشکیل شوند. سینیت‌های مرتبط با سنگ‌های مافیک آلکالن، گرانیته‌ها، و کربناتیت‌ها نیز در برخی نقاط دنیا گزارش شده‌اند (Andersson et al, 2006; Chakhmouradian et al, 2008; Xu et al, 2019). با این حال کمپلکس کربناتیت-سنگ سیلیسی آلکالن، معمولاً تحت اشباع از سیلیس هستند و ماگماهای سیلیسی با تشکیل سینیت به جای گرانیته تفریق را متوقف می‌کنند (Wolff, 2017). بیشتر سینیت‌های آلکالن مرتبط با کمپلکس‌های کربناتیت و سنگ‌های مافیک در محیط‌های غیرکوهزایی و درون صفحات تشکیل می‌شوند (Woolley and Kjarsgaard, 2008). پس از توقف فرورانش، آرامش رژیم فشارشی منجر به کشش و تولید ماگماهای آلکالن می‌شود (Peccerillo and Frezzotti, 2015). سنگ‌های آلکالن در کل می‌توانند از ذوب بخشی گوشته بالایی متاسوماتیزه (Dawson, 1987; Eby et al, 1998)، از گوشته آستونسفری غیرمتاسوماتیزه با درجات پایینی از ذوب‌بخشی به دنبال تفریق بلوری گسترده (Fitton, 1987)، از تعامل مذاب‌های مشتق شده از آستونسفر با لیتوسفر پوشاننده (Menzies, 1987)، از تفریق بلوری پیش سازهای بازالت آلکالن همراه

مطالعه طبق جدول نورم (جدول ۲) و ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سینیت می‌باشند که سابق بر این به عنوان گرانیته معرفی شده بودند، همچنین براساس ژئوشیمی کل سنگ، سینیت‌های مورد مطالعه ویژگی‌های آکالن و متآلومین نشان می‌دهند. گرانیته‌های مورد مطالعه از نظر سری ماگمایی در محدوده ساب آکالن و سینیت‌ها در محدوده آکالن قرار می‌گیرند. همچنین ویژگی‌های شیمیایی گرانیته‌های مورد مطالعه از جمله میزان پایین HFSE و REE آنها با گرانیته‌های نوع I مطابقت دارد.

-معین‌وزیری، ح.، ۱۹۹۹. دیباچیه‌ای بر ماگماتیسم ایران، انتشارات دانشگاه خوارزمی تهران، ص ۴۴۰.

-Adamia, S.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I. and Zakariadze, G., 1981. Tectonics of Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys Ocean. *J. Struct. Geol.*, v. 3, p. 437-447.
 -Aftabi, A. and Atapour, H., 2000. Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes*, v. 23, p. 119-125.
 -Agard, P., Monie, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B. and Yamato, P., 2006. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11).
 -Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros folded-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *Am. J. Sci.*, v. 304, p. 1-20.

فرایندهای مختلف ماگمائی با سینیت‌های مطالعه شده در زون ساختاری البرز-آذربایجان (Ashrafi et al, 2018) متفاوت هستند و شباهت بیشتری با سنگ‌های زون ماگمائی ارومیه-دختر دارند. لذا پلوتونیسیم در محور بستان‌آباد-میانه به عنوان بخشی از زون ماگمایی ارومیه-دختر ماگماتیسم post-collision مربوط به حوادث بعد از برخورد است. ترکیبات کانی‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه نشان داد که از ماگماهای آکالن مرتبط با کمان ولکانیکی مشتق شده و احتمالاً از ماگماهای تکامل یافته‌تری حاصل شده باشند. سنگ‌های مورد

منابع

-عمیدی، م.، ۱۹۷۹. نقشه زمین‌شناسی زیر پهنه میانه در مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

-Amidi, S.M., Emami, M.H. and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation. *International Journal of Earth Sciences*, v. 73, p. 917-932.
 -Andersson, U.B., Eklund, O., Frojdo, S. and Konopelko D., 2006. 1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian Shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment. *Lithos* 86, 110-136. -Wolff, J.A., 2017. On the syenite-trachyte problem. *Geology*, v. 45, p. 1067-1070.
 -Ashrafi, N., Jahangiri, A., Hasebe, N. and Eby, G.N., 2018. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Eocene-Oligocene alkaline intrusions from the Alborz-Azerbaijan magmatic belt, NW Iran.
 -Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *J. Geodyn.*, v. 47, p. 167-179.

- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of the Geological Society London*, v. 139, p. 605-614.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 139, p. 605-614.
- Bourdon, E., Eissem, J.P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotton, J. and Hall, M.L., 2002. Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean northern volcanic zone. *J. Petrol.*, v. 43, p. 199-217.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (eds) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.
- Brotzu, P., Gomes, C.B., Melluso, L., Morbidelli, L., Morra, V. and Ruberti, E., 1997. Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated to SiO₂-oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itatiaia, Southeastern Brazil. *Lithos*, v. 40, p. 133-156.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran: an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, v. 180-181, p. 109-127.
- Chakhmouradian, A.R., Mumin, A.H., Demény, A. and Elliott, B., 2008. Postorogenic carbonatites at Eden Lake, Trans-Hudson Orogen (northern Manitoba, Canada): Geological setting, mineralogy and geochemistry. *Lithos*, v. 103, p. 503-526.
- Chapman, R.W. and Chapman, C.A., 1940. Cauldron subsidence at Ascutney Mountain, Vermont. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 51, p. 191-212.
- Chapman, R.W. and Williams, C.R., 1935. Evolution of the White Mountain Magma Series. *American Mineralogist*, v. 20, p. 502-530.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, v. 162-163, p. 70-87.
- Conceicao, R.V. and Green, D.H., 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite lherzolite. *Lithos*, v. 72, p. 209-229.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Inc., London, 466 p.
- Cox, K., Bell, J.D. and Pankhurst, R.Y., 1979. *The Interpretion of Igneous Rocks*. George Allen and Uniwin, London.
- Dawson, J.B., 1987. The kimberlite clan: relationship with olivine and leucitite lamproites, and inferences for upper mantle metasomatism. In: Fitton, J.G., Upton, B.G. (Eds.), *Alkaline Igneous*
- Eby, G.N., Woolley, A.R., Din, V. and Platt, G., 1998. Geochemistry and petrogenesis of Nepheline syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, North Nyasa Alkaline Province. *Malawi. J. Petrol.*, v. 39, p. 1405-1424.
- Farhoudi, G., 1978. A comparison of Zagros geology to island arcs. *J. Geol.*, v. 86, p. 323-334.
- Fitton, J.G., 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*

30. Geological Society, London, p. 413-431.
- Fletcher, C.J.N. and Beddoe-Stephens, B., 1987. The petrology, chemistry and crystallization history of the Velasco alkaline province, eastern Bolivia, in: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., v. 30, p. 403-413.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B.S., Wei, R., Meng, X. and Zhao, R., 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: Evidence for slab melt metasomatism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 153, p. 105-120. doi: 10.1007/s00410-006-0137-9.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 683-693.
- Halama, R., Vennemann, T., Siebel, W. and Markl, G., 2005. The Gronnedal-Ika carbonatite-syenite complex, south Greenland: Carbonatite formation by liquid immiscibility. *J. Petrol.*, v. 46, p. 191-217.
- Hari, K.R., Chalapathi Rao, N.V., Swarnkar, V. and Hou, G., 2014. Alkaline feldspar syenites with shoshonitic affinities from Chhotaudepur area: implication for mantle metasomatism in the Deccan large igneous province. *Geoscience Frontiers*, v. 5, p. 261-276.
- Hari, K.R., Chalapathi Rao, N.V., Swarnkar, V. and Hou, G., 2014. Alkaline feldspar syenites with shoshonitic affinities from Chhotaudepur area: implication for mantle metasomatism in the Deccan large igneous province. *Geoscience Frontiers*, v. 5, p. 261-276.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen, London, 344 p.
- Harris, N.B.W., Duyverman, H.J. and Almond, D.C., 1983. The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *J. Geol. Soc.*, v. 140, p. 245-256.
- Hassanzadeh, J., Ghazi, A.M., Axen, G. and Guest, B., 2002. Oligomiocene mafic-alkaline magmatism north and northwest of Iran: evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 34, 331 p.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *J. Petrol.*, v. 48, p. 2341-2357.
- Hoffman, E.J., Mills, G.L., Latimer, J.S. and Quinn, J.G., 1984. Urban runoff as a source of polycyclic aromatic hydrocarbons to coastal waters. *Environ. Sci. Technol.*, v. 18, p. 580-587.
- Huang, W.L. and Wyllie, P.J., 1981. Phase relationship of S-type granite with H₂O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10515-10529.
- Jung, S., Mezger, K. and Hoernes, S., 2004. Shear zone-related syenites in the Damara belt (Namibia): the role of crustal contamination and source composition. *Contr. Mineral. Petrol.*, v. 148, p. 104-121.
- Kaul, P.F.T. and Cordiani, U.G., 2000. Geochemistry of Serra do Mar granitic magmatism and tectonic implications, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias* v. 30(1), p. 115-119.
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M.J., Hochstaedter, A. and Drummond, M.S., 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 577-600.

- King, P.L., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites of the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, v. 36, p. 371-391.
- Kjarsgaard, B. and Hamilton, D.L., 1989. Carbonatite origin and diversity. *Nature*, v. 338, p. 547-548.
- Korobeinikova, A.N., Laajokib, K. and Gehor, S., 2000. Nepheline-bearing alkali feldspar syenite (pulaskite) in the Khibina pluton, Kola Peninsula, NW Russia: petrological investigation. *J. Asian Earth Sci.*, v. 18, p. 205-212.
- Lameyre, J. and Bowden, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 14, p. 169-186.
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms/Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub commission on the Systematic of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 252 p.
- Lescuyer, J.L. and Riou, R., 1976. *Geologie de la region de Mianeh (Azerbaijan), Contribution d l, etude du Volcanisme tertiaire de l, Iran, These 3eme cycle, Grenoble*, 234 p.
- Litvinovsky, B.A., Jahn, B.M., Zanzvilevich, A.N. and Shadaev, M.G., 2002. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia. *Lithos*, v. 64, p. 97-130.
- Litvinovsky, B.A., Zanzvilevich, A.N., Wickham, S.M. and Steele, I.M., 1999. Origin of syenite magmas in A-type granitoid series: syenite-granite series from Transbaikalia. *Petrology*, v. 7, p. 483-508.
- Lordkipanidze, M.B., Meliksetian, B. and Djarbashian, R., 1989. Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region. In: Raku's, M., Dercourt, J., Nairn, A.E.M. (Eds.), IGCP Project No. 198: Evolution of the Northern Margin of Tethys. *Mem. Soc. Geol. France*, v. 154, p. 103-124.
- Lubala, R.T., Frick, C., Roders, J.H. and Walraven, F., 1994. Petrogenesis of syenites and granites of the Schiel Alkaline Complex, Northern Transvaal, Southern Africa. *J. Geol.*, v. 102, p. 307-309.
- Martin, R.F. and Devito, C., 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Canadian Mineralogist*, v. 43, p. 2027-2048.
- Meijers, M.J.M., Vrouwe, B., van Hinsbergen, D.J.J., Kuiper, K.F., Wijbrans, J., Davies, G.R., Stephenson, R.A., Kaymakci, N., Matenco, L. and Saintot, A., 2010. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, v. 119, p. 412-426.
- Menzies, M., 1987. Alkaline rocks and their inclusions: a window on the earth's interior. In: Fitton, J.G., Upton, B.G. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks 30*. Geological Society, London, p. 15-27.
- Mirnejad, H. and Bell, K., 2006. Origin and source evolution of Leucite Hills lamproites: Evidence from Sm-Nd-Pb-O isotopic composition. *Journal of Petrology*, v. 47, p. 2463-2489.
- Moayyed, M., Moazzena, M., Calagari, A.A., Jahangiri, A. and Modjarrad, M., 2008. Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: implications for deep-mantle metasomatism. *Chem. Erde*, v. 68, p. 141-157.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous

- continental collision zone, western Iran. *J. Struct. Geol.*, v. 22, p. 1125-1139.
- Moinvaziri, H., 1985. Volcanism tertiary et quaternary en Iran, These d'Etat, Université Paris-Sud, Orsay.
- Moritz, R., Melkonyan, R., Selby, D., Popkhadze, N., Gugushvili, V., Tayan, R. and Ramazanov, V., 2016a. Metallogeny of the Lesser Caucasus: from arc construction to post-collision evolution. In: Richards, J. (Ed.), *Tethyan Tectonics and Metallogeny*, v. 19, p. 157-192.
- Moritz, R., Rezeau, H., Ovtcharova, M., Tayan, R., Melkonyan, R., Hovakimyan, S., Ramazanov, V., Selby, D., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Putlitz, B., 2016b. Long-lived, stationary magmatism and pulsed porphyry systems during Tethyan subduction to post-collision evolution in the southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan. *Gondwana Res.*, v. 37, p. 465-503.
- Morrison, G.W., 1980. Characterization and tectonic setting of shoshonite rocks association. *Lithos*, v. 13, p. 97-102.
- Motoki, A., Sichel, S.E., Vargas, T., Melo, D.P. and Motoki, K.F., 2015. Geochemical behavior of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 87, p. 1959-1979.
- Mushkin, A., Navon, O., Halicz, L., Hartmann, G. and Stein, M., 2003. The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, Southern Israel. *J. Petrol.*, v. 44, p. 815-832.
- Newberry, R.J., Burns, L.E., Swanson, S.E. and Smith, T.E., 1990. Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, Petrogenesis and Mineralising Processes. *Geological Society of America, Special Paper*, v. 246, p. 121-142.
- Okay, A.I. and Nikishin, A.M., 2015. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.*, v. 57, p. 1051-1076.
- Pearce, J., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks, *Petrology.*, v. 25(4), p. 120-124.
- Pearce, J.A., 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. Eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich., p. 230-249.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Peccerillo, A. and Frezzotti, M.L., 2015. Magmatism, mantle evolution and geodynamics at the converging plate margins of Italy. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 172, p. 407-427.
- Rezeau, H., Moritz, R., Leuthold, J., Moritz, R., Hovakimyan, S., Tayan, R. and Chiaradia, M., 2017. 30 Myr of Cenozoic magmatism along the Tethyan margin during Arabia-Eurasia accretionary orogenesis (Meghri-Ordubad pluton, southernmost Lesser Caucasus). *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.007>.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: from subduction to collision. *Ore Geol. Rev.*, v. 70, p. 323-345.
- Richards, J.P. and Sholeh, A., 2016. The tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ.*, v. 19, p. 193-212.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation,

- presentation, interpretation, Longman Ltd. Pub., 352 p.
- Shellnutt, J.G., Zhou, M.F. and Zellmer, G.F., 2009. The role of Fe-Ti oxide crystallization in the formation of A-type granitoids with implications for the Daly gap: An example from the Permian Baima igneous complex, SW China. *Chem. Geol.*, v. 259, p. 204-217.
- Steckeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatite, and melilitic rocks.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, *The geology of continental margins*, p. 873-887, Springer.
- Streckeisen, A. and Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch Mineral., Abhandlungen*, v. 136, p. 169-206.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), *Magmatism in oceanic basins*. *Geology. Soc. London. Spec. Pub.*, v. 42, p. 313-345.
- Sun, C.H. and Stern, R., 2001. Genesis of Mariana shoshonites: contribution of the subduction component. *J. Geophys. Res.*, v. 106, p. 589-608.
- Sutcliffe, R.H., Smith, A.R., Doherty, W. and Barnett, R.L., 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 105, p. 255-274.
- Temel, A., Gundogdu, M.N. and Gourgau, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 85, p. 327-354.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, p. 333-351.
- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary province. *Scottish Journal of Geology*, v. 18, p. 49-107.
- Turner, S., Amaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, v. 37, p. 45-71.
- 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*, v. 28, p. 151-179.
- Wang, Q., Li, J.W., Jian, P., Zhao, Z.H., Xiong, X.L., Bao, Z.W., Xu, J.F., Li, C.F. and Ma, J.L., 2005. Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): link to Permian-Triassic transtension. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, v. 230(339), 354 p.
- Wolff, J.A., 2017. On the syenite-trachyte problem. *Geology*, v. 45, p. 1067-1070.
- Woolley, A.R. and Jones, G.C., 1987. The petrochemistry of the northern part of the Chilwa Alkaline province, Malawi. In: In: Fitton, J.G., Upton, B.G. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. 30. Geological Society, London, p. 335-355. Special publications.
- Woolley, A.R. and Kjarsgaard, B.A., 2008. Carbonatite occurrences of the world: Map and database. Geological Survey of Canada, open file 5796.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and

- Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China, I: geochronology and petrogenesis. *Lithos*, v. 66, p. 241-273.
- Xu, C., Chakhmouradian, A.R., Kynický, J., Li, Y.X., Song, W.L. and Chen, W., 2019. A Paleoproterozoic mantle source modified by subducted sediments under the North China craton. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, v. 245, p. 222-239.
- Zanvilevich, A.N., Litvinovsky, B.A., Wickham, S.M. and Bea, F., 1995. Genesis of alkaline and peralkaline syenite-granite series, the Khartonovo pluton (Transbaikalia, Russia). *J. Geol.*, v. 103, p. 127-145.
- Zhang, X., Zhang, H., Jiang, N., Zhai, M. and Zhang, Y., 2010. Early Devonian alkaline intrusive complex from the northern North China craton: a petrological monitor of post-collisional tectonics. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 167, p. 717-730.
- Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A. and Lu, L.Z., 1999. Tectonothermal history of the basement rocks in the western zone of the North China Craton and its tectonic implications. *Tectonophysics*, v. 310, p. 37-53.