

Petrography, geochemistry and tectonic setting of Hanar granitoids (south of Birjand): a signature for magmatism identification of east of Lut block

Siavash Omidianfar ^{1*}, Mohamad Rahgoshay ¹ and Iman Monsef ²

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

¹ Department of Geology, Institute of advanced studies in basic sciences of Zanjan, Zanjan, Iran

Abstract

The Hanar granitoids, geographically located 155 km south of Birjand in the east of Iran. Geologically, It belongs to the Lut block volcanic–plutonic belt and occurs near to the Lut block-Sistan suture zone border. The granitoid rocks consist of tonalite, granodiorite, quartz-diorite, diorite and microdiorite. The predominant textures are granular, porphyritic and myrmekitic. Geochemical evidence reveals that they are co-genetic and have features typical of calc-alkaline to high-K calc-alkaline, metaluminous with I-type nature. Enrichment in LILE (i.e. Cs, K, Rb, U and Th) rather than HFSE (eg., Nb, P, Zr and Ti), typical negative anomalies of Nb and Ti and LREE enrichment in comparison to HREE, are important characteristics indicating that these rocks were formed in a magmatic belt in a subduction zone. Positive anomalies of Pb and K demonstrate the involvement of continental crust in evolution of parental magma. Trace element ratios and adakitic discrimination diagrams point to the non adakitic nature of the magma. Tectonic discrimination diagrams show formation of these rocks in an immature continental arc setting with less than 45 Km crustal thickness in pre-plate collision event. Primitive magmas should have formed by low degree melting (less than 8%) of an enriched mantle wedge peridotite (spinel lherzolite). During magma ascent, fractional crystallization and crustal contamination (AFC) took place simultaneously. Field observation and petrography studies support this hypothesis.

Key words: Petrography, Geochemistry, Tectonic setting, Granitoids, Hanar, Lut block magmatism

* siavashomidianfar@gmail.com

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای منطقه حنار (جنوب بیرجند): رهیافتی برای شناسایی ماگماتیسیم خاور بلوک لوت

سیاوش امیدیان فر^{۱*}، محمد رهگشای^۱ و ایمان منصف^۲

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

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان، زنجان، ایران

چکیده

گرانیتوئیدهای محدوده حنار در فاصله ۱۵۵ کیلومتری جنوب بیرجند و در خاور ایران رخنمون دارند. این توده نفوذی بخشی از پهنه آتشفشانی-نفوذی بلوک لوت است و در نزدیکی مرز بلوک لوت با پهنه زمین درز سیستان جای گرفته است. تونالیت، گرانودیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت و میکرودیوریت از سنگ‌های گرانیتوئیدی آن هستند. بافت‌های گرانولار، پورفیری و میرمکیتی از مهم‌ترین بافت‌های دیده‌شده در این سنگ‌ها هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند این سنگ‌ها هم‌خاستگاه بوده‌اند و سرشت ماگمایی کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان با پتاسیم بالا، متاآلمین و از نوع I دارند. غنی‌شدگی از LILE (مانند: Cs, K, Rb, U و Th) در برابر HFSE (مانند: Nb, P, Zr و Ti)، آنومالی منفی شاخص در فراوانی Nb و Ti و همچنین، غنی‌شدگی از LREE در برابر HREE نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در پهنه ماگمایی بالای پهنه فرورانش است. آنومالی مثبت K و Pb نشان‌دهنده دخالت پوسته‌ای در تکامل ماگمای مادر آنهاست. نسبت عنصرهای کمیاب و نیز نمودارهای جدایش سنگ‌های آداکیتی از نا آداکیتی، سرشت نا آداکیتی این ماگما را نشان می‌دهند. نمودارها شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی گویای پیدایش این سنگ‌ها در پهنه کمان نابالغ در پوسته‌ای قاره‌ای با سبزی کم (کمتر از ۴۵ کیلومتر) و در مرحله پیش از برخورد هستند. ماگمای اولیه از درصد کم ذوب‌بخشی (کمتر از ۸ درصد) پریدوتیت‌های غنی‌شده گوته‌گوشته‌ای (اسپینل لرزولیت) پدید آمده است. هنگام بالا آمدن ماگما به بخش‌های بالای پوسته، فرایندهای جدایش بلورین و آلودگی پوسته‌ای (AFC) هم‌زمان رخ داده‌اند. یافته‌ها و ویژگی‌های صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز درستی این نکته را نشان می‌دهند.

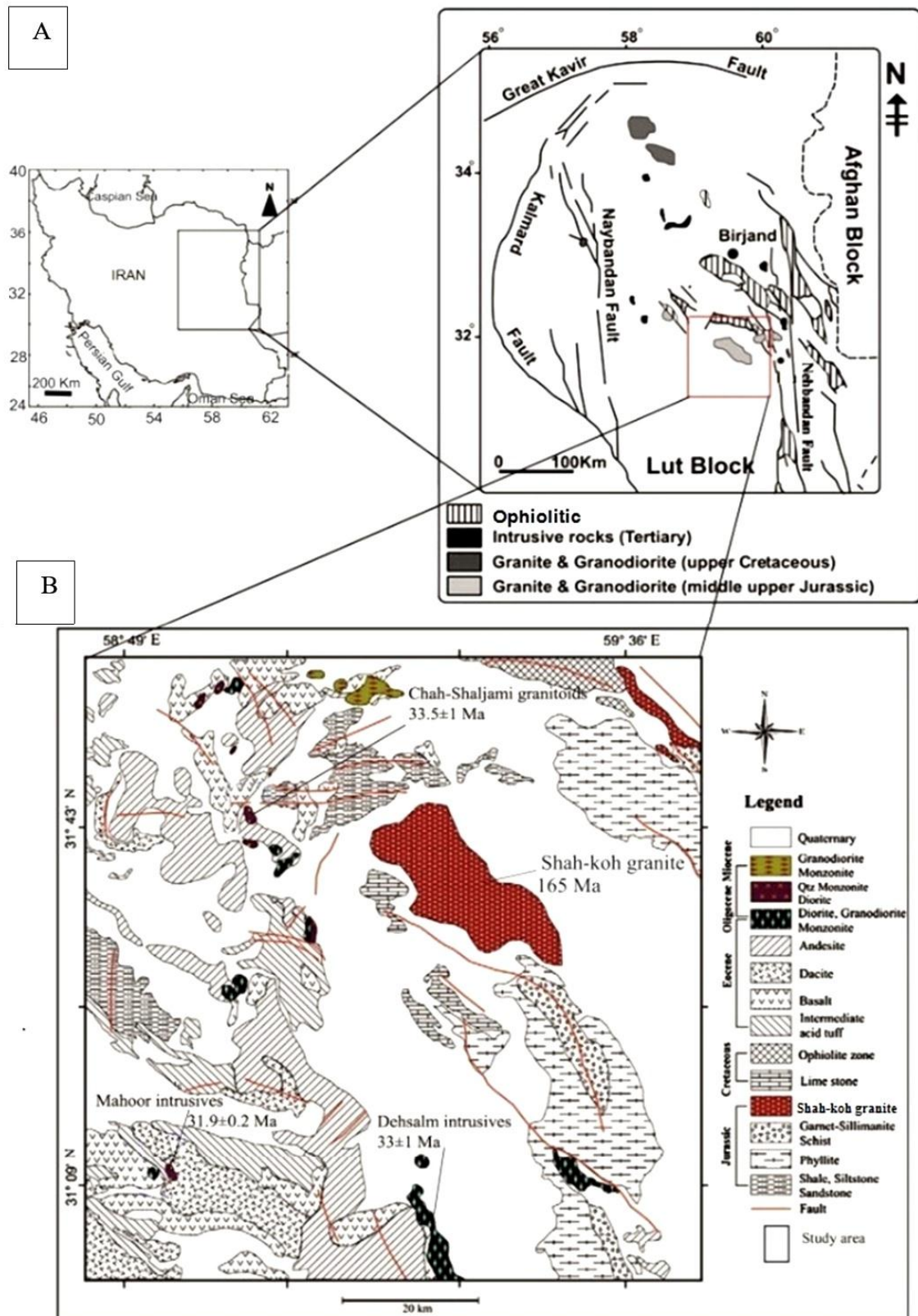
واژه‌های کلیدی: سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، جایگاه زمین‌ساختی، گرانیتوئید، حنار، ماگماتیسیم بلوک لوت

* siavashomidianfar@gmail.com

مقدمه

منطقه بررسی شده در فاصله ۱۵۵ کیلومتری جنوب بیرجند و در ۳۳ کیلومتری جنوب معدن قلعه زری در موقعیت طول‌های جغرافیایی خاوری "۴۰'۵۷" تا "۰۳'۵۹" و عرض‌های جغرافیایی شمالی "۴۰'۲۶" تا "۰۳'۳۱"، در نزدیکی مرز بلوک لوت با پهنه زمین‌درز سیستان جای گرفته است. بلوک لوت روند شمالی - جنوبی دارد و با گسل نهبندان در خاور، گسل درونه در شمال، گسل نایبند در باختر و گسل جازموریان در جنوب فراگرفته شده است (Berberian and King, 1981) (شکل‌های ۱- A و B). برخی از پژوهش‌های پیشین برپایه حضور توالی افیولیتی در مرز خاوری بلوک لوت با بلوک افغان و فعالیت‌های ماگماتیسم دیده شده در بلوک افغان، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان را پیشنهاد کرده‌اند (Saccani et al., 2010); اما برخی پژوهش‌های دیگر برپایه حجم و پراکندگی زمانی و مکانی ولکانیسم و پلوتونیسم در بلوک لوت، فرورانش پوسته اقیانوسی به سوی باختر و به زیر بلوک لوت را پیشنهاد کرده‌اند (Eftekharneshad, 1981). به‌تازگی، بررسی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی روی برخی توده‌های نفوذی در بلوک لوت، فرورانش دوسویه و نامتقارن پوسته اقیانوسی به زیر بلوک لوت و بلوک افغان با سرعت‌های گوناگون را نشان داده‌اند (Arjmandzadeh et al., 2011a). ماگماتیسم خاور ایران بیشتر دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن - الیگوسن است که به صورت گدازه و سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. بلوک لوت فعالیت گسترده ماگماتیسمی دارد که از زمان ژوراسیک آغاز شده و تا ترشیاری ادامه داشته و به اوج خود رسیده است (Pang et al., 2013). سن‌سنجی‌های انجام‌شده روی بازالت‌های آلکالن میوسن تا کواترنری منطقه لوت - سیستان

نشان‌دهنده برخورد بلوک لوت با بلوک افغان در زمان کرتاسه پسین هستند (Pang et al., 2013). کانه‌زایی‌های گوناگونی (مانند: نهشته‌های Mo, Cu, Au, Cu-Au-Ag IOCG، رگه‌های Cu، مسیوسولفیدهای Cu-Au و نهشته‌های اسکارنی Sn) هنگام رویداد فرایند ماگماتیسم در بلوک لوت پدید آمده‌اند (Malekzadeh, 2009). از میان توده‌های نفوذی در خاور بلوک لوت، Esmaily و همکاران (۲۰۱۱b) و Arjmandzadeh و همکاران (۲۰۰۵) به ترتیب به بررسی زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی گرانیت شاه‌کوه و گرانیتوئیدهای چاه شلغمی در شمال خاوری و شمال گرانیتوئید حنار پرداخته‌اند. همچنین، Arjmandzadeh و Santos (۲۰۱۴) و گرانیتوئید ده‌سلم در جنوب‌خاوری و Miri و Beydokhti و همکاران (۲۰۱۵) گرانیتوئید مهور در جنوب‌باختری توده نفوذی محدوده حنار را از دیدگاه زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی بررسی کرده‌اند. جایگاه توده‌های نفوذی یادشده و نیز سن‌های به‌دست‌آمده برای آنها در شکل ۱- B آورده شده‌اند. بررسی ماگماتیسم در محدوده بلوک لوت در کنار دیگر بررسی‌های رسوب‌شناسی، چینه‌شناسی، زمین‌ساختی و ... می‌تواند ابزاری برای شناسایی الگوی تکنونوماگمایی (زمین‌ساخت پیدایش ماگما) در این پهنه ساختاری ایران باشد. ازاین‌رو، بررسی زمین‌شیمیایی توده نفوذی در محدوده حنار که بخش بررسی نشده پلوتونیسم خاور بلوک لوت است، ضروری به نظر می‌رسد. همان‌گونه که در بالا نیز گفته شد، تا کنون بررسی‌های کمابیش گسترده‌ای روی ماگماتیسم و الگوهای زمین‌ساختی احتمالی برای پیدایش ماگما در پهنه لوت انجام شده است؛ اما در این پژوهش، برای نخستین‌بار توده نفوذی محدوده حنار معرفی شده و به بررسی سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی آن پرداخته شده است.

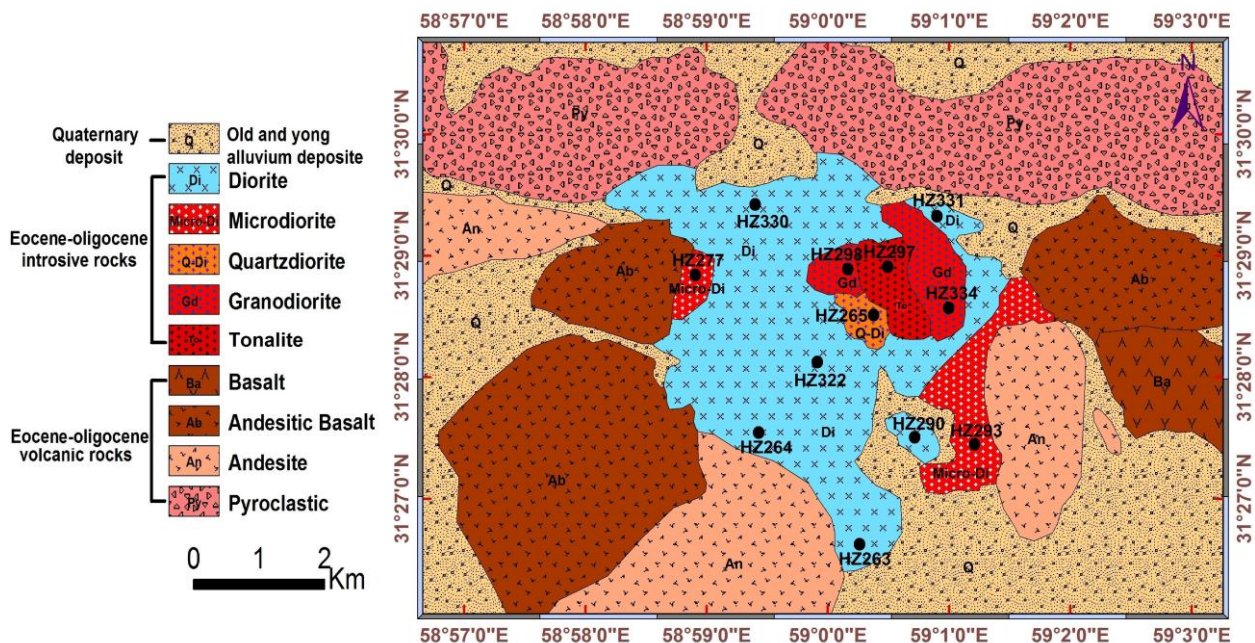


شکل ۱- A) موقعیت ساختاری بخش شمالی بلوک لوت (برگرفته از: Berberian و King (۱۹۸۱)، با اندکی تغییر); B) جایگاه رخمون توده نفوذی محدوده حنار در بخش شمالی پهنه آتشفشانی-نفوذی بلوک لوت (برگرفته از: Arjmandzadeh و همکاران (۲۰۱۱b)، با تغییرات)

جایگاه زمین‌شناسی

(King, 1981). در نقشه زمین‌شناسی این محدوده، تونالیت (To)، گرانودیوریت (Gd)، کوارتزدیوریت (Q-Di)، دیوریت (Di) و میکرودیوریت (Micro-Di) به سن ائوسن تا الیگوسن از سنگ‌های آذرین درونی هستند. بازالت (Ba)، بازالت آندزیتی (AB)، آندزیت (An) و آذرآواری (Py) به سن ائوسن-الیگوسن نیز از سنگ‌های آذرین بیرونی هستند. تنها واحد رسوبی در این محدوده، آبرفت‌های کهن و جدید (Q) به سن کواترنر هستند. همچنین، در این نقشه، جایگاه نقطه‌های نمونه‌برداری شده آورده شده است (شکل ۲).

از دیدگاه زمین‌شناسی، منطقه حنار در پهنه آتشفشانی نفوذی بلوک لوت جای گرفته است (شکل ۱- B). در بلوک لوت سنگ‌های کهن‌تر از تریاس میانی دچار فاز کوهزایی سیمیرین پیشین شده‌اند. اگرچه فرایندهای ولکانیسم و پلوتونیسم از ژوراسیک میانی (سیمیرین میانی)، به‌ویژه در بخش‌های ده‌سلم و چهارفرسخ روی می‌داده‌اند (Aghanabati, 2004)، اما بخش بزرگی از بلوک لوت با سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری (که اوج آن در ائوسن بوده است) فراگرفته شده است (Berberian and



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی و جایگاه نقطه‌های نمونه‌برداری شده در محدوده توده نفوذی حنار (جنوب بیرجند)

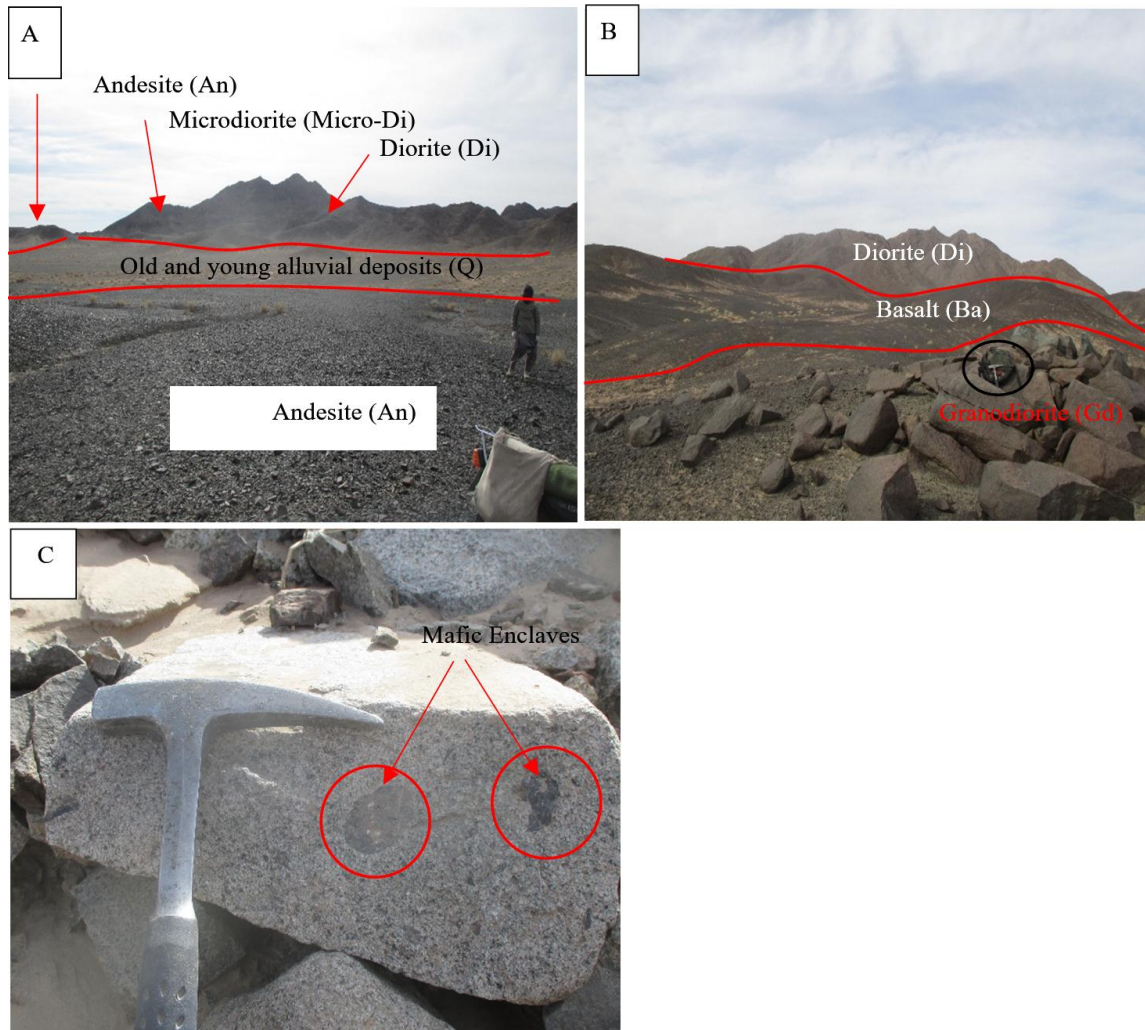
ویژگی‌ها و یافته‌های صحرایی

میکرودیوریت از سنگ‌های آذرین درونی گوناگونی هستند که در برونزدهای مجاور نیز (بیشتر به صورت مرتفع و صخره‌ای) دیده می‌شوند. مرز میان رخنمون‌های توده آذرین درونی را سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری پوشانده‌اند. در اینجا، در توده آذرین درونی، بخش‌های بازیگ‌تر در کناره‌های توده و بخش‌های فلسیک‌تر در بخش‌های میانی توده رخنمون دارند. واحد

در محدوده حنار سنگ‌های آذرین درونی به صورت استوک درون واحدهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت، بازالت، بازالت آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری هم‌ارز آنها نفوذ کرده‌اند؛ اما دگرگونی همبری چندانی را در آنها پدید نیاورده‌اند (شکل‌های ۳-A و ۳-B). تونالیت، گرانودیوریت، دیوریت، کوارتزدیوریت و

آذرین درونی، دگرسانی کمی دیده می‌شود. انکلاوهای مافیک، با اندازه کمتر از ۵ تا بیشتر از ۲۰ سانتیمتر، درون سنگ‌های آذرین درونی دیده می‌شوند (شکل ۳- C).

میکرودیوریت نیز بیرونی‌ترین بخش توده نفوذی است و محل سردشدگی کمابیش پرشتاب‌تر ماگما در همبندی با سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری دربرگیرنده را نشان می‌دهد. در این سنگ‌های



شکل ۳- A, B) نمای کلی از گرانیتوئیدهای منطقه حنار که در میان واحدهای آتشفشانی منطقه نفوذ کرده است (در شکل A نگاه رو به جنوب‌خاوری و در شکل B نگاه رو به شمال‌باختری است)؛ C) انکلاوهای مافیک درون سنگ‌های گرانیتوئیدی

سنگ‌شناسی گوناگون در منطقه، از مجموعه نمونه‌های یادشده، شمار ۶۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شد. برپایه تنوع سنگی دیده‌شده در بررسی‌های میدانی و نیز بررسی‌های سنگ‌نگاری، از نمونه‌های با کمترین دگرسانی، عنصرهای اصلی در ۱۲ نمونه از سنگ‌های آذرین درونی، به‌روش XRF و با

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های کتابخانه‌ای و بررسی بررسی‌های پیشین در محدوده حنار و شناسایی مسیرهای پیمایش، نزدیک به ۱۵ روز بررسی میدانی انجام شد. در کل، شمار ۹۶ نمونه از همه واحدهای نفوذی و آتشفشانی برداشت شد. برپایه گسترش و میزان اهمیت واحدهای

سوسوریتی شده (با فراوانی نزدیک به ۴۰ درصد حجمی)، آمفیبول با ترکیب هورنبلند (با فراوانی نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی) و کمابیش دگرسان شده به بیوتیت، کلریت و کانی‌های کدر (شکل‌های C-۴ و D-۴) از کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها هستند. افزون‌بر کانی‌های یادشده، کانی‌های آلکالی‌فلدسپار با ترکیب ارتوز و میکروکلین، کانی‌های کدر با ترکیب مگنتیت و تیتانومگنتیت، بیوتیت، کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت و دیوپسید نیز به صورت کانی فرعی (مجموعاً با فراوانی نزدیک به ۲۰ درصد حجمی) در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

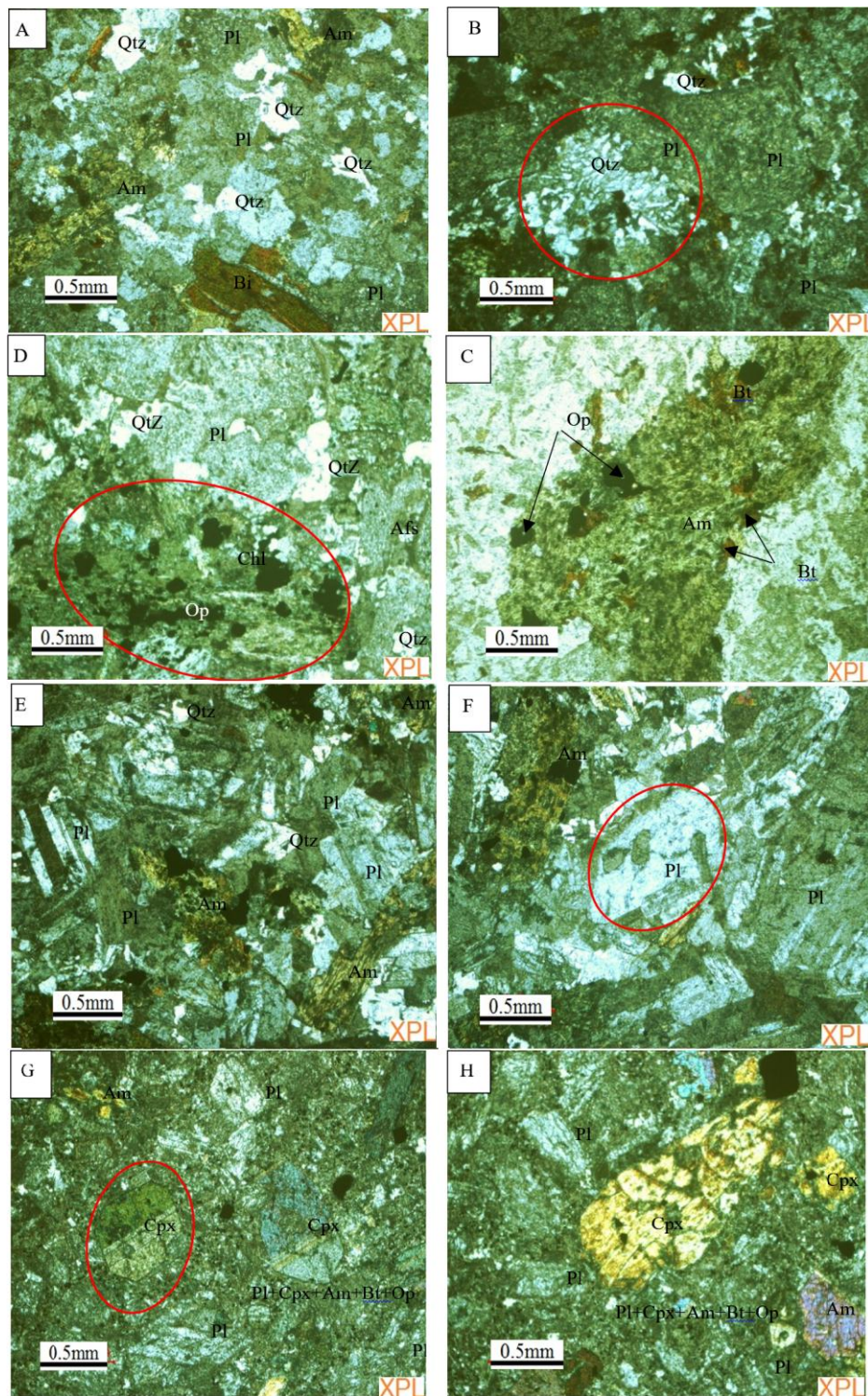
دیوریت و کوارتز دیوریت: در کل، تنها تفاوت مهم سنگ‌های دیوریتی با سنگ‌های کوارتز دیوریتی در این ناحیه، در میزان کوارتز آنهاست؛ به گونه‌ای که در سنگ‌های کوارتز دیوریتی فراوانی کانی کوارتز برابر با ۵ تا ۱۰ درصد حجمی و در سنگ‌های دیوریتی برابر با ۰ تا ۵ درصد حجمی است (شکل ۴-E). این سنگ‌ها بیشتر بافت گرانولار دارند. افزون‌بر این، بافت‌های پویی کیلیتیک (شکل ۴-F) و میرمکیتی در برخی مقطع‌ها آشکارا دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین (با فراوانی نزدیک به ۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی) و آمفیبول (بلورهای هورنبلند به رنگ سبز روشن تا سبز تیره، با فراوانی نزدیک به ۱۵ تا ۲۵ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها هستند. کانی‌های کوارتز، کانی‌های کدر با ترکیب مگنتیت و تیتانومگنتیت، بیوتیت، کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت و دیوپسید و آلکالی‌فلدسپار با ترکیب میکروکلین را نیز به صورت کانی فرعی (در کل با فراوانی نزدیک به ۲۰ درصد حجمی) در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دگرسانی بیشتری نسبت به سنگ‌های فلسیک‌تر در این محدوده دارند و در آنها بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر سوسوریتی شده‌اند و در پی دگرسانی، کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در سطح بلورهای کلینوپیروکسن و کانی‌های کلریت و کدر در سطح بلورهای آمفیبول پدید آمده‌اند.

دستگاه مدل PW 2404 (ساخت شرکت Philips) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند. عنصرهای کمیاب این نمونه‌ها با دستگاه Agilent series 4500 (ساخت شرکت Agilent) در شرکت زرآزمای تهران تجزیه شدند. دقت تجزیه برای عنصرهای اصلی نزدیک به $\pm 5\%$ درصد و برای عنصرهای کمیاب برای غلظت‌های بالای ۱۰۰ ppm برابر $\pm 5\%$ و برای غلظت‌های کمتر از ۱۰۰ ppm، $\pm 10\%$ درصد است. برای رسم نمودارهای زمین‌شیمیایی نیز نرم‌افزارهای GCDkit 4.00 و نیز CorelDRAW X7 (64 Bit) به کار برده شدند.

سنگ‌نگاری

تونالیت: این سنگ‌ها بیشتر بافت گرانولار و پورفیری دارند. همچنین، بافت پویی کیلیتیک نیز در آنها دیده می‌شود. کوارتز (با فراوانی نزدیک به ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز با ترکیب آلبیت تا الیگوکلاز (بر پایه روش پیشنهادی Wright (۱۹۵۱)، با فراوانی نزدیک به ۳۵ درصد حجمی) و آمفیبول با ترکیب هورنبلند (با فراوانی حجمی حدود ۲۰ درصد) از کانی‌های اصلی آن هستند. افزون‌بر کانی‌های یادشده، کانی‌های کدر در این سنگ‌ها با ترکیب مگنتیت و تیتانومگنتیت، بیوتیت و زیرکن نیز به صورت فرعی (در کل، با فراوانی نزدیک به ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) دیده می‌شوند (شکل ۴-A). دگرسانی در این سنگ‌ها تا اندازه‌ای دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که بلورهای پلاژیوکلاز سوسوریتی شده‌اند و در پی دگرسانی، در سطح بلورهای آمفیبول و بیوتیت کانی‌های ثانویه کدر و کلریت پدید آمده است.

گرانودیوریت: این سنگ‌ها بیشتر بافت گرانولار دارند. همچنین، بافت‌های پویی کیلیتیک، راپاکیوی و میرمیکیتی (شکل ۴-B) نیز به صورت محدود در آنها دیده می‌شود. کوارتز (با فراوانی نزدیک به ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین و تا اندازه‌ای



شکل ۴- (A) نمای میکروسکوپی از کانی‌های اصلی و فرعی در سنگ‌های تونالیتی؛ (B) بافت میرمیکیتی در سنگ‌های گرانودیوریتی؛ (C, D) دگرسانی بلورهای هورنبلند به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه (کلریت+ بیوتیت+ کانی‌های کدر) در سنگ‌های گرانودیوریتی؛ (F) نمای میکروسکوپی از کانی‌های اصلی و فرعی در سنگ‌های کوارتزدیوریتی؛ (F) دربرگیری کانی‌های فرومنیزین با بلورهای پلاژیوکلاز و پیدایش بافت پویی‌کیلیتیک در سنگ‌های دیوریتی؛ (G) بافت پورفیری در سنگ‌های میکرودیوریت؛ (H) خوردگی کناره‌های بلور و همچنین، بافت غربالی در بلورهای کلینوپیروکسن در سنگ‌های میکرودیوریت (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از: Kretz (۱۹۸۳): Qtz: کوارتز؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Afs: آلکالی‌فلدسپار؛ Am: آمفیبول؛ Bt: بیوتیت؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Chl: کلریت؛ Op: کدر) (تصویرها در حالت PPL هستند)

گرانیت (نمونه با سنگ‌نگاری تونالیت)، گرانودیوریت (کوارتزدیوریت) و دیوریت جای گرفته‌اند. این یافته‌ها با داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی سنگ‌نگاری همخوانی دارند (شکل ۵- A). برای بررسی سرشت ماگمایی، نمودارهای پیشنهادی Hasti و همکاران (۲۰۰۷) به‌کار برده شده‌اند که در آنها نمونه‌ها در گستره سری کالک‌آلکان، کالک‌آلکان با پتاسیم بالا و شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۵- B). همچنین، نمودار سیلیس در برابر K_2O نیز برای جدایش گستره کالک‌آلکان پتاسیم بالا از گستره شوشونیتی به‌کار برده شده است. در این نمودار، نمونه‌های برداشت شده از گرانیتوئیدهای منطقه حنار در محدوده کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا جای گرفته‌اند. جای گرفتن تنها نمونه تونالیتی (HZ297) در محدوده توله‌ایتی نمودار یادشده پیامد سرشت سدیک سنگ‌های تونالیتی و میزان پایین پتاسیم در آنهاست (شکل ۵- C).

برپایه نمودار $A/CNK = \frac{Al_2O_3}{CaO+Na_2O+K_2O}$ در برابر $A/NK = \frac{Al_2O_3}{Na_2O+K_2O}$ همه نمونه‌ها در محدوده متاآلومین جای گرفته‌اند (Shand, 1943) (شکل ۵- D) و این از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell and White, 1992).

White و Chappell (۱۹۹۲) اکسیدهای Na_2O در برابر K_2O را برای جدایش انواع گرانیت‌های نوع S و I به‌کار برده‌اند. همه نمونه‌های بررسی شده در این نمودار در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I جای گرفته‌اند (شکل ۵- E). همان‌گونه که در جدول ۱ دیده می‌شود، با افزایش میزان SiO_2 که شاخص جدایش بلوری در نمونه‌های بررسی شده است، میزان P_2O_5 کاهش می‌یابد و این ویژگی شاخص

میکرودیوریت: این سنگ‌ها بیشتر بافت میکروگرانولار و پورفیری دارند (شکل ۴- G)؛ افزون‌براین، بافت‌های میرمکیتی، پویکیلیتیک و غربالی (شکل ۴- H) را نیز به نمایش می‌گذارند. در این سنگ‌ها، فنوکریست‌ها بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین (با فراوانی نزدیک به ۷۰ درصد حجمی از مجموع کل بلورهای فنوکریست)، آمفیبول با ترکیب هورنبلند به رنگ سبز روشن (با فراوانی نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی از مجموع بلورهای فنوکریست) و کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت و دیوپسید (با فراوانی نزدیک به ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی از مجموع بلورهای فنوکریست) هستند. نزدیک به ۵۰ درصد حجم این سنگ‌ها را نیز زمینه، به‌صورت ریزبلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های کدر، در برگرفته است. درون زمینه، کانی‌های گوناگون پدیدآمده از دگرسانی (مانند: کلریت، بیوتیت، کلسیت، اپیدوت و کانی‌های کدر ثانویه) به‌فراوانی دیده می‌شوند. دگرسانی‌های گوناگون دیده‌شده در این دسته از سنگ‌ها همانند دگرسانی‌های یادشده در سنگ‌های دیوریتی و کوارتزدیوریتی هستند.

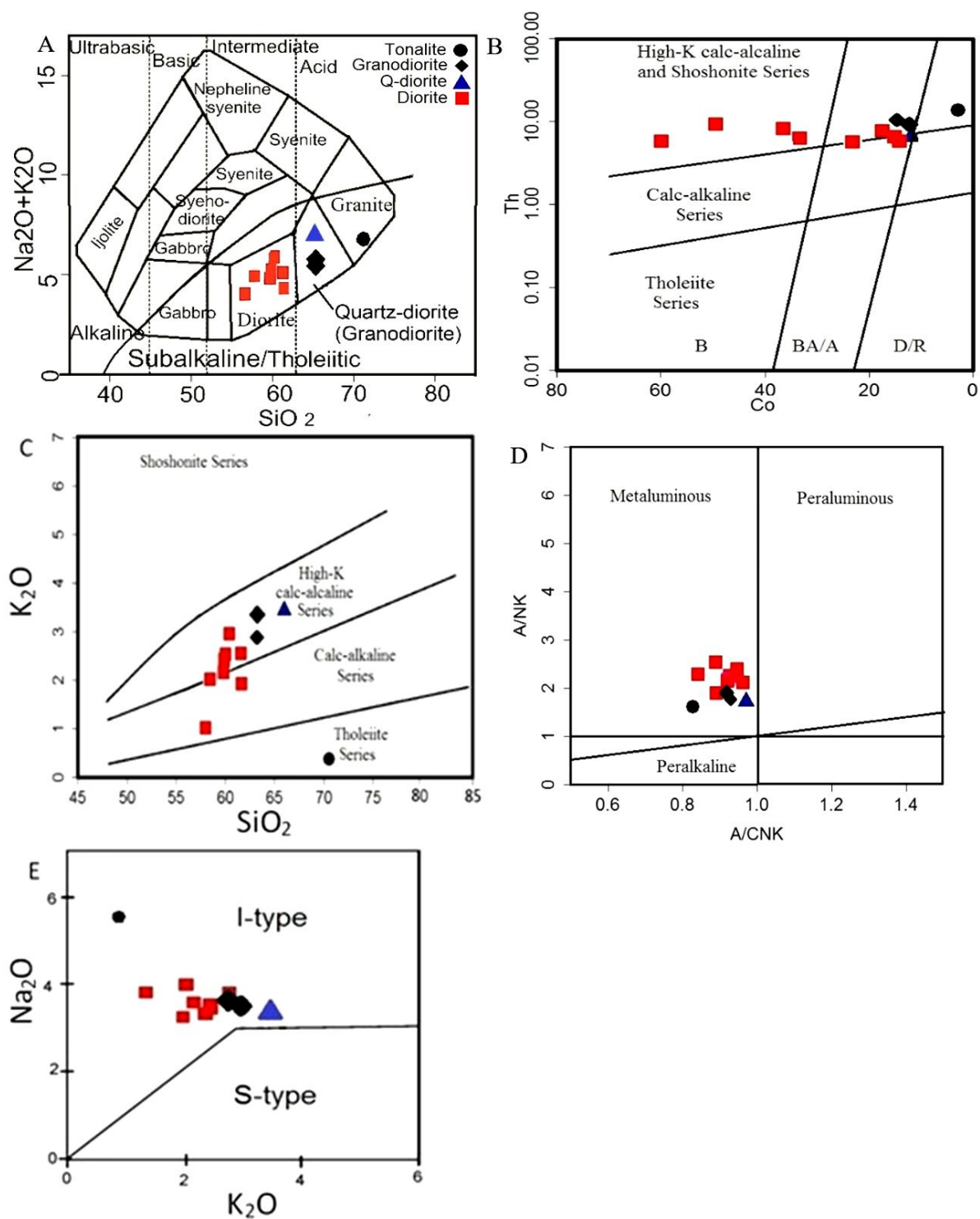
زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی نادر سنگ کل شمار ۱۲ نمونه برداشت‌شده از توده آذرین درونی منطقه حنار در جدول ۱ آورده شده‌اند. برای نامگذاری سنگ‌ها از نمودار Cox و همکاران (۱۹۷۹) استفاده شده است که در آن از مجموع SiO_2 در برابر عنصرهای آلکان در رده‌بندی شیمیایی سنگ بهره گرفته شده است. در این نمودار نمونه‌های بررسی شده در محدوده‌های

گرانیتوئیدهای نوع I (برخلاف گرانیتوئیدهای نوع S) است (Eastoe, 1978; Mason and McDonald, 1978; Dilles, 1987; Estoe and Eadington, 1986).
افزون‌براین، مقدار کمابیش کم Rb/Sr (با مقدار میانگین ۰/۲۴) نشان‌دهنده جای‌گرفتن این سنگ‌ها در رده گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell, 1999).

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه حنار (خاور بلوک لوت) (اکسید عنصرهای اصلی برپایه درصدوزنی و با روش XRF و عنصرهای فرعی و کمیاب برپایه ppm و با روش ICP-MS اندازه‌گیری شده‌اند؛ آهن به‌صورت آهن کل است؛ LOI نشان‌دهنده میزان مواد فرار برپایه درصدوزنی است) (Di: دیوریت؛ Qd: کوآرتز دیوریت؛ Gd: گرانودیوریت؛ To: تونالیت)

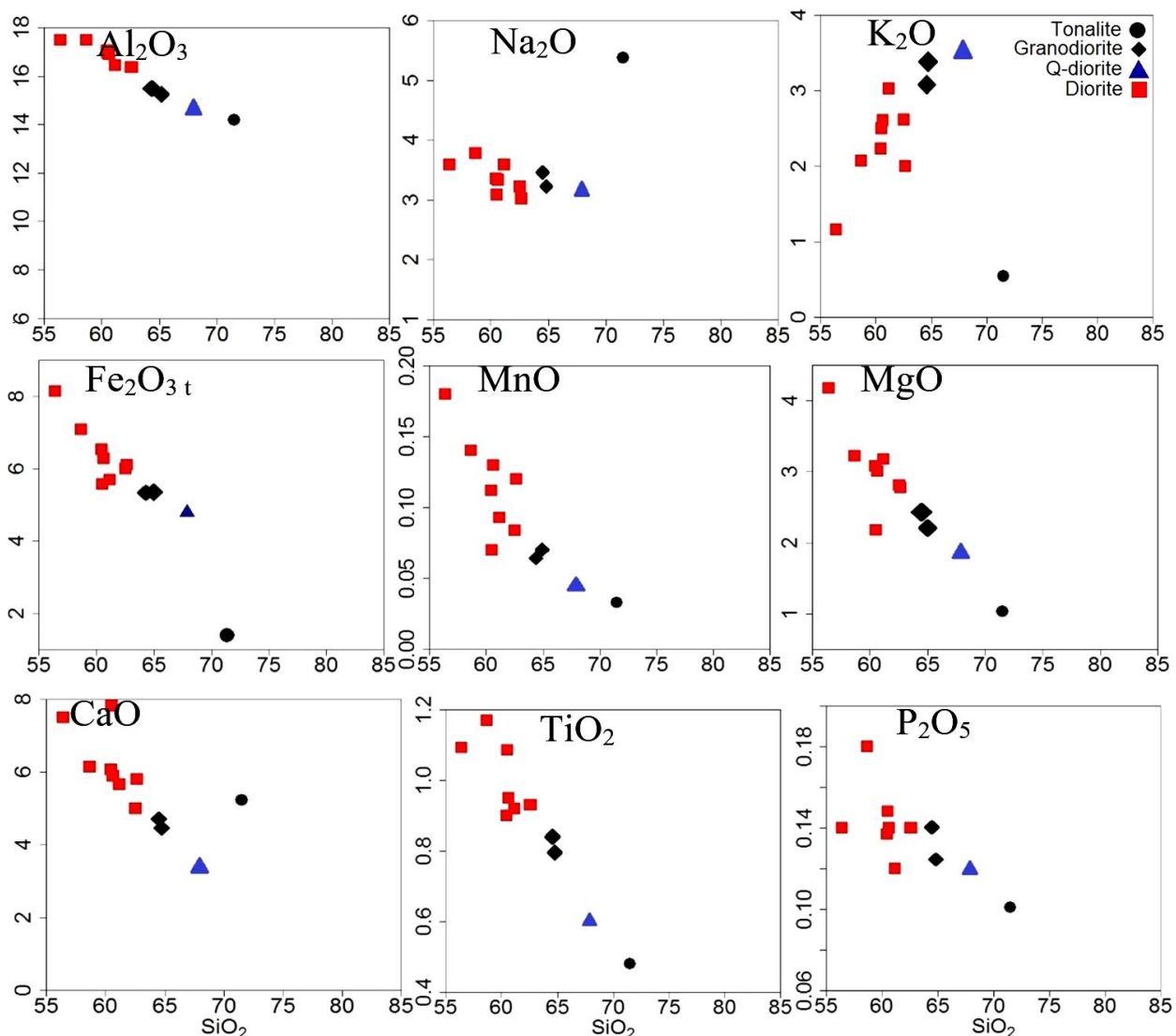
Sample No.	HZ-263	HZ-264	HZ-330	HZ-277	HZ-290	HZ-293	HZ-331	HZ-322	HZ-265	HZ-289	HZ-334	HZ-297
Petrography	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di-Qd	Qd-Gd	Qd-Gd	Qd-Gd	To
SiO₂	55.45	60.62	61.55	59.35	61.43	58.31	61.39	62.40	68.20	64.28	64.27	70.70
TiO₂	1.07	0.91	0.91	0.88	1.11	1.16	0.96	0.93	0.60	0.79	0.84	0.47
Al₂O₃	17.18	16.3	16.08	16.76	17.22	17.39	17.11	16.34	14.64	15.27	15.44	14.05
Fe₂O_{3t}	8.01	5.65	6.00	6.41	5.66	7.05	6.37	5.99	4.80	5.33	5.34	1.36
MnO	0.18	0.09	0.12	0.11	0.07	0.14	0.13	0.08	0.04	0.07	0.07	0.03
MgO	4.11	3.15	2.73	3.03	2.21	3.20	3.05	2.80	1.85	2.20	2.38	1.02
CaO	7.37	5.61	5.7	5.98	7.94	6.10	5.96	4.99	3.41	4.48	4.67	5.17
Na₂O	3.53	3.56	2.97	3.29	3.14	3.76	3.37	3.21	3.15	3.21	3.45	5.32
K₂O	1.14	3.00	1.96	2.19	2.54	2.06	2.64	2.61	3.53	3.39	2.95	0.53
P₂O₅	0.14	0.12	0.14	0.14	0.15	0.18	0.14	0.14	0.12	0.12	0.14	0.10
LOI	2.60	1.95	2.04	2.36	2.05	2.52	1.84	2.95	1.87	1.95	2.12	1.25
Total	98.25	99.11	98.24	98.22	101.55	99.42	101.2	99.76	100.45	99.25	99.65	98.85
Ba	257	379	318	343	353	274	398	366	491	440	475	266
Be	7.9	5	4.7	5.1	4.9	6.1	4.8	4.1	1.4	3.1	3.1	<0.2
Co	56.2	13.9	15.9	32.9	13.1	20.6	35.6	47	11.1	13.5	11.6	3.2
Cs	2.2	1	2	1.8	5.1	1.9	2.2	1.6	5.5	2.6	3	0.5
Hf	0.5	0.5	1.25	0.93	0.5	3.04	1.16	0.79	0.5	0.51	0.77	0.7
Nb	6.6	6.7	8.2	6.3	7.7	7.6	7.6	7.9	8	8.4	8.2	9.3
Rb	33	81	54	67	44	58	83	70	111	111	80	7
Sr	421.7	323.2	257.7	306.3	262.6	358.4	272.1	258.5	201.9	261.5	296.1	374.6
Ta	1.23	0.72	0.87	0.81	0.72	0.71	1.09	1.28	0.82	0.83	0.77	0.89
Th	4.97	6.77	8.05	5.45	5.98	5.99	7.01	7.92	6.76	10.57	9.15	14.13
V	211	156	144	150	143	174	145	134	90	112	116	60
Pb	13	9	14	12	5	10	8	14	8	6	10	<1
Zr	18	17	38	31	12	118	36	25	13	17	25	19
Y	21.6	24.5	23.1	20.4	20.7	22.9	21.5	21.7	18.9	21.6	20.9	19.6
La	17	11	18	14	17	15	16	19	13	22	14	25
Ce	41	23	43	31	37	37	40	43	31	52	33	57
Pr	3.6	2.37	4.12	3.21	3.59	3.65	3.76	4.14	2.84	4.63	2.93	5.09
Sm	3.62	3.53	4.14	3.39	3.75	3.93	3.89	3.97	3.32	4.14	3.45	3.9
Eu	0.87	0.86	0.94	0.87	0.99	1.08	0.97	0.95	0.8	0.91	0.93	0.94
Gd	3.14	3.08	3.54	2.88	3.07	3.28	3.35	3.4	2.79	3.34	2.94	3.24
Tb	0.62	0.66	0.69	0.55	0.61	0.66	0.64	0.64	0.56	0.63	0.57	0.59
Dy	3.9	3.97	4.17	3.47	3.76	4.13	3.87	3.87	3.42	3.91	3.48	3.59
Er	2.39	2.57	2.51	2.16	2.35	2.58	2.35	2.34	2	2.45	2.17	2.31
Tm	0.34	0.36	0.35	0.31	0.33	0.39	0.35	0.32	0.29	0.34	0.33	0.34
Yb	2.6	2.7	2.5	2.2	2.2	2.8	2.4	2.3	1.8	2.3	2.2	1.9
Lu	0.29	0.31	0.29	0.27	0.26	0.34	0.28	0.27	0.23	0.29	0.27	0.28
K₂O/Na₂O	0.32	0.84	0.66	0.67	0.81	0.55	0.78	0.81	1.12	1.06	0.86	0.1
Mg#	44.59	48.79	41.66	43.93	40.35	42.72	45.21	44.78	40.59	41.78	44.11	55.67
La/Yb	6.54	4.07	7.2	6.36	7.73	5.36	6.67	8.26	7.22	9.57	6.36	13.16
Sr/Y	12.11	13.19	11.16	15.01	12.69	15.65	12.66	11.91	10.68	12.11	14.17	19.11
Zr/Sm	4.97	4.82	9.18	9.14	3.2	30.03	9.25	6.3	3.92	4.11	7.25	4.87
La_N/Yb_N	4.41	2.75	4.85	4.29	5.12	3.61	4.49	5.57	4.87	6.45	4.29	8.87
Rb/Sr	0.08	0.25	0.21	0.22	0.17	0.16	0.31	0.27	0.55	0.42	0.27	0.02
Gd_N/Yb_N	0.97	0.92	1.14	1.06	1.13	0.94	1.13	1.19	1.25	1.17	1.08	1.38
Rb_N/Y_N	10.49	23.71	16.74	23.55	15.23	18.16	27.63	23.11	42.12	36.8	27.45	2.56
Ce_N/Yb_N	4.08	2.2	4.45	3.64	4.35	3.42	4.31	4.84	4.45	5.85	3.88	7.76
Eu/Eu*	0.79	0.8	0.75	0.85	0.89	0.92	0.82	0.79	0.8	0.75	0.89	0.81



شکل ۵- گرانیتوئیدهای منطقه حنار (جنوب بیرجند) در: (A) نمودار رده‌بندی شیمیایی بر پایه SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Cox *et al.*, 1979); (B, C) نمودارهای Co در برابر Th (Hasti *et al.*, 2007) و SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) برای شناسایی سری ماگمایی؛ (D) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943) برای ارزیابی وضعیت اشباع‌شدگی از آلومین؛ (E) نمودار K_2O در برابر Na_2O برای شناسایی گرانیت‌های نوع S از I (Chappell and white, 1992) (در شکل ۵- A، نشانه‌های به‌کاررفته برای نمایش طیف سنگی در توده آذرین درونی محدوده حنار آورده شده‌اند. این نشانه‌ها در نمودارهای بعدی نیز به‌صورت یکسان به‌کار رفته‌اند)

روند کاهشی در اکسیدهای $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ ، MnO ، CaO ، MgO ، TiO_2 و P_2O_5 پیامد افزوده شدن این اکسیدها به کانی‌های فرومنیزین (مانند: پیروکسن، آمفیبول و اکسیدهای آهن- تیتانیم) است. همچنین، روند کاهشی در Al_2O_3 پیامد شرکت این عنصر در پلاژیوکلازهای کلسیک در مرحله‌های نخستین تبلور ماگمایی و کاهش آن پیامد پیشرفت فرایند تبلوربخشی است.

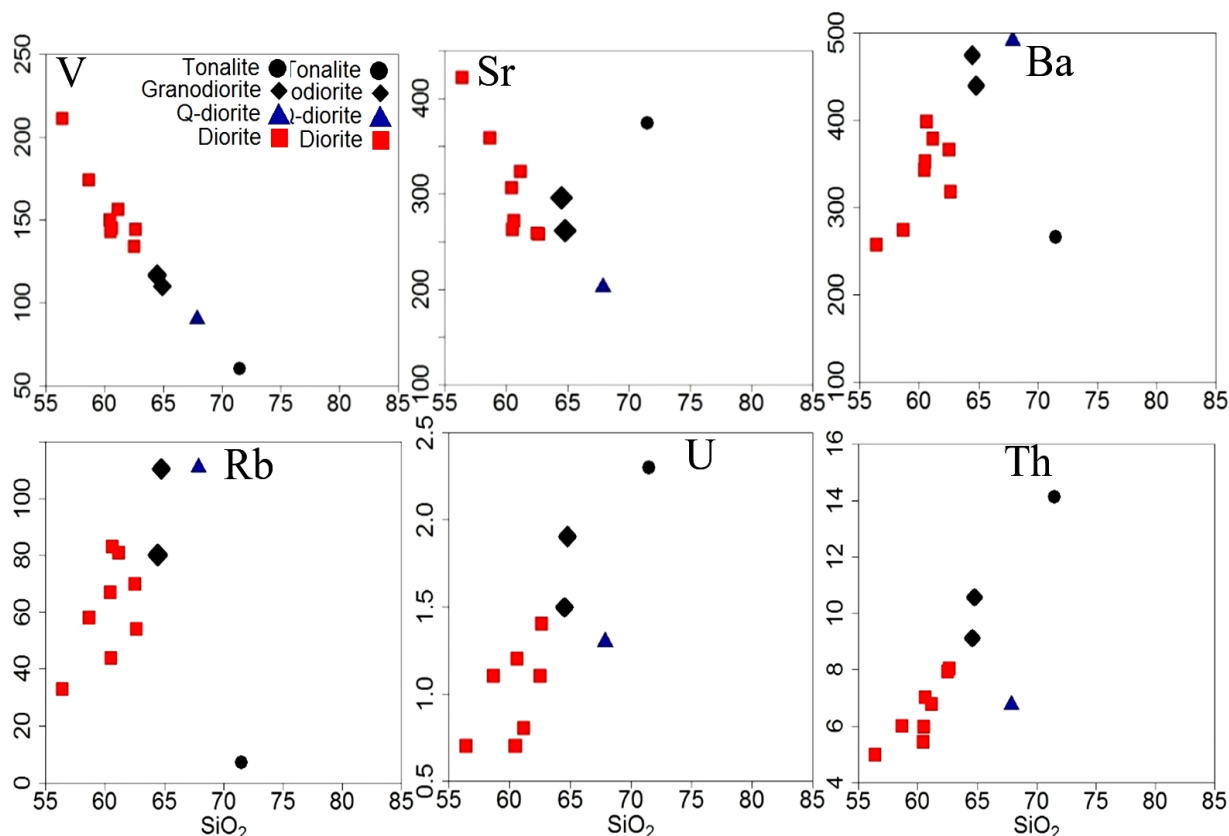
همان‌گونه که در نمودارهای SiO_2 در برابر تغییرات عنصرهای اصلی (شکل ۶) دیده می‌شود، این تغییرات همپوشانی و پیوستگی ویژه‌ای در روند نمونه‌های تونالیتی تا دیوریتی نشان می‌دهند که نشان‌دهنده وابستگی ژنتیکی میان آنهاست. روند کاهشی در اکسیدهای $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ ، Al_2O_3 ، CaO ، MgO ، TiO_2 و P_2O_5 و روند افزایشی در اکسید K_2O به خوبی دیده می‌شود.



شکل ۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عنصرهای اصلی در برابر SiO_2 (برپایه درصدوزنی) (Harker, 1909) برای نمونه‌های برداشت‌شده از منطقه حنار (جنوب بیرجند)

دیده می‌شود. همبستگی منفی V پیامد جدایش و شرکت این عنصر در ساختار کانی پیروکسن در مرحله‌های نخستین تبلور ماگمایی است. افزون‌براین، Wilson (۱۹۸۹) کاهش V با افزایش میزان SiO_2 را پیامد جدایش بلورین زود هنگام اکسیدهای آهن و تیتانیم دانسته است. Giniber و Worner (۲۰۰۷) کاهش میزان Sr را پیامد سازگاری این عنصر در بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک تبلور یافته در مرحله‌های نخستین تبلور ماگما می‌داند. شیب مثبت در روند عنصرهای Ba، Rb، U و Th نیز می‌تواند به جایگیری این عنصرها در ساختار آلکالی فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند در مرحله‌های پایانی تبلور ماگما باشد (Rollinson, 1993).

همبستگی مثبت SiO_2 و K_2O پیامد ناسازگاری این عنصر در مرحله‌های نخستین تبلور ماگمایی و افزایش مقدار آن در ماگما پیامد پیشرفت فرایند جدایش بلورین است. Na_2O در برابر SiO_2 روند افزایشی و یا کاهش‌ی ویژه‌ای را نشان نمی‌دهد و چه بسا این پدیده در پی تجزیه فلدسپارها و جایگزینی کانی‌های رسی به جای آنها و یا آرایش ماگمایی با مواد پوسته‌ای روی داده باشد (Zorpi *et al.*, 1991). حالت همپوشانی و پیوستگی در روند عنصرهای فرعی در برابر SiO_2 را نیز برای نمونه‌های بررسی شده در شکل ۷ دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که میان SiO_2 و عنصرهای V و Sr همبستگی منفی و میان SiO_2 و عنصرهای Ba، Rb، U و Th همبستگی مثبت



شکل ۶- نمودارهای تغییرات عنصرهای کمیاب در برابر SiO_2 (برپایه ppm) (Harker, 1909) برای نمونه‌های برداشت شده از منطقه حنار (جنوب بیرجند)

دار در مواد بجامانده پس از ذوب (Martin, 1994) و یا جدایش بلورین آپاتیت از ماگما را نشان دهد (Pearce and Parkinson, 1993). آنومالی منفی P نیز پیامد تبلور کانی آپاتیت در مرحله‌های نخستین تبلور ماگمای مادر سنگ‌های گرانیتوئیدی این منطقه شمرده می‌شود. افزون‌براین، میزان کم Ti در این سنگ‌ها چه‌بسا در پی تهی‌شدگی سنگ خاستگاه ماگمای اولیه از این ترکیب‌ها روی داده باشد (Woodhead et al., 1993; Gust et al., 1997). تفاوت نسبی رفتار Rb و Ba در میزان غنی‌شدگی و پیدایش آنومالی مثبت نسبت به دیگر عنصرهای LILE شاید پیامد سیال‌هایی باشد که از رسوب‌های همراه با اسلب فرورو جدا شده و بر گوشته بالای پهنه فرورانش (سنگ خاستگاه مذاب اولیه) اثر گذاشته‌اند (Borget et al., 1997; Leat et al., 2003).

در شکل ۸-B، ترکیب نمونه‌های گرانیتوئیدی محدوده حنار روی نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب پیشنهادی Boynton (۱۹۸۴) برای کندریت آورده شده است. غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی نادر سبک در برابر الگوی مسطح عنصرهای خاکی نادر متوسط و سنگین در همه نمونه‌ها، الگوی شیب‌دار با شیب منفی را پدید آورده است. این ویژگی از ویژگی‌های سنگ‌های پدیدآمده در کمان‌های آتشفشانی با سرشت کالک‌آلکان در مرزهای فعال قاره‌ای است (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989; Walker et al., 2001; Machado et al., 2005). الگوی شیب‌دار یادشده چه‌بسا در پی درجه کم ذوب‌بخشی، جدایش کانی‌های دارنده عنصرهای خاکی نادر سنگین نسبت به عنصرهای خاکی

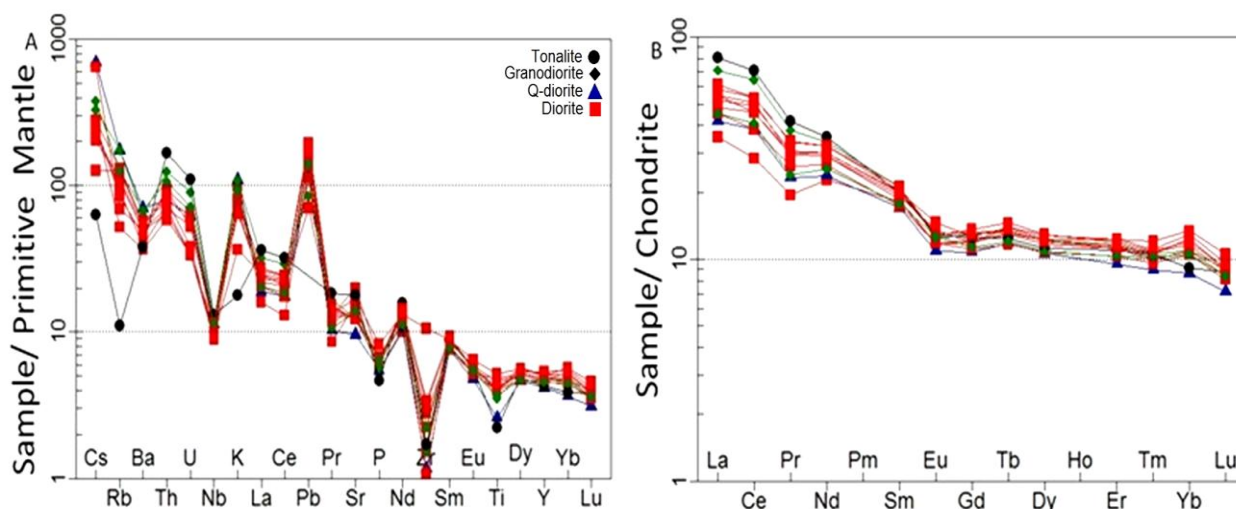
در شکل ۸-A، ترکیب نمونه‌های گرانیتوئیدی محدوده حنار در نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب پیشنهادی Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای گوشته اولیه آورده شده است. در این نمودار، عنصرهای با شدت میدان بالا یا HFSE (مانند: P, Nb, Zr, Ti و لیتوفیل بزرگ یون یا LILE (مانند: U, K, Cs) آنومالی مثبت نشان می‌دهند. نسبت Rb_N/Y_N شاخصی برای غنی‌شدگی از LILE در برابر HFSE است و مقدار آن در نمونه‌های بررسی شده بالا و برابر ۲/۶۵ تا ۴۲/۱۴ (با مقدار میانگین: ۲۲/۳۳) است. غنی‌شدگی از LILE در برابر HFSE از نشانه‌های ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانشی (مانند: کمان‌های آتشفشانی با سرشت کالک‌آلکان در مرزهای فعال قاره‌ای) است (Gill, 1981; Pearce, 1983; Willson, 1989; Rollinson, 1993; Walker, 2001). آنومالی مثبت K و Pb و آنومالی منفی Nb در الگوی عنصرهای کمیاب چه‌بسا نشان‌دهنده درگیر شدن ماگمای اولیه با سنگ‌های پوسته‌ای (Hofmann, 1997; Taylor and McLennan, 1985) و همچنین، تهی‌شدگی از Nb چه‌بسا پیامد پیدایش ماگمای مادر از ذوب‌بخشی یک گوشته غنی‌شده نیز باشد (Kurt et al., 2008). در این نمودار، برخلاف نمونه‌های دیگر، تنها نمونه HZ-297 غنی‌شدگی کمتری از K و Rb نشان می‌دهد. این پدیده چه‌بسا در پی آلودگی پوسته‌ای کمتر درباره این نمونه در مقایسه با دیگر نمونه‌ها باشد. میزان Pb بسیار کم در این نمونه (جدول ۱) نیز درستی این نکته را نشان می‌دهد.

کاهیدگی نسبی در Ti، حضور کانی‌های Ti

امکان‌پذیر است و در صورت خاستگاه‌گرفتن ماگمای مادر از پریدوتیت‌های گوشته‌ای، حضور این کانی به‌صورت بجامانده ممکن نیست (Arjmandzadeh and Santos, 2014).

موازی‌بودن روند همه نمونه‌های محدوده بررسی‌شده نشان‌دهنده همانندی خاستگاه آنهاست. آنومالی منفی Eu (نسبت Eu/Eu^* برابر با ۰/۶۷ تا ۰/۸۹ است) چه‌بسا پیامد جدایش اولیه کانی پلاژیوکلاز هنگام فرایند جدایش بلورین، در شرایط احیاء (fO_2 کم) از ماگمای مادر باشد (Henderson, 2005; Hezarkhani, 1984). همچنین، میزان کم Sr در نمونه‌های بررسی‌شده (با مقدار میانگین: ۲۸۵ppm) جدایش کانی پلاژیوکلاز در مرحله‌های نخستین جدایش بلورین ماگما را نشان می‌دهد (Arjmandzadeh et al., 2011b).

نادر سبک در مرحله‌های نخستین تبلور ماگما (Rollinson, 1993)، داشتن کانی‌های گارنت، اسپینل و یا آمفیبول (هورنبلند) در سنگ خاستگاه و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Almeide et al., 2007). با وجود این، میزان نسبت La_N/Yb_N شاخصی برای جدایش عنصرهای خاکی نادر نسبت به هم و برابر با ۲/۷۵ تا ۸/۸۷ است. این نسبت در گرانیتوئیدهای محدوده حنار نسبت به ماگماهای پدیدآمده با بلورهای گارنت بجامانده در محل ذوب ($La_N/Yb_N > 20$) سازگار نیست؛ اما گویای بجاماندن اسپینل و یا آمفیبول به‌صورت فاز یا فازهای بجامانده در سنگ خاستگاه است (Martin, 1987). گفتنی است که حضور آمفیبول (هورنبلند) تنها در فشارهای کم



شکل ۸- نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه حنار (جنوب بیرجند) در: (A) نمودار الگوی عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) الگوی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)

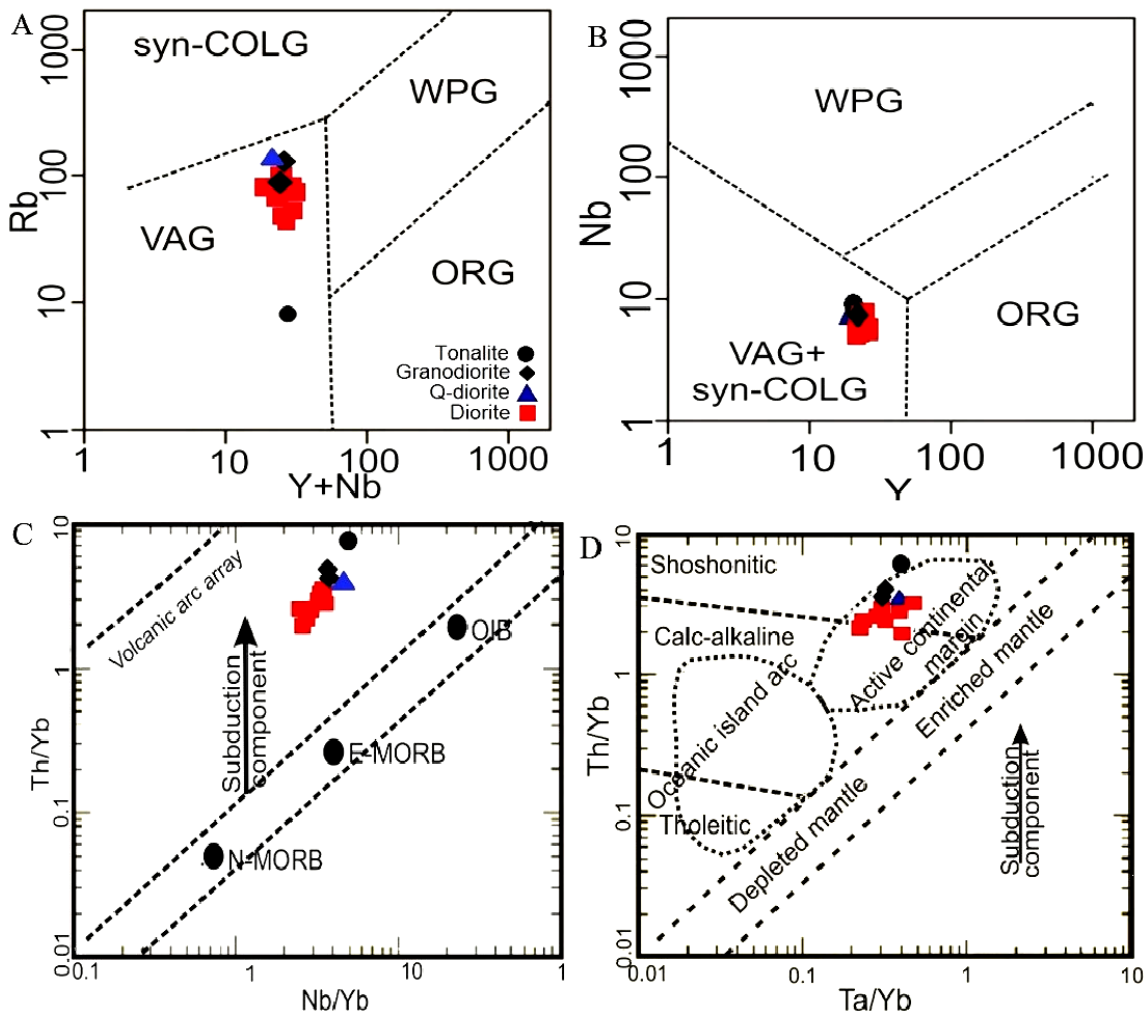
در محدوده کمربندهای آتشفشانی پهنه‌های فرورانشی جای گرفته‌اند (شکل‌های A و B-۹). ضریب جدایش Th و Nb در بلور و مذاب همانند هم است (Leat et al., 2004). Th در

پهنه زمین‌ساختی

در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) برای شناسایی موقعیت زمین‌ساختی پیدایش گرانیتوئیدهای گوناگون، نمونه‌های بررسی‌شده

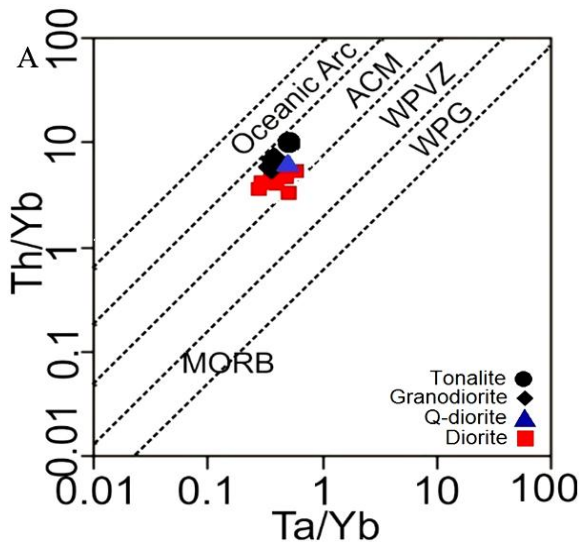
یا آلودگی پوسته‌ای شده است (شکل ۹- C). نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۹- D) برای ارزیابی سری ماگمایی، نوع کمان آتشفشانی و نیز شناخت سرشت گوشته‌ی درگیر در ذوب به کار برده می‌شود. جایگاه نمونه‌های بررسی‌شده در این نمودار نشان‌دهنده سری ماگمایی کالک‌آلکان تا شوشونیتی، محیط کمان قاره‌ای و خاستگاه گوشته غنی شده همراه با تأثیر سیال‌های پهنه فرورانش است (شکل ۹- D).

پهنه‌های فرورانش به ماگما افزوده می‌شود؛ اما مقدار Nb در ماگما کاهش می‌یابد. در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۹- C)، فاکتور بهنجارکننده برای Nb و Th شمرده می‌شود. این نمودار برای شناسایی محیط زمین‌ساختی پیدایش نمونه‌های بررسی‌شده به کار برده شد. برپایه جایگاه و نیز شیب مثبت جای‌گرفتن نمونه‌های محدوده حنار در این نمودار نشان می‌دهد ماگمای مادر آنها چه‌بسا دچار محلول‌های آزادشده از سنگ‌کره فرورو و



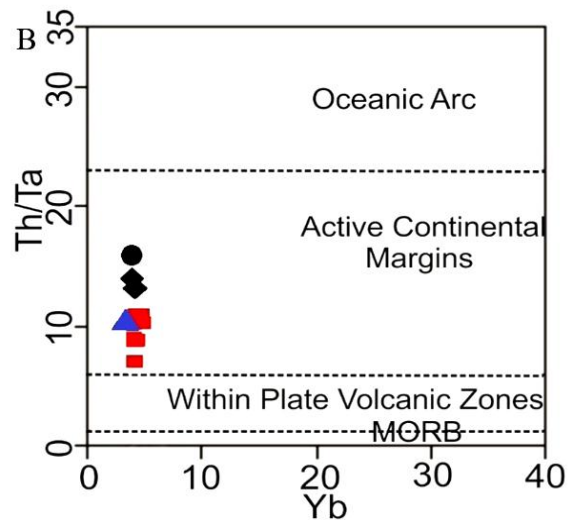
شکل ۹- شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش گرانیتوئیدهای محدوده حنار (جنوب بیرجند) در: (A) نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce et al., 1984)؛ (B) نمودار Y در برابر Nb (Pearce et al., 1984)؛ (C) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Leat et al., 2004)؛ (D) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)

زمین‌ساختی گوناگون به کار می‌روند، همه نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده مرزهای فعال قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل‌های ۱۰-A و ۱۰-B).



شکل ۱۰- گرانیتوئیدهای محدوده حنار (جنوب بیرجند) در: (A) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Schandl and Gorton, 2002)؛ (B) نمودار Yb در برابر Th/Ta (Schandl and Gorton, 2002)

در نمودارهای Schandl و Gorton (۲۰۰۲) که در آنها عنصرهای Ta/Yb در برابر Th/Yb و نیز Yb در برابر Th/Ta برای شناسایی محیط‌های



بحث

میزان La_N/Yb_N برای نمونه‌های بررسی‌شده برابر با ۲/۷۵ تا ۸/۸۷ است. این تغییرات اندک نشان‌دهنده جدایش آنها از ماگمای مادر یکسانی است. جای گرفتن نمونه‌های بررسی‌شده در نمودار La/Yb در برابر La نشان‌دهنده نقش فرایند جدایش بلورین در پیدایش این سنگ‌های گرانیتوئیدی است (شکل ۱۲-A).

نمودار تغییرات نسبت عنصرهای ناسازگار Rb/Th در برابر Rb نشان‌دهنده الگوی خطی با شیب مثبت و نقش فرایند تبلوربخشی همراه با هضم و آرایش ماگمایی (AFC) در پیدایش این سنگ‌هاست (شکل ۱۲-B).

مشاهده صحرایی انکلاوهای گوناگون در سنگ‌های گرانیتوئیدی، حالت زونینگ در بلورهای پلاژیوکلاز و نیز رشد بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب متفاوت در پیرامون

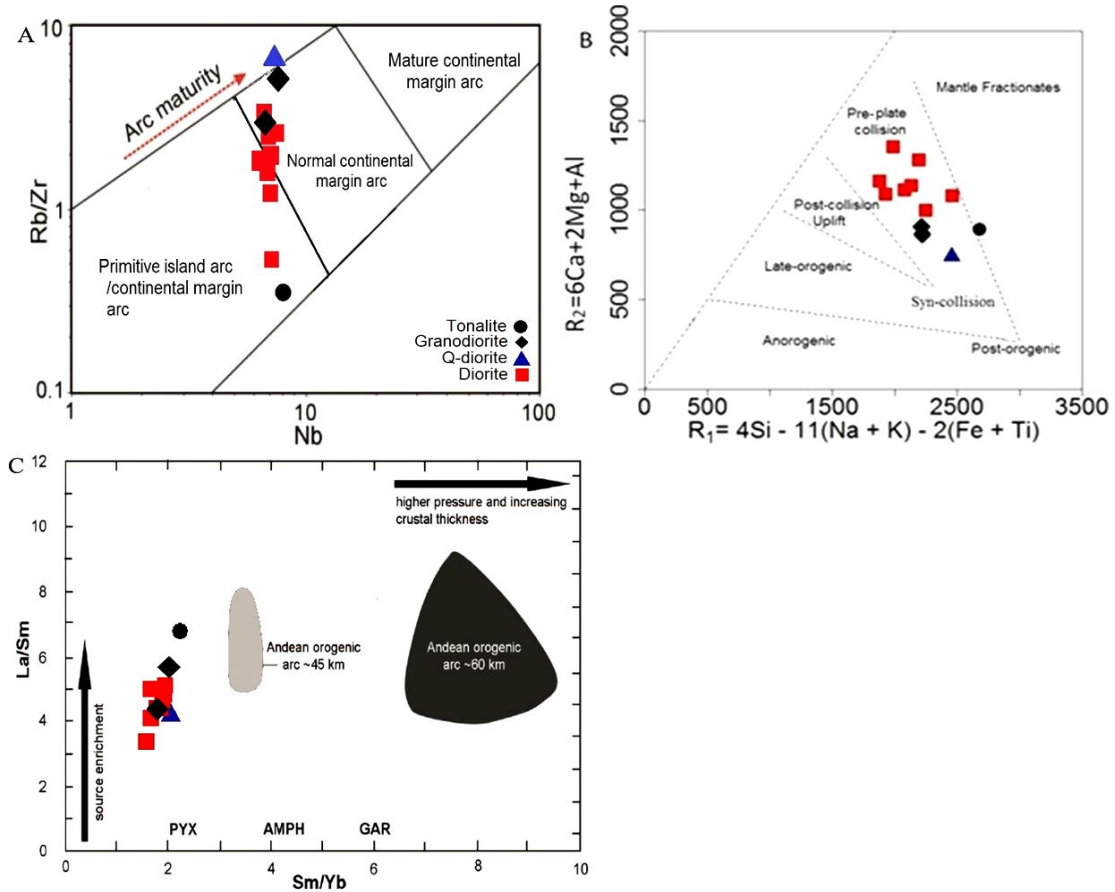
Brown و همکاران (۱۹۸۴) با به‌کارگیری نمودار Nb در برابر Rb/Zr، میزان بلوغ کمان‌های آتشفشانی را به دست آورده‌اند. همان‌گونه که در شکل ۱۱-A دیده می‌شود، نمونه‌های گرانیتوئیدی محدوده حنار در محدوده کمان‌های مرز قاره‌ای نابالغ جای گرفته‌اند.

نمودار $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ در برابر $R2=6Ca+2Mg+Al$ نشان‌دهنده ویژگی‌های سنگ‌های محدوده کمان‌های آتشفشانی پیش از برخورد برای همه نمونه‌های بررسی‌شده است (شکل ۱۱-B).

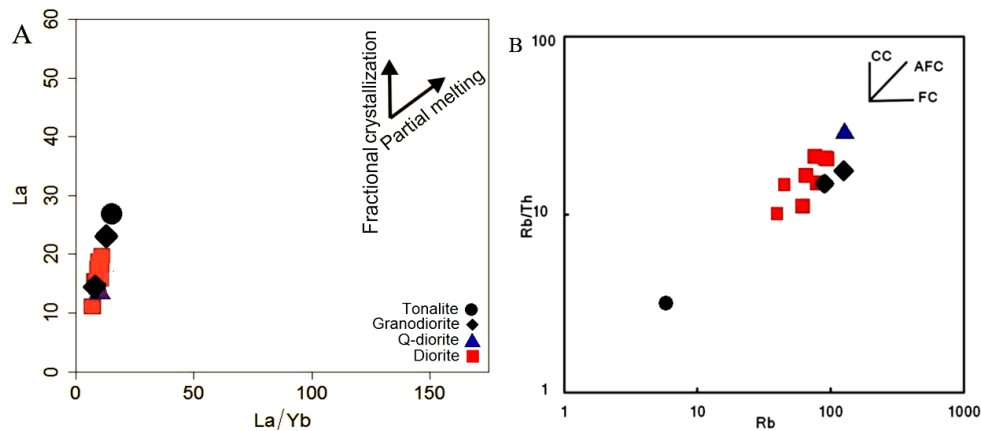
نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm نیز ستبرای کمتر از ۴۵ کیلومتری پوسته قاره‌ای در محل پیدایش گرانیتوئیدهای محدوده حنار (پوسته قاره‌ای با ستبرای کم) و نیز گوشته کمابیش غنی شده در محل خاستگاه ماگمای مادر آنها را نشان می‌دهد (شکل ۱۱-C).

آلایش ماگمایی در کنار فرایند جدایش بلورین هستند (Karsli *et al.*, 2007).

بلورهای پلاژیوکلاز اولیه در مقطع‌های بررسی‌شده گواهی بر رویداد فرایندهای هضم و

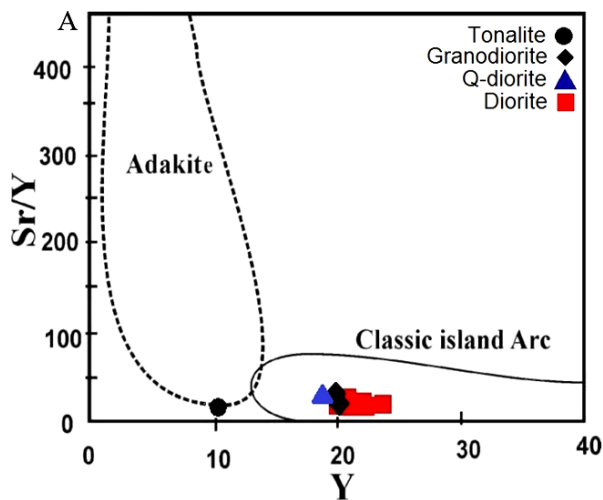


شکل ۱۱- گرانیتوئیدهای محدوده حنار (جنوب بیرجند) در: (A) نمودار Nb در برابر Rb/Zr برای شناسایی کمان‌های بالغ از نابالغ (Brown *et al.*, 1984)؛ (B) نمودار $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ در برابر $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ برای شناخت زمان پیدایش توده‌های نفوذی نسبت به زمان برخورد پوسته‌های قاره‌ای (Bachelor and Bowden, 1985)؛ (C) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm برای ارزیابی کلی سستبرای پوسته قاره‌ای در محل پیدایش کمان‌های آتشفشانی پدیدآمده در مرزهای پوسته‌های قاره‌ای (Kay and Mpodozis, 2001)



شکل ۱۲- شناسایی فرایندهای گوناگون درگیر در پیدایش سنگ‌های گرانیتوئیدی محدوده حنار در: (A) نمودار La/Yb در برابر Rb/Th (Wang *et al.*, 2007)؛ (B) نمودار Rb در برابر Rb/Th (Tchameni *et al.*, 2006)

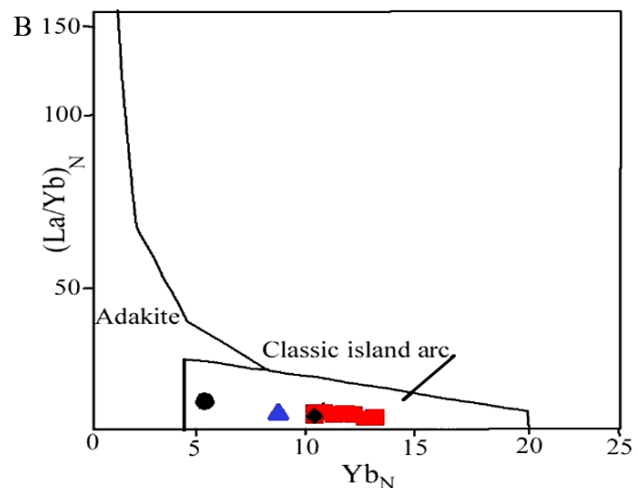
برابری ۱۰/۶۸ تا ۱۹/۱۱ و نسبت La/Yb برابر ۴/۷ تا ۱۳/۱۶ است. این مقادیر با مقادیرهای پیشنهادی برای سنگ‌های آداکیتی همپوشانی ندارد (Kepezhinskas *et al.*, 1997; Castillo *et al.*, 1999). مقدار کمابیش کم نسبت Zr/Sm برای همه نمونه‌ها (مگر نمونه HZ293) برابر ۳/۲ تا ۹/۲۵ است. تفاوت این مقدار با مقادیرهای پیشنهادی Foley و همکاران (۲۰۰۲) نشان می‌دهد سنگ‌های گرانیتوئیدی محدوده حنار سرشت آداکیتی ندارند.



شکل ۱۳- سنگ‌های گرانیتوئیدی محدوده حنار در: (A) نمودار Y در برابر Sr/Y (Defant and Drummond, 1990); (B) نمودار Yb_N در برابر La_N/Yb_N (Martin, 1994)

برابری ۴۰/۳۵ تا ۵۵/۶۷ است) نشان‌دهنده پیدایش ماگمای مادر آنها در پی ذوب بخشی گوشت‌های فراوانی عنصر به شدت ناسازگار La و عنصر کمتر سازگار Sm ، ترکیب کلی ناحیه خاستگاه را نشان می‌دهد؛ زیرا تمرکز این دو عنصر به طور متفاوتی به دست خاستگاه (پریدوتیت توالی گوشت‌های) اسپینل و یا گارنت دار کنترل می‌شود (Aldanmaz *et al.*, 2000). از سوی دیگر، نسبت Sm/Yb به ترکیب ناحیه خاستگاه وابسته است؛ زیرا Yb به شدت نسبت به کلینوپیروکسن و یا اسپینل سازگار است. ذوب بخشی از گوشت‌های

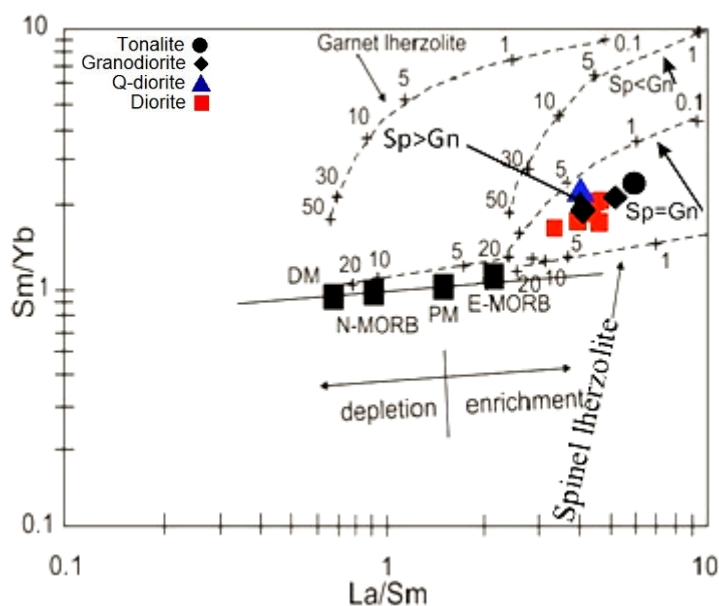
در نمودار پیشنهادی Defant و Drummond (۱۹۹۰) که بر پایه نسبت Sr/Y در برابر Y ، محیط‌های کمان ماگمایی نرمال را از محیط‌های آداکیتی جدا می‌کند، نمونه‌های بررسی شده در محدوده کمان ماگمایی نرمال جای گرفته‌اند (شکل ۱۳-A). همچنین، در نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N (شکل ۱۳-B)، نمونه‌های بررسی شده در محدوده کمان ماگمایی نرمال جای گرفته‌اند. افزون‌بر این، در نمونه‌های بررسی شده، نسبت Sr/Y



در پهنه‌های بالای پهنه فرورانش، ماگماها در پی ذوب بخشی پوسته زیرین، اسلب فرورو و یا گوشت‌های پدید می‌آیند. بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده‌اند که بدون توجه به درصد ذوب بخشی، $Mg\#$ شاخصی خوبی برای شناسایی ماگماهای جدایش‌یافته گوناگون از ذوب پوسته زیرین و یا اسلب فرورو ($Mg\# < 40$) در مقایسه با ماگماهای پدیدآمده از ذوب پریدوتیت‌های گوشت‌های ($Mg\# > 40$) است (Rapp and Watson, 1995). همان‌گونه که در جدول ۱ دیده می‌شود، میزان بالای $Mg\#$ در نمونه‌های محدوده حنار ($Mg\#$)

جایگاه نمونه‌های بررسی‌شده در این نمودار نشان‌دهنده ۲ تا ۸ درصد ذوب‌بخشی از خاستگاهی اسپینل لرزولیتی (با مقدار کمی گارنت) برای پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های نفوذی محدوده بررسی‌شده است. از سوی دیگر، همان‌گونه که در بخش زمین‌شیمی گفته شد، برپایه نسبت کم La_N/Yb_N در نمونه‌های بررسی‌شده، پیدایش گارنت (که کانی بجامانده در خاستگاه ذوب دانسته می‌شود) امکان‌پذیر نیست (Martin, 1987). برپایه جدول ۱، مقادیرهای کم‌بیش بالای Y و Yb و نیز نسبت‌های کم Sr/Y و La/Yb نبود گارنت در خاستگاه را نشان می‌دهند (Martin, 1986).

ترکیب اسپینل لرزولیت ماگمایی با نسبت Sm/Yb مشابه با مقدار این نسبت در گوشته با ترکیب اسپینل لرزولیت پدید می‌آورد؛ اما میزان نسبت La/Sm و همچنین، مقدار Sm، با افزایش درجه ذوب‌بخشی کاهش می‌یابد (Aldanmaz *et al.*, 2000). از سوی دیگر، مذاب‌هایی که از ذوب کم تا متوسط گارنت لرزولیت پدید می‌آیند به‌علت سازگاری بالای Yb در گارنت، نسبت Sm/Yb بسیار بالاتر از این نسبت در گوشته گارنت لرزولیتی دارند. برای شناخت ترکیب سنگ خاستگاه و نیز ارزیابی درجه ذوب‌بخشی، نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (شکل ۱۴) به‌کار برده شد. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود،



شکل ۱۴- نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb برای شناخت کانی‌شناسی سنگ خاستگاه و نیز ارزیابی درصد ذوب‌بخشی برای پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های گرانیتوئیدی محدوده حنار (Aldanmaz *et al.*, 2000) (Garnet lherzolite): $(Ol_{60}+Opx_{20}+Cpx_{10}+Gn_{10})$: Spinel lherzolite؛ DM: گوشته تهی‌شده (برپایه مقادیرهای پیشنهادی McKenzi و O'Nions (۱۹۹۱)؛ PM: گوشته اولیه یا غنی‌شده؛ N-MORB: بازالت پشته میان‌اقیانوسی شمال؛ E-MORB: بازالت پشته میان‌اقیانوسی غنی‌شده (برپایه مقادیرهای پیشنهادی Sun و McDonough (۱۹۸۹))

(میانگین Gd_N/Yb_N برابر با ۱/۱۶ است) در نمونه‌های بررسی‌شده با حضور اسپینل در خاستگاه توجیه‌شدنی است.

به باور Lin و همکاران (۱۹۸۹)، غنی‌شدگی بیشتر و شیب مثبت در الگوی LREE و غنی‌شدگی کمتر و الگوی مسطح HREE

گرانیتوئیدهای نوع I هستند. روند تغییرات عنصرهای فرعی و کمیاب در برابر سیلیس نشان‌دهنده پیوستگی زمین‌شیمیایی ترکیب‌های گوناگون سنگی در این محدوده به‌شمار می‌رود. در نمودارهای عنکبوتی، عنصرهای با شدت میدان بالا یا HFSE (مانند: Nb، P، Zr و Ti) تهی‌شدگی و عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون یا LILE (مانند: Cs، K، U و Th) غنی‌شدگی آشکاری دارند. گرانیتوئیدهای بررسی‌شده خاستگاه یکسان دارند و پیامد ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده هستند. توازی و شیب منفی در روند عنصرهای خاکی نادر برای همه نمونه‌های بررسی‌شده نیز گواهی بر درستی این نکته است. در سنگ‌های گرانیتوئیدی بررسی‌شده، یافته‌های زمین‌شیمیایی که ویژگی‌های آداکتیتی بودن را نشان دهند، یافت نمی‌شود. هرچند که اظهار نظر جامع درباره خاستگاه ماگما نیازمند به‌کارگیری داده‌های ایزوتوپی است؛ اما نسبت عنصرهای فرعی و کمیاب و نیز نمودارها نشان‌دهنده پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های گرانیتوئیدی از ذوب ۲ تا ۸ درصد گوشته غنی‌شده (اسپینل لرزولیت) در محل پشته کمانی نابالغی در مرز فعال قاره‌ای با ستبرای پوسته‌ای کمتر از ۴۵ کیلومتر در مرحله پیش از برخورد هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها در پی فرایند جدایش بلورین و نیز به‌دنبال فرایندهای آلودگی پوسته‌ای (AFC) منجر به پیدایش طیف سنگی در توده نفوذی بررسی‌شده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از جناب آقای مهندس مقدمعلی و مهندس ادیب (به‌ترتیب مدیر و کارشناس محترم بخش اکتشاف شرکت تهیه و تولید مواد معدنی

حضور بقایای افیولیتی در خاور بلوک لوت نشانه وجود پوسته اقیانوسی (شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس در خاور ایران) در میان بلوک‌های لوت و افغان است. برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گفته‌شده در بخش زمین‌شیمی و شناخت پهنه زمین‌ساختی، پیدایش توده نفوذی در منطقه حنار را می‌توان پیامد فرورانش به‌سوی باختر پوسته اقیانوسی یادشده (به زیر بلوک لوت)، هنگام مرحله پیش از برخورد و پیش از ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای در خاور بلوک لوت در پی فشارهای روی‌داده در مرز بلوک لوت و افغان دانست (ستبرای کمتر از ۴۵ کیلومتر در رابطه با ستبرای پوسته قاره‌ای در محل پیدایش گرانیتوئیدهای بررسی‌شده). این نکته گواهی بر درستی الگوهای پیشنهادی Eftekharneshad (۱۹۸۱) و Arjmandzadeh و همکاران (۲۰۱۱a) درباره فرورانش به زیر بلوک لوت و پیدایش حجم بزرگ ماگماتیسیم ترشیاری پیامد آن است. همچنین، زایش ماگمای مادر از گوشته‌ای کمابیش غنی‌شده در پی افزوده‌شدن سیال‌های برخاسته از پوسته اقیانوسی فرورو به محل ذوب تصورشدنی است؛ هرچند که شناسایی دقیق‌تر سنگ خاستگاه و نیز دیگر فرایندهای درگیر در تکامل ماگمای مادر نیازمند به‌کارگیری داده‌های ایزوتوپی است.

نتیجه‌گیری

برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، گرانیتوئیدهای محدوده حنار ترکیب‌های گوناگونی (مانند: تونالیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت، دیوریت و میکرودیوریت) با سرشت ماگمایی کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا دارند و مت‌آلومین و از

ایران) برای فراهم‌آوردن امکان تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌ها صمیمانه سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، از داوران محترم و نیز سردبیر محترم مجله پترولوژی که با راهنمایی‌های ارزنده خود موجب تکمیل این نوشتار شده‌اند، سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

- Aghanabati, A. (2004) Iran geology. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155(2): 69-97.
- Arjmandzadeh, R. and Santos, S. A. (2014) Sr–Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu–Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 103: 123–140.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011a) Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology* 1(3):1-14.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M., Homam, S.M. (2011b) Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah- Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 283–296.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Berberian, M. and King, G. C. (1981) Tow wards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Borg, L. E., Clyne, M. A. and Bullen, T. D. (1997) The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California. *The Canadian Mineralogist* 35: 425–452.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society London* 141(3): 413-426.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. and Solidum, R. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 33-51.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535–551.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S- type granites in the Lachlan Fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburg. Earth Science* 83: 1-26.

- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, UK.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.
- Dilles, J. H. (1987) Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology* 82: 1750-1789.
- Eastoe, C. G. and Eadington, P. J. (1986) High-temperature fluid inclusions and the role of the biotite granodiorite in mineralization at the Punguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology* 81: 478-483.
- Eastoe, C. J. (1978) A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology* 73: 721-748.
- Eftekharneshad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society* 82: 19-28 (in Persian).
- Esmaily, D. (2005) Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Science* 25: 961-980.
- Foley, S., Tiepolo, M. and Vannucci, R. (2002) Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417: 837-840.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, New York, US.
- Ginibre, C. and Wörner, G. (2007) Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. *Lithos* 98(4): 118-140.
- Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1997) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist* 35: 347-365.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London, UK.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341-2357.
- Henderson, P. (1984) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Oxford, New York, US.
- Hezarkhani, A. (2005) Petrology of the intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 27(3): 1-15.
- Hofmann, A. M. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385: 219-229.
- Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C. (2007) Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos* 98(4): 67-96.
- Kay, S. M. and Mpodozis, C. (2002) magmatism as a probe to Neogene shllowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Kepezhinskas, P. K., McDermott, F., Defant, M. J., Hochstaedter, F. G., Drummond, M. S., Hawkesworth, C. J., Koloskov, A., Maury, R. C. and Bellon, H. (1997) Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 577-600.
- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G. (2008) The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ area (Konya-Turkey, Central Anatolia). *Chemie der Erde* 68(2): 155-176.

- Leat, P. T., Pearce, J. A., Barker, P. F., Millar, I. L., Barry, T. L. and Larter, R. D. (2004) Magma genesis and mantle flow at a subduction slab edge: The South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters* 227: 17-35.
- Leat, P. T., Smellie, J. L., Millar, I. L. and Larter, R. D. (2003) Magmatism in the South Sandwich arc. In: *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes* (Eds. Larter, R. D. and Leat, P. T.) 285–313. Geological Society, London, UK.
- Lin, P. N., Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc: 2. Large ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *Journal of Geophysical Research* 94: 497–514.
- Machado, A., Lima, E. F., Chemale, J. F., Morta D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. and Urrutia, J. L. (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the south Shetland arc, Antarctica. *Earth Science* 18(3): 407-425.
- Malekzadeh, A. (2009) Geology, mineralization, alteration, geochemistry, microthermometry, isotope studies and determining the mineralization source of Khoopic and Maherabad exploration areas. Ph.D thesis. Ferdowsi University of Mashhad, Iran.
- Martin, H. (1986) Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14: 753–756.
- Martin, H. (1987) Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology* 28: 921–953.
- Martin, H. (1994) The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust: in *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411–429.
- Mason, D. R. and McDonald, J. A. (1978) Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea-Solomon Islands region. *Economic Geology* 73: 857– 877.
- McKenzi, D. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrators. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Miri Beydokhti, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F. and Kotzli, U. (2015) U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 111: 192–205.
- Pang, K. N., Chung, S., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H., Chu, C., Lee, H. and Lo, C. (2013) Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180-181: 234-251.
- Pearce, A. J. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Geological Society* 76: 373-403.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 20: 230-249. Nantwich, UK.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area (northern Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Rapp, R. P. and Watson E. B. (1995) Dehydration Melting of Metabasalt at 8 - 32 kbar Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology* 36(4): 891-931.

- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Science and Technical, London, UK.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. A. (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan ocean. *Lithos* 117: 209-228.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks. their genesis, composition, classification and their relation to Ore-deposits with a chapter on meteorite. John Wiley & Sons, New York, US.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, magmatism in ocean basins. *Journal of Geological Society of London* 42: 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) the continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, England, UK.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penary, J., Ganwa, A. and Toteu, S. F. (2006) Petrology and geochemistry of the Ndaoundere Pan-African granitoids in Central north Cameroon: implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Science* 44(5): 511-529.
- Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J. and Feigenson, M. D. (2001) Slab control over HFSE depletions in Central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 533-543.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J., Jian, P., Zhao, Z., Li, C., Xu, W., Ma, J. and He, B. (2007) Early Cretaceous adakitic granites in the northern Dabie complex, Central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 2609-2636.
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Harper Collins Academic, New York, US.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114: 491-504.
- Wright, F. E. (1951) Computation of the optic axial angle from the three principal refractive indices. *American Mineralogist* 36: 543-556.
- Zorpi, M. J., Coulon, C. and Orsini, J. B. (1991) Hybridization between felsic and mafic magmas in calcalkaline granitoids- a case study in northern Sardinia, Italy. *Chemical Geology* 92: 45-86.