



Research Article

## Petrology and Geochemistry of the Aroud Granitoid Pluton, North of Alam Kuh, Central Western Alborz

Shadi Noori Kheymeisari<sup>1</sup>, Nematollah Rashidnejad Omran<sup>2</sup>,  
Mohammadreza Ghorbani<sup>3</sup>, Huai-jen yang<sup>4</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Petrology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, [noori\\_114@yahoo.com](mailto:noori_114@yahoo.com)

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Petrology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, [rashid@modares.ac.ir](mailto:rashid@modares.ac.ir)

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Petrology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, [ghorbani@modares.ac.ir](mailto:ghorbani@modares.ac.ir)

<sup>4</sup> Professor3national cheng-kung university Taiwan, [hjyang@mail.ncku.edu.tw](mailto:hjyang@mail.ncku.edu.tw)

### ARTICLE INFO

Received: 19 May 2024

Accepted: 15 December 2024

#### Keywords

Aroud

Granitoid

Adakite

Central Alborz



 10.22108/ijp.2024.141344.1331

### EXTENDED ABSTRACT

#### Introduction

The central Alborz, a tectono-stratigraphic terrane within the Alborz Mountains, underwent significant tectonic evolution linked to the Late Triassic Cimmerian orogeny and the subsequent collision between the Iranian microplate and the Eurasian plate. Previous geological investigations (e.g., Alavi, 1996; Stöcklin and Hassanzadeh, 2001) have delineated distinct tectono-stratigraphic units and proposed polyphase orogenic models for the northern Iranian Alborz. These studies highlight the tectonic stability of the central western Alborz from the Late Eocene to Late Miocene, correlating with Miocene sedimentation patterns in central Iran. Furthermore, studies of major intrusive bodies in the central Alborz (e.g., Ghorbani et al., 2014) have characterized their calc-alkaline to alkaline nature and syn-orogenic emplacement, with examples such as the Parachan intrusion exhibiting intermediate compositions (monzonite-monzodiorite) and shoshonitic to metaluminous geochemical signatures.

#### Regional Geology

Given the significance of understanding magmatism and related processes in the context of Neogene tectonomagmatic events in Iran, a detailed

petrological and geochemical investigation of the Aroud intrusive body, located north of Alam Kuh and previously unstudied, is warranted. This study utilizes field observations, petrography, and whole-rock

 Corresponding Author

**To cite this article:** Noori Kheymeisari, S., Rashidnejad Omran, N., Ghorbani, M.R. (2025) Petrology and Geochemistry of the Aroud Granitoid Pluton, North of Alam Kuh, Central Western Alborz. *Petrological Journal*, 15(4), 29-46.

geochemistry to constrain the petrogenesis and magmatic processes responsible for its formation. The Aroud pluton, exhibiting significant outcrop (Baharfirozi et al., 2002), is situated within a complex geological setting encompassing units ranging from the Late Precambrian to Recent (Axen et al., 2001; Asiabanha et al., 2012; Alavi, 1996; Ballato et al., 2015; Stöcklin and Hassanzadeh, 2001; Esmaeli et al., 2007; Valizadeh et al., 2008). These include Precambrian sedimentary sequences, Paleozoic conglomerates and shales (equivalent to the Lalun Formation), Paleozoic dolomites and limestones, Ordovician micaceous sandstones, and Carboniferous (Mubarakkeh Formation) carbonate units. The Aroud pluton, with a north-south trend, is mapped as Neogene in age (Baharfirozi et al., 2002) and its emplacement is likely linked to the major thrust tectonics of the central Alborz, suggestive of a back-arc setting. Detailed petrographic and geochemical analyses will elucidate the petrogenesis of this pluton and its implications for the regional tectonomagmatic evolution.

### Petrography, Minerals

Petrographic analysis reveals the Aroud pluton comprises granite, quartz monzonite, and syenite. The granite is characterized by a granular to intergranular texture with quartz (~30 vol%), plagioclase (~45 vol%), and alkali feldspar (~25 vol%) as major constituents. Biotite and amphibole are the dominant mafic minerals. Quartz monzonite exhibits major mineral proportions of plagioclase (~55 vol%), quartz (~15 vol%), and alkali feldspar (~30 vol%). Syenite, which is volumetrically minor, is predominantly composed of alkali feldspar (~88 vol%), primarily orthoclase, with minor plagioclase (~8 vol%) and quartz (~4 vol%).

### Whole rocks Geochemistry

Whole-rock geochemical analyses (Table 1) indicate that the Aroud granites exhibit SiO<sub>2</sub> contents ranging from 69 to 72 wt%, and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from 14 to 15 wt%. In contrast, the quartz monzonites and syenites display lower SiO<sub>2</sub> (quartz monzonite: 64-65 wt%; syenite: 60 wt%) and higher Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (quartz monzonite: 16-17 wt%; syenite: 17 wt%) amounts. Iron, magnesium, titanium, and phosphorus concentrations are also somewhat elevated in the quartz monzonites and syenite compared to the granites (Table 1). Total alkali versus silica (TAS) diagrams

(Fig. 3A) and R1-R2 diagrams (Fig. 3B) classify all granitoid samples as calc-alkaline (Fig. 3C), magnesian, and alkali-calcic (Figs. 3D and 3E).

Geochemically, the samples plot at the boundary between volcanic arc granite (VAG) and within-plate granite (WPG) fields, closer to the VAG field. This suggests an extensional setting within a magmatic arc (back-arc), transitioning toward an intracontinental environment akin to a back-arc basin (Fig. 7). Major oxides and derived tectonic discrimination diagrams place the samples within the WPG field, trending towards the VAG field, characteristic of predominantly post-collisional granites. The geochemical evidence points towards a post-collisional extensional environment primarily associated with a back-arc setting (Fig. 8).

### Discussion and Conclusion

The Aroud granitoid pluton, located north of Alam Kuh within the central Alborz structural zone, is interpreted to represent a post-collisional, extensional magmatic arc environment. The Aroud intrusive body exhibits diverse textures, including perthite and various intergrowths, reflecting a complex petrogenesis. Magmatic differentiation, water fugacity, decompression, fluid activity, and metasomatism are inferred as the primary factors influencing textural variability. Whole-rock and mineral chemistry data classify the Aroud samples within the shoshonitic series. Trace element and rare earth elements (REE) patterns, normalized to chondrite, reveal enrichment in LREEs and elements such as Pb, K, La, Rb, and Th, coupled with relative depletion in Ti, P, and Y. These geochemical characteristics indicate a complex magmatic history influenced by various petrogenetic processes. The geochemical signature is marked by enrichment in large ion lithophile elements (LILEs) and light rare earth elements (LREEs), coupled with relative depletion in high field strength elements (HFSEs) and a relatively steep HREE slope. These geochemical characteristics suggest a petrogenetic model involving delamination and partial melting of a mafic lower continental crust in the Aroud region, resulting in the generation of continental-type adakites (C-type adakites). Adakites are a specific type of subduction-related melt distinguished from typical granitoids of arc settings by their unique geochemical signature. Simplest models posit that adakites are predominantly generated through partial melting of the subducting oceanic crust.

## سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده گرانیتویدی آرود، شمال علم‌کوه، باختر البرز مرکزی

شادی نوری خیمه‌سری<sup>۱</sup>، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران<sup>۲</sup>، محمدرضا قربانی<sup>۳</sup>، هوآی-جن یانگ<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس تهران، ایران، [noori\\_114@yahoo.com](mailto:noori_114@yahoo.com)  
<sup>۲</sup> دانشیار، گروه پتروولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، [rashid@modares.ac.ir](mailto:rashid@modares.ac.ir)  
<sup>۳</sup> دانشیار، گروه پتروولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، [ghorbani@modares.ac.ir](mailto:ghorbani@modares.ac.ir)  
<sup>۴</sup> پروفسور دانشگاه ملی چنگ-کونگ تایوان، [hjyang@mail.ncku.edu.tw](mailto:hjyang@mail.ncku.edu.tw)

## اطلاعات مقاله

## چکیده

توده گرانیتویدی آرود، در شمال علم‌کوه و باختر البرز مرکزی واقع شده است. بر پایه ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، این توده به سه واحد گرانیت، کوارتز مونزونیت و سینیت دسته‌بندی می‌شود. آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، کانی‌های مافیک شامل بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند که فراوانی آنها در سنگ‌های یادشده متفاوت است. زیرکن، اسفن و مسکوویت از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. بافت این سنگ‌ها بیشتر گرانولار ناهمسان دانه و بافت‌هایی مانند هم‌رشدی‌های گوناگون (بیشتر گرانوفیریک و گرافیک)، پویی‌کیلیتیک، اکسولوشن، متاسوماتیک و غربالی در بخش سینیتی، فابریک میلونیتی دیده می‌شود. این سنگ‌ها سرشت متالومین تا پرالومین و منیزین دارند و غنی‌شدگی از عنصرهای LREE و LILE و تهی‌شدگی نسبی از عنصرهای HREE و HFSE با یک شیب کمابیش تند، غنی‌شدگی بیشتر از عنصرهای K, Pb, La, Rb و Th و تهی‌شدگی نسبی از عنصرهای P, Ti و Y نشان می‌دهند. از دیدگاه زمین‌ساختی یک محیط کمان ماگمایی را با ساز و کار کششی بالای پهنه فرورانش و بیشتر پس از برخورد نشان می‌دهند که با فرایند دلامیناسیون و ذوب بخش مافیک زیرین پوسته قاره‌ای همخوانی دارد و می‌توان پیدایش مذاب‌های آداکیتی نوع قاره‌ای (C-type adakite) در منطقه آرود به این الگو نسبت داد.

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۰۲/۳۰  
 تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۰۹/۲۵

## کلید واژه‌ها

گرانیتوید  
 البرز مرکزی  
 آداکیت  
 آرود



doi 10.22108/ijp.2024.141344.1331

## مقدمه

تریاس پسین دانسته شده است و شواهدی از برخورد بلوک ایران با صفحه اوراسیا را نشان می‌دهد. تا کنون بررسی‌های زمین‌شناسی بسیاری روی آن انجام شده

البرز مرکزی از زیرپهنه‌های ساختاری پهنه البرز به شمار می‌رود که تحولات آن پیامد کوهزایی سیمین در

نویسنده مسئول

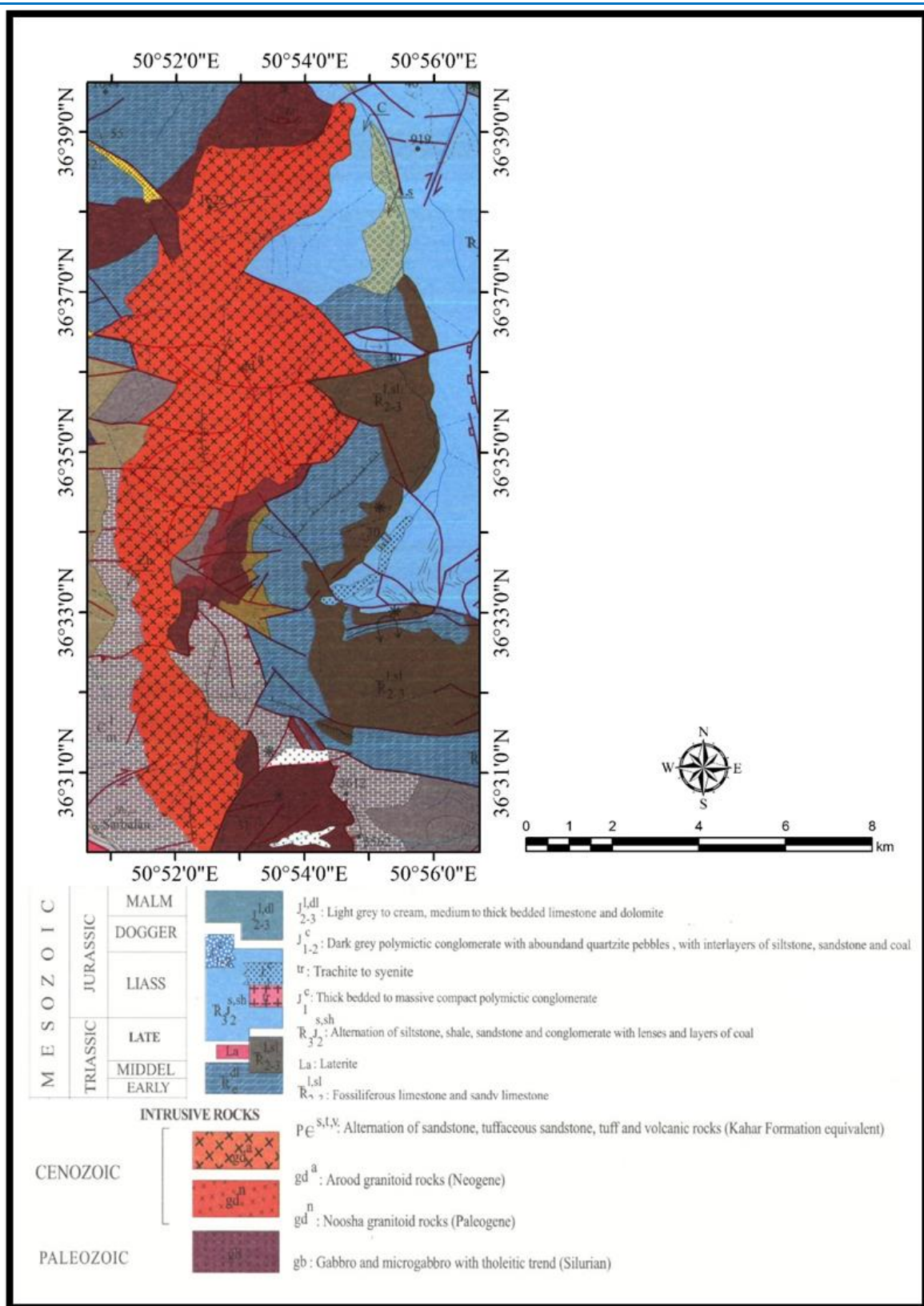
استناد به این مقاله: نوری خیمه‌سری، ش. رشیدنژاد عمران، ن. قربانی، م.ر. (۱۴۰۳) سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده گرانیتویدی آرود، شمال علم‌کوه، باختر البرز مرکزی. پتروولوژی ۱۵(۴)، ۲۹-۴۶.

مونوزوگرانیت اکاپل از ماگمایی بازیک جدایش یافته است از گوشته بالایی و یا پوسته زیرینی که دچار آمیختگی ماگمایی و یا آرایش با سنگ‌های پوسته‌ای شده خاستگاه گرفته است. از شواهد آمیختگی ماگمایی بافت‌های راپاکیوی و غربالی و آپاتیت‌های سوزنی و ... را می‌توان نام برد. ولی‌زاده و همکاران (Valizadeh et al., 2008) با بررسی ویژگی‌های زمین‌شناختی توده‌های آذرین درونی فراوان در البرز مرکزی، افزون بر نامگذاری و تعیین سری‌های ماگمایی و الگوسازی توده‌های گرانیتویدی و گابرویی نشان دادند این توده‌ها سرشت کلسیمی قلیایی تا قلیایی دارند و توده‌ها از نوع همزمان با کوهزایی شناخته شدند. قربانی و همکاران (Ghorbani et al., 2014) در مقاله‌ای درباره توده آذرین درونی پراچان در دامنه جنوبی علم کوه، ترکیب سنگ‌ها را بیشتر حد واسط، شامل مونزونیت-مونودیوریت و از دیدگاه زمین‌شیمیایی سرشت شوشونیتی و متالومین دانستند.

با توجه به اهمیت بررسی خاستگاه ماگماتیسیم و فرایندهای ماگمایی در این منطقه در ارتباط با رویدادهای تکتونوماگمایی نئوژن ایران، بررسی دقیق واحدهای آذرین این زیرپهنه به‌ویژه از دیدگاه سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی بسیار ضروری است. از این رو، در این پژوهش به بررسی توده آذرین درونی آلود پرداخته می‌شود که در شمال علم کوه رخنمون دارد و تا کنون بررسی نشده است. این توده در خاور نقشه زمین‌شناسی قزوین-رشت ۱:۲۵۰۰۰۰ (Annells et al., 1985)، در بخش باختری البرز مرکزی جای دارد و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رامسر (Baharfirozi, et al., 2002) گسترش چشمگیری دارد (شکل ۱). برای انجام این پژوهش از داده‌های صحرائی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ کل این سنگ‌ها بهره گرفته می‌شود تا خاستگاه و فرایندهای ماگمایی موثر در پیدایش این سنگ‌ها بررسی شود.

است. از میان آنها می‌توان از بررسی‌های علوی (Alavi, 1996) یاد کرد که بر پایه تجزیه و تحلیل سنگ‌شناختی، ساختاری و چینه‌شناختی سنگ‌های برونزدیافته در البرز را به چند حوضه یا مجموعه تکتونواستراتیگرافی دسته‌بندی کرده است و از سیستم چندکوهزایی البرز در شمال ایران سخن گفته است. اشتوکلین و حسن‌زاده (Stöcklin and Hassanzadeh, 2001) به پایداری زمین‌ساختی باختر البرز مرکزی، از ائوسن پسین تا میوسن پسین پرداخته‌اند که با الگوهای رسوبگذاری میوسن در ایران مرکزی همخوانی دارد. از این رو، به باور آسیابان‌ها و همکاران (Asiabanha et al., 2012) درباره پیدایش ساختاری البرز، رشته کوه البرز پیامد رویدادهای زمین‌ساختی چندگانه است که از کوهزایی سیمیرین در تریاس پسین (که پیامد برخورد بلوک ایران با صفحه اوراسیاست) تا دگرریختی درون‌قاره‌ای عهد کنونی (مرتبط با همگرایی پیوسته صفحه‌های عربی و اوراسیا) ادامه داشته است. بالاتو و همکاران (Ballato et al., 2015) افزون بر بررسی فرایندهای زمین‌ساختی و سطحی در هنگام تحولات کوه‌های البرز، به داده‌های جدیدی دست یافتند که تکامل وارونگی برای سه بازه زمانی، از ۳۶ میلیون سال پیش تا عهد کنونی را نشان می‌دهد. این یافته‌ها گویای آن هستند که تحولات کوهزایی در کوه‌های البرز تحت‌تأثیر تغییرات فشار زمین‌ساختی و تراز پایه بوده است.

افزون بر این، تا کنون چندین بررسی سنگ‌شناسی در بخش باختری البرز مرکزی به‌ویژه در منطقه اکاپل و علم کوه انجام شده است. از میان آنها می‌توان بررسی‌های آکسن و همکاران (Axen et al., 2001) روی سن‌سنجی توده‌های اکاپل و علم کوه را نام برد که بر پایه سن U-Pb زیرکن، سن این توده‌ها را پالئوسن بالایی تا ائوسن زیرین (به ترتیب  $56 \pm 2$  و  $6/8 \pm 0/2$  میلیون سال پیش) دانسته‌اند. به گفته اسماعیلی و همکاران (Esmaeli et al., 2007)،



شکل ۱. منطقه آرود در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رامسر (Baharfirozi, et al., 2002).

Figure 1. The Aroud region 1:100000 map of Ramsar (Baharfirozi, et al., 2002).



ماگماتیسیم آن را پشت کمانی می‌دانند.

### روش انجام پژوهش

نخست بررسی های صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مورد بررسی انجام شد. شمار ۱۲ نمونه از سنگ‌های گوناگون توده گرانیتوئیدی (۷ نمونه گرانیت، ۴ نمونه کوارتزومونزونیت و ۱ نمونه سینیت) تجزیه شیمیایی شدند. اندازه‌گیری مقدار LOI نمونه‌ها و نیز سنجش عنصرهای اصلی در نمونه‌های یادشده با روش XRF در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس و آنالیز عنصرهای فرعی و کمیاب (ICP-MS) در کشور تایوان، دانشگاه National Cheng Kung (NCK) انجام شده است. داده‌های عنصرهای اصلی و کمیاب به‌دست‌آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند.

### سنگ‌نگاری توده آذرین درونی آرد

بررسی های سنگ‌نگاری نمونه‌ها نشان داده است این توده شامل گرانیت، کوارتزومونزونیت و سینیت است که در ادامه به بررسی سنگ‌نگاری آنها پرداخته می‌شود.

**الف - گرانیت:** کانی‌های اصلی به‌ترتیب فراوانی شامل کوارتز (نزدیک به ۳۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (نزدیک به ۴۵ درصد حجمی) و آلکالی فلدسپار (۲۵ درصد حجمی) و کانی‌های مافیک شامل بیوتیت و آمفیبول هستند. بافت اصلی گرانولار تا اینترگرانولار است. در تصویرهای میکروسکوپی XPL، بافت اکسولوشن و پرتیتی‌شدن فلدسپارها به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۲-۱) و در پلاژیوکلاز منطقه‌بندی ساختاری و در آلکالی فلدسپار ماکل کارلسباد دیده می‌شود (شکل ۲-۲). افزون‌بر این، نشانه‌هایی از دگرنهاد شدن<sup>۱</sup> الکان-پتاسیک نیز در نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-۳). بلورهای درشت پلاژیوکلاز و بافت اصلی گرانولار و بافت فرعی اکسولوشن در آلکالی فلدسپار (شکل ۲-۴) از ویژگی‌های شاخص این سنگ‌ها هستند.

<sup>1</sup> Metasomatism

### زمین‌شناسی منطقه

بر پایه بازدیدهای میدانی و با استناد به گزارش‌های محدود موجود (مانند گزارش معدن منطقه آرد) و گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رامسر (Baharfirozi, et al., 2002، شکل ۱) و بررسی‌های دیگر (Axen et al., 2001; Asiabanha et al., 2012; Alavi, 1996; Ballato et al., 2015; Stocklin and Hassanzadeh, 2001; Esmali et al., 2007; Valizadeh et al., 2008) می‌توان گفت در محدوده آرد، واحدهای گوناگونی از پرکامبرین پسین تا عهد کنونی به اختصار به شرح زیر برونزد دارند:

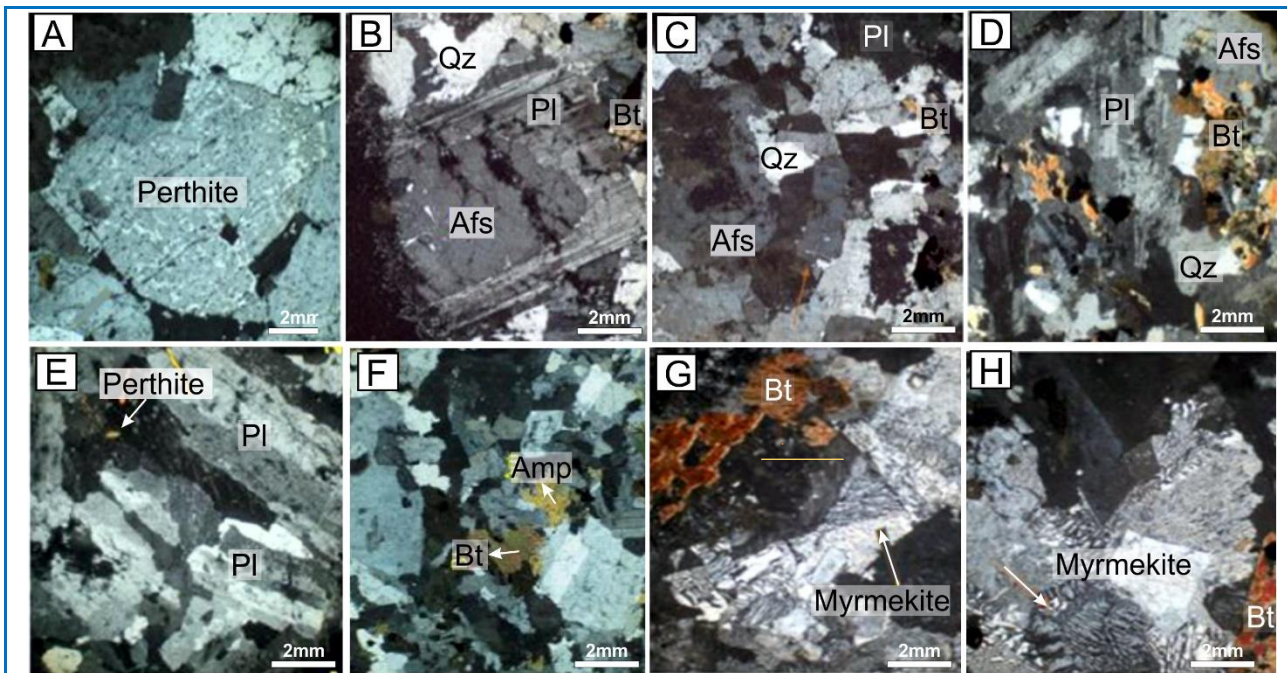
- ۱) کهن‌ترین واحد سنگی، مشتمل بر تناوبی از ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ توفی، سیلت‌استون‌های نازک تا ضخیم‌لایه منسوب به پرکامبرین است. در نقشه زمین‌شناسی یک‌صدهزارم رامسر، این واحد سنگی، بر پایه تشابه سنگ‌شناسی، معادل سازند کهر در البرز، در نظر گرفته شده است؛
- ۲) کهن‌ترین سنگ‌های دوران پالئوزوئیک، در محدوده آرد، مشتمل بر کنگلومرا در تناوب با ماسه‌سنگ و شیل هم‌ارز سازند لالون هستند؛
- ۳) واحدی مشتمل بر دولومیت، دولومیت‌های آهکی و ماسه سنگ‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه که هم‌ارز سازند میلا و به سن کامبرین \_ اردوئین دانسته شده است؛
- ۴) واحدی مشتمل بر تناوبی از ماسه سنگ‌های نازک‌لایه میکادار منسوب به اردوئین؛
- ۵) واحد سنگی مشتمل بر دولومیت، آهک‌های بوردار و آهک‌های مارنی منسوب به سازند مبارک (کربونifer)؛
- ۶) واحد سنگی، در محدوده آرد، در برگیرنده واحدهای رسوبی کربناته و مشتمل بر آهک‌های نازک تا متوسط لایه منسوب به سازند مبارک (کربونifer) است؛
- ۷) توده گرانیتوئیدی آرد، در شمال علم کوه، با روند شمالی-جنوبی، در راستای یک گسل رخمون یافته است. در نقشه منطقه سن آن میوسن گزارش شده است؛ اما به علت پوشش گیاهی و جنگلی و دره ژرف و گسله سه‌هزار در جنوب تنکابن، دسترسی به برونزدها دشوار است. این واحد آذرین، رخمون کوچکی در بخش جنوبی محدوده دارد و سن آنها بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رامسر نوزن گزارش شده است. گسل‌ها و بخش البرز مرکزی را زمین‌ساخت تراستی مهمی می‌دانند و

**جدول ۱.** داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی نمونه‌های آذرین درونی آرود به روش XRF (بر پایهٔ درصدوزنی) و ICP-MS (بر پایهٔ ppm).

**Table 1.** Geochemical data of the Aroud granitoid pluton by using XRF (in wt.%) and ICP-MS (in ppm) methods.

Rock Type	Granite							Quartz Monzonite				Syneite
Sample No.	ZS53-P	ZS48-P	SZS22-P	ZS47-P	ZS52-P	ZS10-P	ZS17-P	ZS54-P	ZS56-P	ZS58-P	ZS57.8-P	ZS100-P
SiO <sub>2</sub>	72.84	72.54	70.94	70.73	70.65	70.22	69.80	65.40	64.93	64.50	64.41	60.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.52	14.64	14.92	15.27	15.06	15.60	15.56	17.14	16.68	16.38	16.47	17.07
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.20	0.27	0.25	0.28	0.30	0.32	0.52	0.59	0.69	0.00	0.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.30	1.45	1.63	1.74	1.54	1.77	1.82	2.40	2.95	3.20	2.85	3.94
MgO	0.39	0.34	0.68	0.59	0.60	0.59	0.46	1.04	1.74	1.95	1.86	2.45
CaO	0.85	0.91	1.13	1.07	1.36	1.17	1.15	2.51	3.15	3.47	4.14	4.76
Na <sub>2</sub> O	4.05	3.79	4.31	4.44	4.16	4.46	4.25	4.46	4.53	4.19	4.00	4.51
K <sub>2</sub> O	5.39	5.37	5.48	5.15	5.62	5.33	5.35	5.60	4.62	4.63	5.14	4.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	0.10	0.12	0.14	0.13	0.12	0.30	0.44	0.49	0.49	0.74
LOI	0.27	0.46	0.33	0.45	0.39	0.30	0.91	0.34	0.13	0.14	0.27	0.19
Li	49.4	20.6	20.7	22.4	18.6	17.5	17.9	19.2	8.7	27.8	25.2	41.7
Sc	1.43	1.46	1.69	1.51	4.27	6.83	1.6	5.9	6.51	2.08	6.23	1.35
Ti	1696	2280	2362	2389	4525	6294	2394	5109	5252	2217	5295	1334
V	15.3	20.8	20.6	21.1	49.7	75.3	20.4	62	63.7	19.7	67.4	12.4
Cr	14	10.3	7.8	29.4	37.5	54.9	28.8	42.4	60.5	19	44.7	10.7
Co	2.24	2.45	2.27	2.33	6.01	12.7	3.02	9.58	6.94	2.55	10.3	1.52
Ni	6.58	2.56	2.42	2.78	17	33	2.16	21.9	32	7.24	21.4	3.72
Rb	235	161	167	190	109	91.1	165	109	119	174	110	243
Sr	292	438	437	416	923	1261	430	944	1060	399	997	265
Y	7.5	8.97	10.6	9.13	12.7	12.5	10.3	14.8	14.5	9.49	16.1	6.44
Zr	155	183	162	177	256	250	214	307	304	228	303	181
Nb	68.5	57.9	58.6	65.4	63.6	61	65.1	59.2	51.8	61.4	61.8	59.9
Cs	9.03	4.75	5.01	5.24	1.25	1.73	3.75	2.48	1.53	3.42	2.5	7.69
Ba	546	755	803	739	930	1325	764	1118	1064	743	1145	479
La	66.6	62.1	74.3	63.9	60.3	84.2	67.4	76.1	59.4	68.5	80	69.3
Ce	78	82.9	95.3	89.2	92.5	138	94.7	121	107	87.7	126	72.9
Pr	5.77	6.85	8.37	7.1	8.72	11.9	7.85	10.7	10.1	7.24	11.2	5.2
Nd	16.9	21.3	26	21.9	29.1	40.8	24.4	36.1	35	22.3	38	14.8
Sm	2.33	3.06	3.73	3.15	4.56	6.16	3.53	5.61	5.6	3.21	5.99	1.94
Eu	0.57	0.81	0.94	0.81	1.32	1.84	0.89	1.51	1.62	0.81	1.59	0.5
Gd	1.65	2.12	2.57	2.21	3.21	4.13	2.46	3.85	3.94	2.19	4.13	1.39
Tb	0.24	0.31	0.37	0.32	0.46	0.54	0.36	0.54	0.55	0.32	0.59	0.21
Dy	1.21	1.53	1.8	1.55	2.25	2.5	1.76	2.64	2.68	1.59	2.88	1
Ho	0.23	0.29	0.34	0.3	0.43	0.44	0.33	0.5	0.5	0.31	0.55	0.2
Er	0.67	0.81	0.92	0.83	1.17	1.1	0.94	1.35	1.33	0.88	1.47	0.57
Tm	0.11	0.13	0.14	0.12	0.17	0.15	0.14	0.19	0.19	0.13	0.21	0.1
Yb	0.74	0.82	0.88	0.81	1.14	0.88	0.94	1.26	1.19	0.9	1.37	0.67
Lu	0.13	0.14	0.14	0.14	0.19	0.14	0.15	0.2	0.19	0.15	0.22	0.12
Hf	4.31	4.87	4.44	4.96	6.41	5.33	5.57	7.08	7.08	6.29	7.14	4.92
Ta	4.62	3.96	3.98	4.28	5.03	3.79	4.38	4.58	3.65	4.27	4.48	3.88
Pb	40.3	18.4	19.2	27	14.3	14.9	35.2	22	24.6	18.9	22.3	15.2
Th	32.6	21.4	18	21	22.2	12.5	24.8	16.6	13.8	23.2	17.1	24
U	11.42	9.7	6.53	9.86	6.59	4.18	10.47	5.78	5.28	8.56	4.91	7.03
Eu/Eu*	0.89	0.97	0.93	0.94	1.05	1.11	0.92	0.99	1.05	0.93	0.97	0.93
(La/Yb) <sub>n</sub>	61.1	51.4	57.4	53.6	35.9	65.0	48.7	41.0	33.9	51.7	39.7	70.3
(La/Sm) <sub>n</sub>	17.8	12.7	12.4	12.7	8.3	8.5	11.9	8.5	6.6	13.3	8.3	22.3
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	0.27	0.35	0.42	0.36	0.53	0.68	0.41	0.64	0.65	0.36	0.68	0.23

\*  $Eu/Eu^* = (Eu_N / [(Sm_N + Gd_N)^{0.5}])$



**شکل ۲.** تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از گرانیتوئیدهای منطقه آرود. **(A)** بافت اکسولوشن و پرتیتی شدن فلدسپارها (گرانیت)؛ **(B)** منطقه‌بندی ساختاری در پلاژیوکلاز و ماکل کارلسباد در آلکالی فلدسپار (گرانیت)؛ **(C)** دگرنهادشدن آلکالن-پتاسیک (گرانیت)؛ **(D)** بافت اصلی گرانولار تا اینترگرانولار و بافت فرعی اکسولوشن در آلکالی فلدسپار (گرانیت) است؛ **(E)** پرتیت و آنتی پرتیتی شدن در پلاژیوکلاز (کوارتز مونزونیت)؛ **(F)** وجود ماکل آلبیتی و پلی سینتیتیک در پلاژیوکلازها (کوارتز مونزونیت)؛ **(G)** بافت ساعت شنی یا پروانه‌ای (سینیت)؛ **(H)** بافت میرمکیت در پلاژیوکلازها (سینیت).

**Figure 2.** Microscopic images (in XPL) of the granitoids from the Aroud region. **A)** Exsolution texture and perthitization in the feldspars (granite); **B)** Structural zoning in plagioclase and Carlsbad twinning in the alkali feldspar (granite); **C)** Alkaline-potassic metasomatism (granite); **D)** Granular to intergranular primary texture, with subordinate exsolution texture in the alkali feldspar (granite); **E)** Development of perthite and anti-perthite texture in the plagioclase (quartz monzonite); **F)** Presence of albite and polysynthetic twinning in the plagioclase (quartz monzonite); **G)** Hourglass or butterfly texture (syenite); **H)** Myrmekitic texture in the plagioclase (syenite).

زیرکن با هاله پلئوکروویک حاصل از حضور عنصرهای پرتوزا) و اندکی مسکوویت نیز در این سنگ یافت می‌شوند. زیرکن و اسفن از کانی‌های فرعی هستند (شکل ۵-G). بافت ساعت شنی در آلکالی فلدسپار نیز به‌طور محلی دیده می‌شود. پیدایش بافت هم‌رشدی از نوع میرمکیت گویای رخداد دگرریختی و میلونیتی شدن نمونه‌هاست که در این سنگ‌ها به‌طور شاخص و برجسته دیده می‌شود (شکل ۵-F). تجزیه و تحلیل دما، فشار و متغیرهای ترکیبی نشان می‌دهد بافت حاصل از هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار در یک وضعیت غیرتعادلی بوده است که به باور فن (Fenn, 1986)، در پی آن توسعه یک لایه مرزی غنی از  $H_2O$  یا  $SiO_2$  در سطح آلکالی فلدسپار سدیک، باعث تجزیه فاز میزبان می‌شود و

**ب - کوارتز مونزونیت:** پلاژیوکلاز (نزدیک به ۵۵ درصد حجمی)، کوارتز (نزدیک به ۱۵ درصد حجمی) و آلکالی فلدسپار (نزدیک به ۳۰ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ هستند. ماکل آلبیتی پلی سینتیتیک در شکل ۲-E دیده می‌شود و در شکل ۲-F کانی‌های مافیک آن بیوتیت و آمفیبول در این نمونه‌ها نشان داده شده‌اند.

**پ - سینیت:** این واحد سنگی، از نظر حجمی، گسترش کمی دارد. کانی اصلی آلکالی فلدسپار و بیشتر ارتوز است. آلکالی فلدسپار نزدیک به ۸۸ درصد حجمی، پلاژیوکلاز نزدیک به ۸ درصد حجمی و کوارتز نزدیک به ۴ درصد حجمی هستند. بیوتیت قهوه‌ای (با میانبرهایی از کانی‌هایی مانند

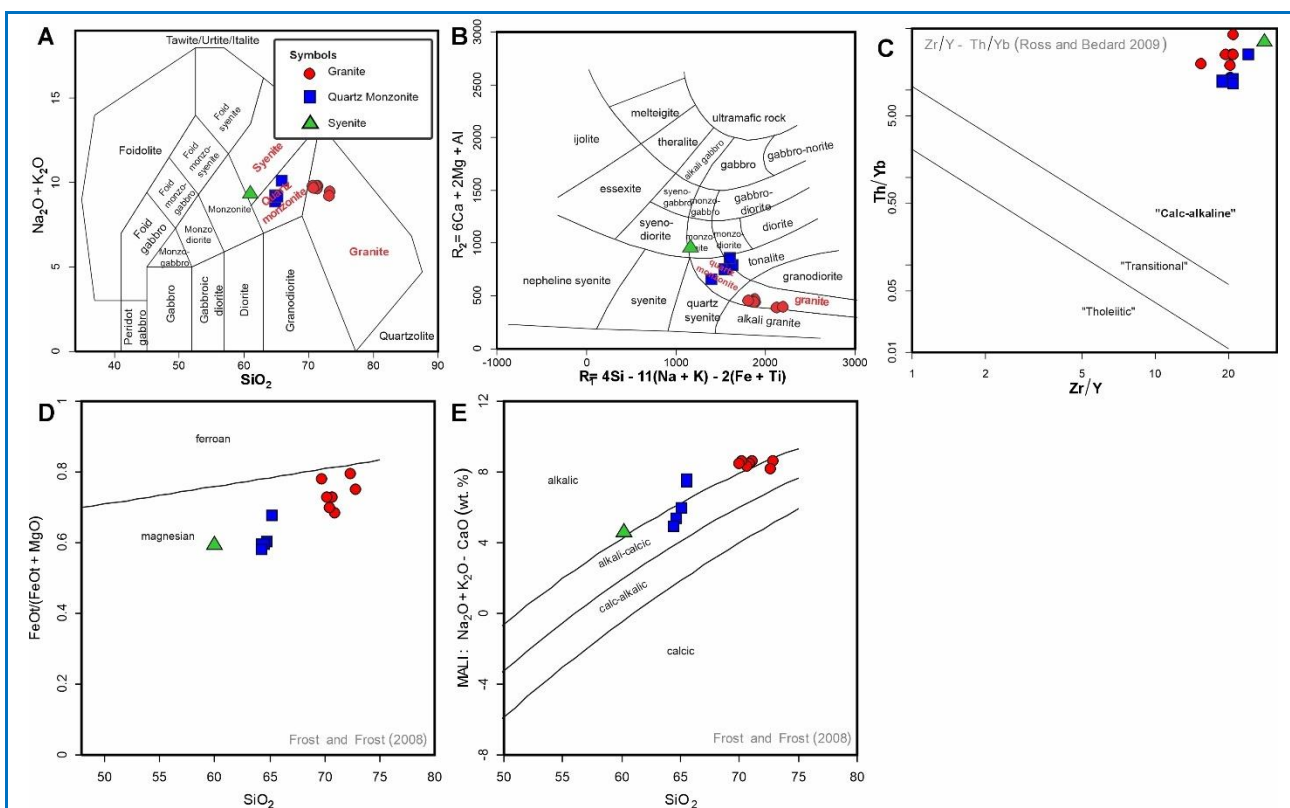


کوارتزومونزونیته و سینیت  $\text{SiO}_2$  کمتر (کوارتزومونزونیته: ۶۵ تا ۶۴ درصدوزنی؛ سینیت: ۶۰ درصدوزنی) و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بیشتری (کوارتزومونزونیته: ۱۶ تا ۱۷ درصدوزنی؛ سینیت: ۱۷ درصدوزنی) دارند. افزون‌بر این، میزان آهن، منیزیم، تیتانیوم و فسفر نیز در نمونه‌های کوارتزومونزونیته و سینیت تا اندازه‌ای از گرانیت‌ها بیشتر است (جدول ۱). از این‌رو، در نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (TAS) و نیز نمودار R2-R1 (شکل‌های ۳-A و ۳-B)، نمونه‌های به‌خوبی از یکدیگر تفکیک شده‌اند و ترکیب گرانیت، کوارتزومونزونیته و سینیت را نشان می‌دهند. از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، همه نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان (شکل ۳-C)، منیزین و آلکالی‌کلسیک جای گرفته‌اند (شکل‌های ۳-D و ۳-E).

میان مرزها، محتوای  $\text{SiO}_2$  سطحی فوق‌اشباع از سیلیس پدید می‌آید که باعث رشد کوارتز همراه فلدسپار می‌شود (شکل‌های ۵-G و ۵-F). به باور کالینز و همکاران (Collins et al., 2013)، دگرریختی برای پیدایش میرمکیت، یک عامل پیشرو است و نیاز است؛ اما باز تبلور شاید بافت‌های دگرریخت را محو کند؛ به‌گونه‌ای که تنها بازمانده تاریخچه دگرریختی پیشین، میرمکیت است. میرمکیت حاشیه‌ای در سنگ‌های گرانیتی جایی شکل می‌گیرد که دگرریختی به کمترین اندازه رسیده است.

### زمین‌شیمی

بر پایه داده‌های به‌دست‌آمده (جدول ۱)، در نمونه‌های گرانیتی آرود  $\text{SiO}_2$  برابر با ۶۹ تا ۷۲ درصدوزنی و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  برابر با ۱۴ تا ۱۵ درصدوزنی هستند. همچنین، نمونه‌های

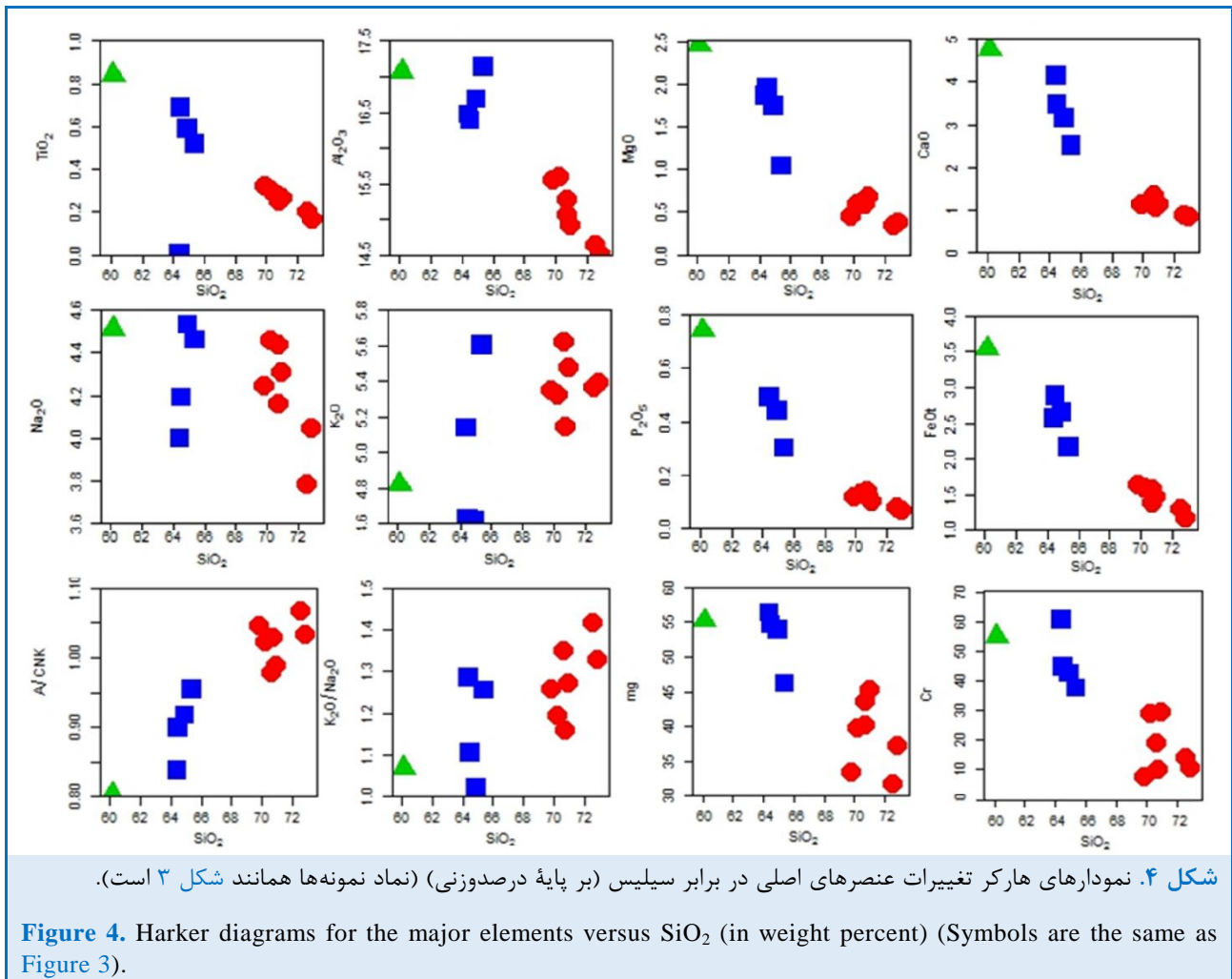


شکل ۳. رده‌بندی سنگ‌های توده آرود در (A) نمودار TAS (Middlemost, 1994)؛ (B) نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980)؛ (C) نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Zr/Y (Ross and Bedard, 2009)؛ (D) نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  (Frost and Frost, 2008)؛ (E) نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر MALI (Frost and Frost, 2008).

Figure 3. Classification of rocks from the Aroud massif in (A) TAS diagram (Middlemost, 1994); (B) R1-R2 diagram (De la Roche et al., 1980); (C) Th/Yb versus Zr/Y diagram (Ross and Bedard, 2009); (D)  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  plot (Frost and Frost, 2008); (E)  $\text{SiO}_2$  versus MALI (Frost and Frost, 2008).

سپس گرانیته در آنها به خوبی آشکار است و تغییرات افزایشی ملایم و کمابیش پراکنده‌ای را همگام با افزایش  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌ها به نمایش می‌گذارد (شکل ۴).

در نمودارهای تغییرات هارکر در برابر  $\text{SiO}_2$ ، کاهش اکسیدهای  $\text{Cr}$ ،  $\text{NaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{FeO}_t$  از سینیت به سوی کوارتزمونزونیت و



است. از سوی دیگر، پتاسیم‌فلدسپار که در مراحل بعدی تبلور پیدا می‌کند، می‌تواند پتاسیم در مایع ماگمایی بجامانده را افزایش دهد. این می‌تواند روند انتقال ماگما به سوی ترکیب‌های فلسیک‌تر را نشان دهد (Wilson, 1989). همچنین، روند کاهش سدیم و افزایش پتاسیم معمولاً با ماگماهای فلسیک‌تر مانند گرانیته‌ها و ریولیت‌ها مرتبط است. ماگماهای فلسیک بیشتر غنی از پتاسیم هستند؛ زیرا پتاسیم‌فلدسپار یکی از کانی‌های اصلی در این

## بحث

### الف) تحولات ماگمایی

در نمودار هارکر کاهش سدیم و افزایش پتاسیم چه بسا نشان‌دهنده فرایندهای سنگ‌شناسی است. برای نمونه، تبلوربخشی<sup>۲</sup> در مراحل آغازین تبلور که شاید در پی آن، فلدسپارهای پلاژیوکلاز غنی از سدیم (مانند آلبیت) از ماگما جدا شده‌اند و از این رو، از سدیم ماگمای بجامانده کاسته شده

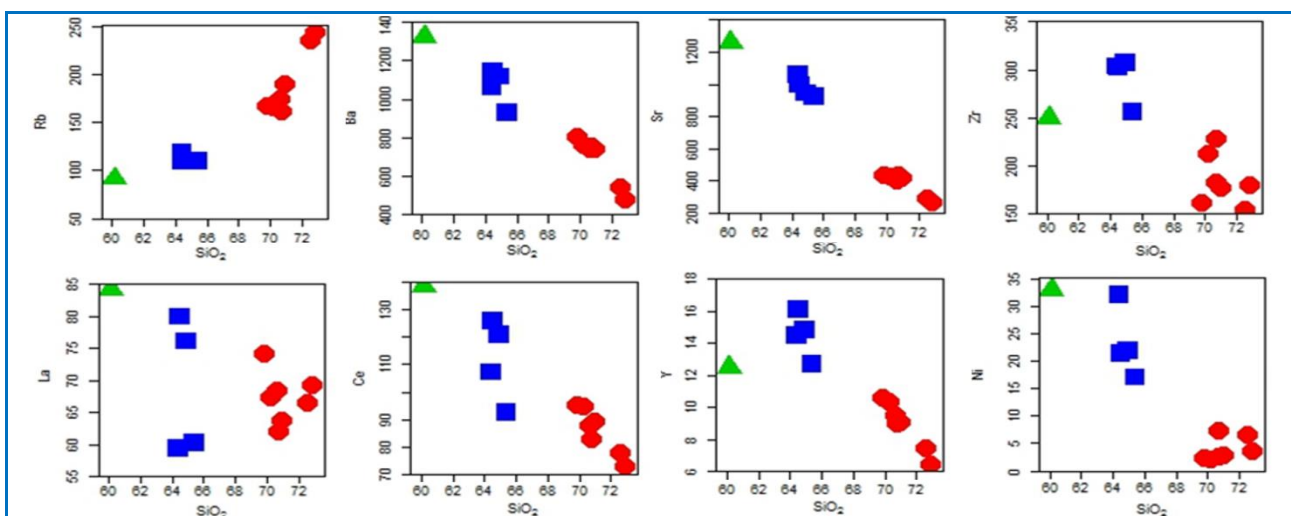
<sup>2</sup> Fractional Crystallization

الگو به‌طور کلی نشان‌دهنده یک روند خاص از تبلوربخشی و تکامل ماگمایی است. دلایل احتمالی برای این تغییرات عبارت هستند از تبلوربخشی که در پی آن استرانسیم به‌طور معمول در پلاژیوکلاز تجمع می‌یابد، به‌ویژه در پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار. در هنگام تبلوربخشی، پلاژیوکلازها که غنی از استرانسیم هستند از ماگما جدا می‌شوند و از غلظت استرانسیم در ماگمای بجامانده کاسته می‌شود. از این‌رو، افزایش روبیدیم و کاهش استرانسیم بیشتر نشان می‌دهد ماگما به درجات بالاتری از جدایش بلورین رسیده است؛ زیرا در چنین حالتی، کانی‌های نخستین (مانند پلاژیوکلاز) که از استرانسیم غنی هستند، جدا شده‌اند؛ اما روبیدیم که عنصری ناسازگار است و وارد ساختار کانی‌های نخستین نمی‌شود و در مایع بجامانده تجمع پیدا می‌کند. از سوی دیگر، روبیدیم گرایش دارد در فازهای مایع به‌جای بماند و وارد پتاسیم‌فلسپارها شود؛ اما نسبت به استرانسیم، با فازهای معدنی کمتر ترکیب می‌شود و از این‌رو، غلظت آن در ماگمای بجا مانده افزایش می‌یابد. همچنین، در پی آرایش پوسته‌ای ماگمایی که مواد پوسته‌ای را آرایش یا جذب می‌کند، می‌تواند روبیدیم بیشتری داشته باشد. روبیدیم در پوسته زمین (به‌ویژه پوسته قاره‌ای) بیشتر یافت می‌شود و با جداشدن فلسپارهای پلاژیوکلازی استرانسیم کم‌کم کاهش می‌یابد.

سنگ‌ها است. از این‌رو، این الگو شاید نشان می‌دهد ماگما در حال تکامل به سوی ترکیب‌های سیلیکاتی با پتاسیم بیشتر است. از سوی دیگر، آرایش پوسته‌ای<sup>۳</sup> ماگما با مواد پوسته‌ای غنی از پتاسیم چه بسا پتاسیم ماگما را افزایش دهد؛ اما سدیم به‌علت تبلور پلاژیوکلاز کاهش پیدا کند. این نوع آرایش می‌تواند از دلایل افزایش پتاسیم باشد. از این‌رو، این الگو می‌تواند نشان‌دهنده تغییر به سنگ‌های غنی از پتاسیم، مانند گرانیت و سینیت و چه بسا پیامد تبلوربخشی یا آرایش پوسته‌ای باشد.

برای بررسی روند تغییرات عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب از نمودارهای تغییرات هارکر در برابر  $\text{SiO}_2$  بهره گرفته شد (شکل ۵). در این نمودارها، عنصر Rb روند افزایشی با شیب آرام همگام با افزایش  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌ها از سینیت به سوی کوارتزموزنویت و سپس گرانیت دیده می‌شود. عنصرهای کمیابی مانند Ba و Sr نیز از سینیت به سوی کوارتزموزنویت و سپس گرانیت روندهای کاهشی کمابیش پراکنده‌ای را در برابر افزایش سیلیس نشان می‌دهند. کاهش استرانسیم (Sr) و افزایش روبیدیم (Rb) در نمودارهای سنگ‌شناسی، به‌ویژه در تحلیل‌های زمین‌شیمیایی اطلاعات ارزشمندی درباره فرایندهای تکامل ماگما و نوع سنگ‌های آذرین ارائه می‌دهد. این

<sup>3</sup> Crustal Assimilation

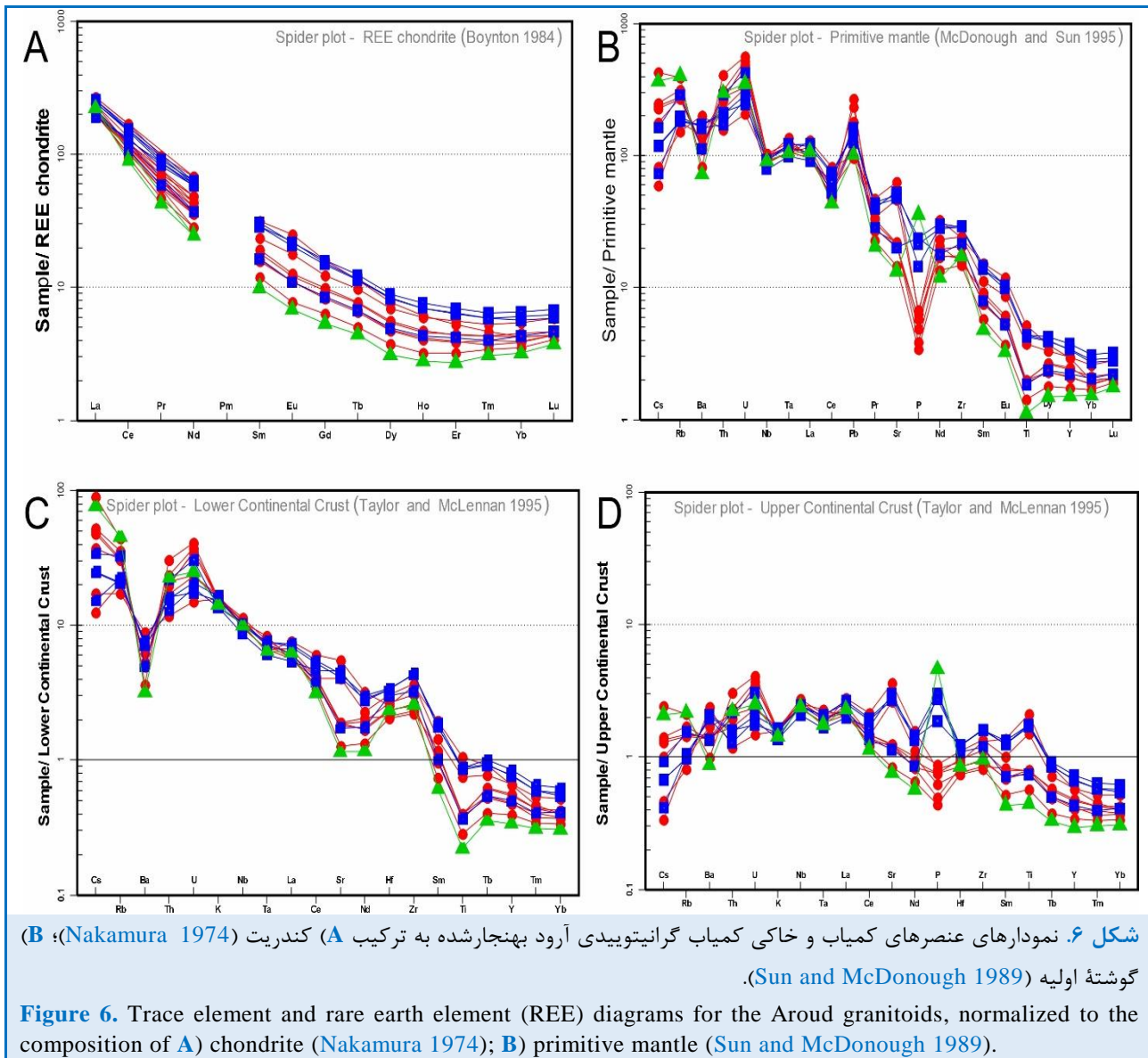


شکل ۵. نمودار تغییرات عنصرهای کمیاب (بر پایه ppm) در برابر سیلیس (بر پایه درصدوزنی).

Figure 5. Harker diagrams for the trace and rare earth elements (in ppm) versus  $\text{SiO}_2$  (in wt%).

در باره عنصر Zr، نخست یک روند افزایشی از سینیت به سوی کوارتزومونزویت دیده می‌شود که پس از آن، از کوارتزومونزویت به سوی گرانیت کاهش در میزان این عنصر دیده می‌شود. به باور چاپل و همکاران (Chappell et al., 1998) چنین روندهایی در عنصرهای Ba, Rb, Sr و Zr از ویژگی ماگماتیسیم گرانیتوئیدی دما بالا به شمار می‌رود. همچنین، تغییرات در عنصرهایی مانند Cr و Ni نیز به صورت کاهش با شیب آرام و پراکندگی کم از سینیت به سوی کوارتزومونزویت و سپس گرانیت هاست (Wilson, 1989).

در باره عنصر Zr، نخست یک روند افزایشی از سینیت به سوی کوارتزومونزویت دیده می‌شود که پس از آن، از کوارتزومونزویت به سوی گرانیت کاهش در میزان این عنصر دیده می‌شود. به باور چاپل و همکاران (Chappell et al., 1998) چنین روندهایی در عنصرهای Ba, Rb, Sr و Zr از ویژگی ماگماتیسیم گرانیتوئیدی دما بالا به شمار می‌رود. همچنین، تغییرات در عنصرهایی مانند Cr و Ni نیز به صورت کاهش با شیب آرام و پراکندگی کم از سینیت به سوی کوارتزومونزویت و سپس گرانیت هاست (Wilson, 1989).



LREE در برابر HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، مقدار میانگین  $(La/Yb)_n$  در نمونه‌ها (گرانیت برابر با  $53/3$ ، کوارتزومونزویت برابر با  $41/6$  و سینیت برابر با  $70/3$ ) نیز گویای غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE در برابر HREE است. مقدار میانگین  $(La/Sm)_n$  در گرانیت برابر با

الگوی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه در شکل ۶ آورده شده است. در نمودار بهنجارشده به ترکیب کندریت (شکل ۶-A)، اگرچه نمونه‌های گرانیتی نسبت به کوارتزومونزویت و سینیت عنصرهای خاکی کمیاب کمتری دارند؛ اما همه نمونه‌ها از



### ب- خاستگاه مذاب

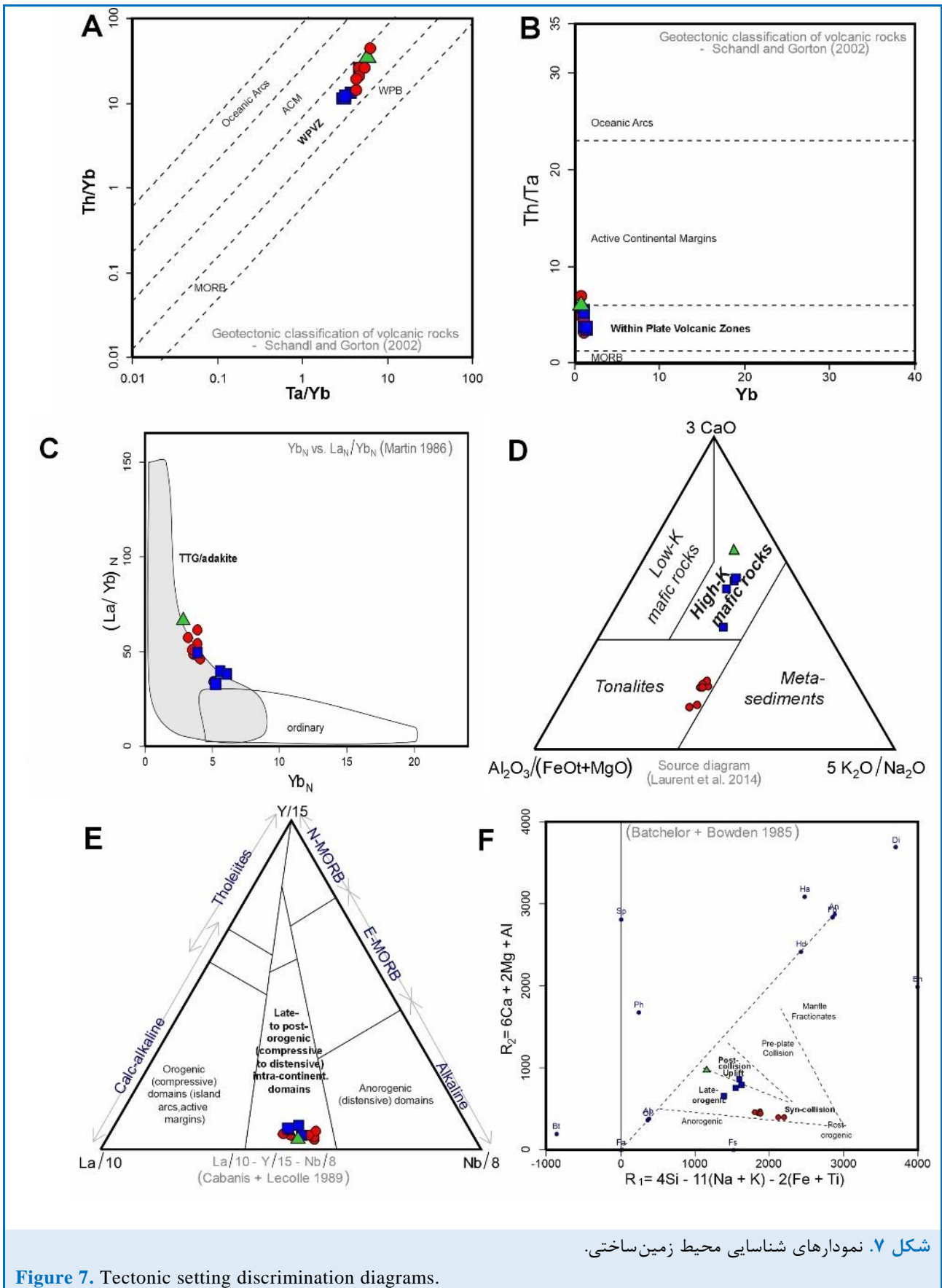
از دیدگاه کانی‌شناسی گرانیت آرود و رده‌بندی باربارین (Barbarin, 1990)، با توجه به معیار کانی‌شناسی، بر پایه کانی‌های اصلی بیوتیت، مسکوویت از کانی‌های رایج و آمفیبول از کانی‌های کمیاب هستند. از این‌رو، واحد یادشده در رده KCG جای می‌گیرد. اما بر پایه کانی‌های فرعی، آپاتیت، کانی کمیاب و کانی‌های زیرکن و تیتانیت از کانی‌های رایج هستند. از این‌رو، از نوع گرانیت‌های KCG به‌شمار می‌روند. گرانیتوبیدهای KCG غنی از پتاسیم کالک‌آلکان مت‌آلومین هستند و خاستگاه ماگمای آنها تلفیقی از گوشته و پوسته است و در ارتباط با محیط فرورانش پدید می‌آیند (Barbarin, 1999). اما از سوی دیگر، جایگاه زمین‌ساختی همه نمونه‌های گرانیتوبیدی منطقه در محدوده گرانیتوبیدهای منیزین و آلکالی کلسیک جای گرفته است (شکل‌های ۳-D و ۳-E) که با مذاب‌های با خاستگاه گوشته‌ای همخوانی دارد. در حقیقت، ماگماهای حاصل از ذوب نسبی پوسته قاره‌ای زیرین مافیک چه بسا ویژگی منیزین خود را بدون پیدایش در یک کمان یا محیط پس از برخورد به ارث می‌برند؛ زیرا بیشتر پوسته قاره‌ای در دوره‌های پیشین پیدایش پوسته در محیط‌های مرتبط با کمان پدید آمده است و از گرانیتوبیدهای منیزیمی ساخته شده است (Ratajeski et al., 2005; Nelson et al., 2013).

از دیدگاه زمین‌شیمیایی نیز نمونه‌ها در مرز دو قلمروی VAG و WPG و نزدیک به محدوده VAG جای گرفته‌اند که می‌تواند نشان‌دهنده یک محیط کششی در یک کمان ماگمایی (پشت کمان) باشد که به سوی یک محیط درون قاره‌ای شبیه پهنه پشت‌کمانی<sup>۴</sup> گرایش یافته است (شکل ۷). بر پایه اکسیدهای عنصرهای اصلی و پارامترهای تعریف‌شده به کمک آنها، از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در محدوده گرانیت‌های WPG و رو به VAG جای می‌گیرند و از گرانیت‌های بیشتر پس‌سارخوردی به‌شمار می‌آیند. شواهد زمین‌شیمیایی گویای اینست که منطقه به یک محیط کششی بیشتر پس از برخورد در پشت کمان وابسته بوده است (شکل ۸).

۱۲، در کوارتزومونزونیت برابر با ۹/۲ و در سینیت برابر با ۲۲/۳ و مقدار میانگین  $(La/Sm)_n$  در گرانیت برابر با ۰/۴، در کوارتزومونزونیت برابر با ۰/۶ و در سینیت برابر با ۰/۲۳ است (جدول ۱). از ویژگی‌های شناخته‌شده ماگماهای کالک‌آلکان در پهنه‌های فرورانش به‌شمار می‌رود (Pearce, 1982; Fitton et al., 1988; Kelemen et al., 1993; Machado et al., 2005) و می‌تواند نشان‌دهنده جدایش بلورین آمفیبول و پلاژیوکلاز از مذاب (Tankut et al., 1998; Rollinson, 1993) و یا ذوب‌نشدن گارنت هنگام پیدایش مذاب در پی درجه کم ذوب‌بخشی (Wilson, 2007; Shellnutt et al., 2018; Kampunzo et al., 2003) و یا آرایش ماگمای صعودکننده با پوسته قاره‌ای هنگام گذر از آن (Almeida et al., 2007) باشد. همان‌گونه که آنومالی منفی Eu یکی دیگر از ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش دانسته شده است (Tankut et al., 1998)، در نمونه‌های آرود نیز مقدار  $Eu/Eu^*$  نیز از ۱ کمتر به‌دست آمد (میانگین در گرانیت: ۰/۹۷؛ میانگین کوارتزومونزونیت: ۰/۹۹؛ سینیت: ۰/۹۳؛ جدول ۱).

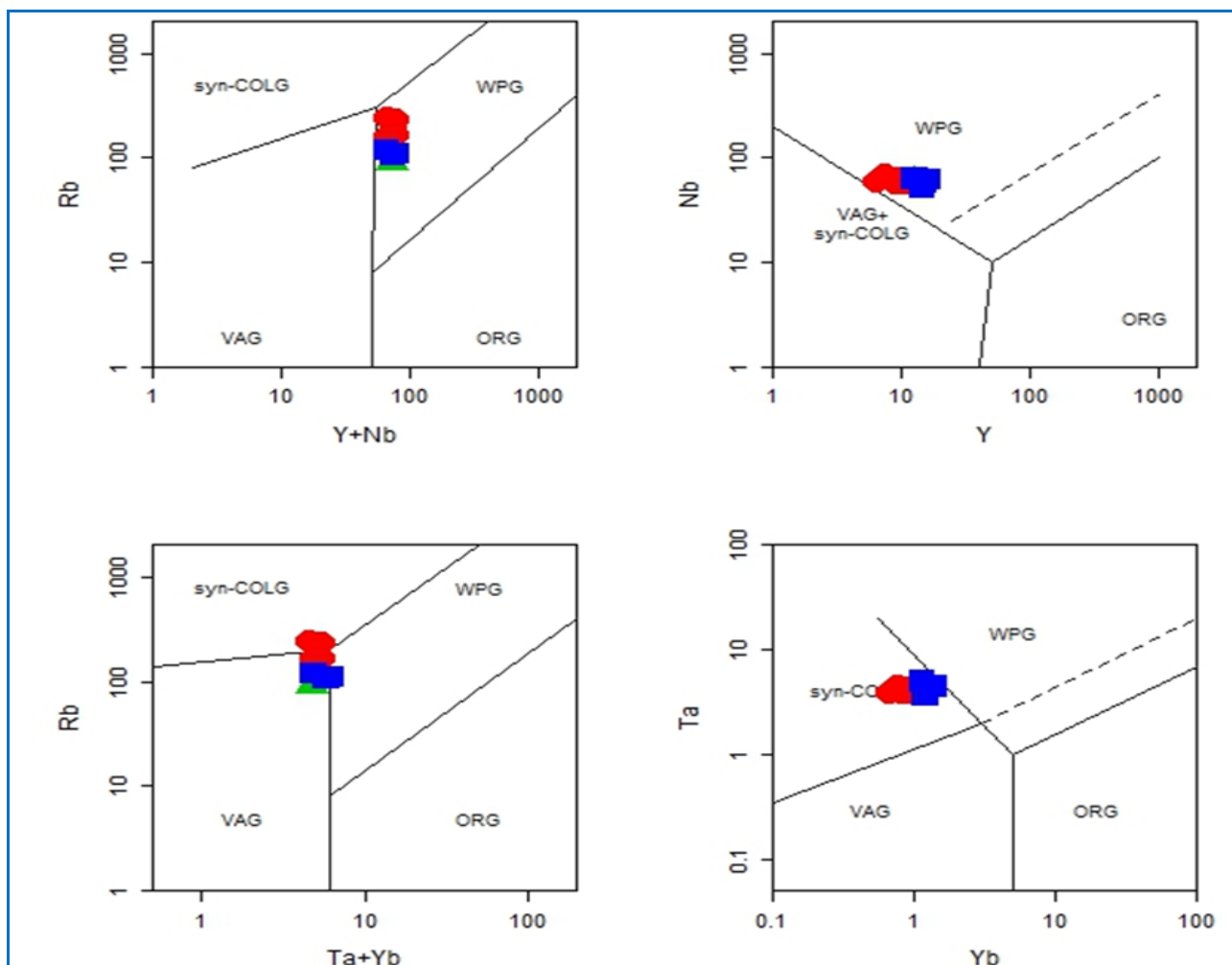
در نمودار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۶- B) Ti آنومالی منفی نسبی نشان می‌دهد. تهی‌شدگی یادشده از ویژگی‌های مهم ماگماتیسیم در کمان‌های قاره‌ای است. این ویژگی که از ویژگی‌های سنگ‌های پوسته قاره‌ای است، چه بسا نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Rollinson, 1993). آنومالی منفی Ti می‌تواند گواهی بر جدایش فازهای تیتانیم‌دار (مانند اسفن و تیتانومگنتیت) و آپاتیت هم باشد. تهی‌شدگی شدید P در گرانیت‌ها چه بسا پیامد رفتار سازگار این عنصر باشد. به باور پیرس (Pearce, 1984)، در محیط‌های مرتبط با کمان، عنصرهای Ba, K, Sr, Sm, Rb و Ce چه بسا متحرک شوند و غلظت آنها افزایش یابد و از آنجایی که عنصرهای LILE در پوسته قاره‌ای تمرکز یافته‌اند، شاید غلظت بالای آنها در ماگما نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای نیز باشد. این پدیده پیدایش بی‌هنجاری مثبت K در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه را به دنبال دارد (Dostal and Dupuy, 1984).

<sup>4</sup> backarc



شکل ۷. نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی.

Figure 7. Tectonic setting discrimination diagrams.



شکل ۸. نمودارهای جایگاه زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984).

Figure 8. Tectonic setting diagrams (Pearce et al., 1984).

است نسبت بالای  $\text{SiO}_2$  آداکیت‌ها معمولاً مقدار بالایی سیلیس (بیشتر از ۵۶ درصدوزنی) دارند. همچنین مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  معمولاً بیشتر از ۱۵ درصدوزنی است که از دیگر ویژگی‌های آداکیتی بودن نمونه‌هاست. آداکیت‌ها معمولاً کانی‌هایی مانند پیروکسن و گارنت ندارند که نشان‌دهنده شرایط فشار بالا و نبود تثبیت این کانی‌ها در محیط پیدایش آنهاست. هورنبلند و بیوتیت معمولاً در این سنگ‌ها حضور دارند. همچنین، از دیدگاه سنگ‌شناسی و پیدایش، آداکیت‌ها محصول ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و جوان شناخته می‌شوند. پس ارتباط آنها با پهنه‌های فرورانش مهم است. اگر سنگ گرانیتوئیدی در نزدیکی پهنه‌های فرورانش یافت شود، احتمال آداکیتی بودن آن افزایش می‌یابد. همچنین، درباره محیط زمین‌ساختی، آداکیت‌ها معمولاً در پهنه زمین‌ساختی

از سوی دیگر، محتوای بالای Sr معمولاً بیش از ۴۰۰ ppm (جدول ۱)، همچنین، محتوای پایین Y و Yb میزان Y معمولاً کمتر از ۱۸ ppm و Yb کمتر از ۱/۹ ppm، نسبت بالای Sr/Y و La/Yb (نسبت Sr/Y معمولاً بیشتر از ۴۰ و La/Yb بیشتر از ۲۰)، محتوای کم HREE پیامد نبود گارنت در سنگ خاستگاه (شکل ۶)، کاهش عنصرهای خاکی کمیاب سنگین مانند Y و Yb همگی از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی هستند که نشان می‌دهد نمونه‌های آرود بسیار همانند آداکیت‌ها هستند. در حقیقت، آداکیت‌ها نوعی از مذاب‌های فرورانش هستند که بر پایه این ترکیب شیمیایی خاص از گرانیتوئیدهای معمولی پهنه‌های فرورانش متمایز می‌شوند. در ساده‌ترین الگوهای پیشنهادی، آداکیت‌ها معمولاً پیامد ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده دانسته می‌شوند. گفتنی

ترکیب سنگ‌شناسی آلکالی فلدسپار گرانیت، کوارتزموزنویت تا سینیت دارد. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز است. کانی‌هایی مانند بیوتیت و آمفیبول کانی‌های مافیک سازنده این سنگ‌ها هستند؛ اگرچه فراوانی نسبی کانی‌ها در سنگ‌های گوناگون یکسان نیست. بافت‌های موضعی آنها، پرتیت و انواع همرشده‌هاست. فرایندها و عوامل موثر در پیدایش بافت‌های متنوع در این سنگ‌ها، شامل جدایش بلورین ماگمایی، فوگاسیته آب، کاهش فشار، سیالات و متاسوماتیسم هستند. نمونه‌های توده آرود بر پایه بررسی های شیمی کانی و سنگ کل در قلمروی سری‌های شوشونیتی جای می‌گیرند. در نمودارهای تغییرات عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب، بهنجارشده به ترکیب کندریت، غنی‌شدگی بیشتر از LREE و عنصرهای K, Pb, Y, Rb, La, Th و تهی‌شدگی نسبی از عنصرهای Ti, P, Y دیده می‌شود. در نمودارهای عنکبوتی الگوی عنصری در سنگ های توده آرود که به ترکیب گوشته اولیه و کندریت بهنجارسازی شده‌اند همخوانی و هماهنگی بسیار خوبی دارند. غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و LREE و HFSE تهی‌شدگی نسبی از عنصرهای HREE با یک شیب کمابیش تند به خوبی دیده می‌شود. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها، دلامیناسیون و ذوب بخش مافیک زیرین پوسته قاره‌ای در منطقه آرود و در نتیجه، پیدایش مذاب‌های آداکیتی نوع قاره‌ای را در پیدایش این سنگ‌ها می‌توان محتمل دانست.

خاصی پدید می‌آیند. بیشتر این سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانش فعال یا بخش‌هایی یافت می‌شوند که فرورانش پوسته جوان روی می‌دهد. در بررسی گرانیتوئیدها و آداکیت‌ها باید گفت عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) در گرانیتوئیدهای معمولی بیشتر است و نسبت‌های Sr/Y و La/Yb آنها کمتر است. همچنین، مقادیر Y و Yb در آنها همانند آداکیت‌هاست (جدول ۱؛ شکل C-۷) (Huang and He, 2010). با توجه به شباهت نمونه‌ها به ماگماهای حاصل از ذوب نسبی پوسته قاره ای زیرین مافیک در بالای یک تخته فرورونده و نیز شباهت شیمیایی آنها به مذاب های آداکیتی، پیدایش این مذاب‌ها هنگام دلامیناسیون پوسته قاره‌ای زیرین و ذوب آن بر پایه الگو پیشنهادی لی و همکاران (Li et al., 2013) برای پیدایش آداکیت‌های نوع قاره‌ای<sup>۵</sup> محتمل است.

### برداشت

در بخش شمالی علم‌کوه و در پهنه ساختاری البرز مرکزی، توده گرانیتوئیدی آرود بخشی از یک محیط کمان ماگمایی و کششی پس از برخورد به شمار می‌رود. با توجه به ویژگی‌های صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، فراوانی کانی‌ها در سنگ‌های گوناگون یکسان نیست. این گرانیتوئید بیشتر

<sup>5</sup> C-type adakite

### References

- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Palaeoethetys Remnant, In Northern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103, 983-992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103%3C0983:sascot%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103%3C0983:sascot%3E2.3.co;2)
- Almeida, J.R., Modig, T., Petersson, A., Hähn- Hägerdal, B., Lidén, G., and GorwaGrauslund, M.F. (2007) Increased tolerance and conversion of inhibitors in lignocellulosic hydrolysates by *Saccharomyces cerevisiae*. Journal of Chemical Technology & Biotechnology, 82(4), 340-349. <https://doi.org/10.1002/jctb.1676>
- Annells, R.N., Arthurton, R.S., and Bazley, R. (1985) The Qazvin and Rasht Quadrangles Map; Tehran, Geological Survey of Iran, pp. 94. <https://doi.org/10.52547/gnf.6.1.1>
- Asiabanha, A., and Foden, J., (2012) Post Collisional Transition from An Extensional Volcano Sedimentary Basin to A Continental Arc in The Alborz Rang, N-Iran. Lithos, 148, 98-111 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., and Hassanzadeh, J. (2001) Exhumation of the West-Central Alborz Mountains, Iran, Caspian Subsidence, and Collision- Related Tectonic. Geology, 29, 559-562. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0559:eotwca%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0559:eotwca%3E2.0.co;2)



- Baharfirooz, K., Nadim, H., and Shafiee, A.R. (2002) Ramsar Map, 1:100, 000 scale. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran, Tehran, Iran.
- Ballato, P., Landgraf, A., Taylor, F., Stockli, D., Fox, M., Ghassemi, M., Kirby, E., and Strecker, M. (2015) The growth of a mountain belt forced by Ase-level Fall: Tectonics and surface processes during the evolution of the Alborz Mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 204-218. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.051>
- Barbarin, B. (1990) Granitoids: main Petrogenetic Classification Relation to Origin and Tectonic Setting. *Geological Journal*, 25, 227-238. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250306>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., and White, A.J.R. (1998) High and Low Temperature I-Type Granites. *Resource Geology*, 48, 489-499. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00020.x>
- Collins, L.G. (1988) Hydrothermal Differentiation and Myrmekite-A Clue to Many Geologic Puzzles: Theophrastus Publication, S. A., Athens, 382.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P., and Marchal, M., (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> diagrams and major Element Analyses Its Relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Dostal, J. and Dupuy, C. (1984) Geochemistry of The North Mountain Basalt (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology*, 45, 245-261. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(84\)90040-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(84)90040-8)
- Dupuy, C., and Dostal, J. (1984) Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1), 61-69. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(84\)90038-4](https://doi.org/10.1016/0012-821x(84)90038-4)
- Esmaeili, D., and Khalaj, M., (2007) Geochemical and mineralogical evidence in whole rock contamination, alteration, and magma mixing of the Okapell granitoid massif (Southwest Kalardasht, Central Alborz). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 1, 169-192.
- Fenn, P.M. (1986) On the Origin of Graphic Granite. *American Mineralogist*, 71, 5-330.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., and Leeman, W.P. (1988) The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology*, (1), 331-349. [https://doi.org/10.1093/petrology/special\\_volume.1.331](https://doi.org/10.1093/petrology/special_volume.1.331)
- Frost, B.R., and Frost, C.D. (2008) A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.07.006>
- Huang, F., and He, Y., (2010) Partial melting of the dry mafic continental crust: implications for petrogenesis of C-type adakites. *Chinese Science Bulletin*, 55, 2428-2439. <https://doi.org/10.1007/s11434-010-3224-2>
- Kampunzo, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T., and Modisi, M.P. (2003) Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71(2-4), 431-460. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(03\)00125-7](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(03)00125-7)
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., and Dunn, T. (1993) Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 111-134. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(93\)90234-z](https://doi.org/10.1016/0012-821x(93)90234-z)
- Khosshal, F., Ghorbani, M.A., and Ahmadi, A.R. (2014) Geochemistry of the Oligo-Miocene Parachan intrusive body. *Proceedings of the 33rd National Geological Sciences Conference*, Tehran, Iran.
- Li, X.-H., Li, Z.-X., Li, W.-X., Wang, X.-C., and Gao, Y. (2013) Revisiting the "C-type adakites" of the Lower Yangtze River Belt, central eastern China: In-situ zircon Hf-O isotope and geochemical constraints. *Chemical Geology*, 345, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.024>
- Machado, W., Gueiros, B.B., Lisboa-Filho, S.D., and Lacerda, L.D. (2005) Trace metals in mangrove seedlings: role of iron plaque formation. *Wetlands Ecology and Management*, 13, 199-206. <https://doi.org/10.1007/s11273-004-9568-0>

- Middlemost, E.A. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K In Arbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nelson, W.R. Dorais, M.J. Christiansen, E.H., and Hart, G.L. (2013) Petrogenesis of Sierra Nevada plutons inferred from the Sr, Nd, and O isotopic signatures of mafic igneous complexes in Yosemite Valley, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 397-417. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0814-9>
- Patino Douce, A.E. (1999) What Do Experiments Tell Us About the Relative Contributions of Crust and Mantel to The Origin of The Granitic Magmas In: Castro, A., Fernandes, C., Vigneressese, J. L. (Eds), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*, 168. Geological Society of London, Special Publication, 168, 55-75. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.168.01.05>
- Pearce, J.A, Harris, N.B.W., and Tindel, A.G. (1984) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Orogenic andesites and related rocks*, 528-548.
- Ratajeski, K., Sisson, T.W., and Glazner, A.F. (2005) Experimental and geochemical evidence for derivation of the El Capitan Granite, California, by partial melting of hydrous gabbroic lower crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, pp. 713-734. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0677-4>
- Rollinson, H.R. (1993) A terrane interpretation of the Archaean Limpopo Belt. *Geological Magazine*, 130(6), 755-765. <https://doi.org/10.1017/s001675680002313x>
- Ross, P.S., and Bédard, J.H. (2009) Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11), 823-839. <https://doi.org/10.1139/E09-054>
- Shellnutt, J.G. (2018) Derivation of intermediate to silicic magma from the basalt analyzed at the Vega 2 landing site, Venus. *PLOS ONE* 13(3): e0194155. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0194155>
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., and Walker, J.D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451(1-4), 71-96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D and Norry, M.J. (EDS): *Magmatism in ocean basin*. Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Tankut, A., Dilek, Y., and Önen, P. (1998) Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara Mélange, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 265-284. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(98\)00059-6](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(98)00059-6)
- Valizadeh, M., Abdollahi, H., and Sadeghian, M. (2008) Geological study of the major massifs of the Central Alborz. *Geosciences*, 17(67), 182-197.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Dordrecht: Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>