



Petrography, Geochemistry and Tectonics of Harris Granite, East Azerbaijan Province: Evidence for Intracontinental Rift Magmatism

Farhad Pirmohammadi Alishah ^{1*} , Mehdi Mohammadrezaei ², Ahmad Jahangiri ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Engineering, Shabestar Branch, Islamic Azad University, Shabestar, Iran

² Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Tasuj Branch, Islamic Azad University, Tasuj, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 12 September 2021
Revised: 08 January 2022
Accepted: 08 January 2022

Keywords

Harris
Granite
Petrology
Magmatism
Intercontinental Rift

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Granites are interesting because of their abundance in the continental crust and the presentation of valuable information from the depths of the earth and their close dependence on tectonic and geodynamic processes (Bonin, 2007). The Mishu granites are exposed over an area around 50 km² in the northwestern Iran near the city of Tabriz (Figures 1 and Figures 2). The Mishu granites have been injected into the Neoproterozoic shales, carbonates, sandstones, and tuffs of the Kahar Formation (Asadian et al. 1994). Mafic and ultramafic rocks (gabbro, basalt, and dunite) occur at the north and northeast of the Mishu granites and seem to be the host of granites. Field observations show a magmatic injection of the Mishu granites into the mafic-ultramafic rocks. There are several outcrops of granite rocks in the northwest Iran, including Takab–Zanjan, Khoy, Soursat, and Mishu. Among these outcrops, there are no systematic geochemical and geochronological studies on the Mishu rocks. In this paper, we investigate the genetic relationship between different parts of the mass, origin of the constructive magma and the tectonic position of this intrusion with the help of the results of field studies governing different parts of the Harris intrusion mass, petrography and geochemical analysis of the main and rare elements.

*Corresponding author

Farhad Pirmohammadi Alishah
✉ Petروفarhad@iaushab.ac.ir

Material and methods

A total of 150 samples were collected from Mishu granites. Polished thin sections were prepared from all the collected samples.

How to cite this article

Pirmohammadi Alishah, F., Mohammadrezaei, M. and Jahangiri, A., 2022. Petrography, Geochemistry and Tectonics of Harris Granite, East Azerbaijan Province: Evidence for Intracontinental Rift Magmatism. *Journal of Economic Geology*, 14(2): 143–163. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2022.72028.1035>



Based on petrographic observations, 20 samples with minimal effects of hydrothermal alteration were selected for whole-rock geochemical analysis (Table 1). These selected samples were analyzed for major and trace elements at the ACME Laboratory (in the ACME Analytical Laboratories of Vancouver, Canada). Analytical errors for major elements are assessed as <1% of the determined concentrations. Results are reported in Supplementary Table 1. Major element oxide analysis was performed by Lithium Borate Fusion and Inductively Paired Plasma Emission Spectrometer (ICP-ES). In this method, the number of oxides of the main elements is measured based on weight percentage. The measurement accuracy for the main elements in this method was 0.01 Wt.%. Also, in this method, the number of volatiles in the form of L.O.I. was measured with an accuracy of 0.01%. The induced coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) method was used to measure the amount of trace and rare elements. The detection threshold of these elements, depending on the element, varied from close to 0.01 ppm to 10 ppm.

Results

Harris granite rocks are in the northwestern Iran and about 20 km west of Shabestar city. This mass is composed of alkaline feldspar granite. The most abundant texture seen in these rocks is micro-perthite and myrmecite and based on lithographic and geochemical properties, they belong to A₂-type granites. The samples are meta-aluminous to per-aluminous is based on the saturation index of alumina. In general, the studied granites have higher amounts of Na₂O + K₂O, Fe / Mg, Ga / Al, HFSEs

and lower amounts of CaO, Sr and Eu. Also, the content of REEs of the samples in the normalized graph concerning chondrite shows a negative Eu anomaly. In other words, it is likely that A-type alkaline granites after collision have been created in this area following collision events and during their placement the tensile structure is predominant. Normalized multi-element diagrams as well as high Rb indicate that the continental crust has played a significant role in the formation of the Harris granite producing magma, possibly due to the melting of the lower crust by a tonalitic-granodioritic combination.

Discussion

All lithographic and geochemical data show that Harris granite rocks are of A-type nature. Negative anomalies of Ba, Nb, Ti, Sr and Eu and enrichment in LILEs, especially Rb and Th, indicate the crustal origin of these rocks separation of feldspar during crystallization or the presence of feldspar as a residual phase in the origin and the anomaly of P and Ti to iron-titanium and apatite oxides. Enrichment in LILE and HFSE elements with negative anomalies of Nb and Ti is a characteristic of subduction-dependent. The negative anomaly of Eu in the trace element pattern can be attributed to granites, usually attributed to the mantle origin, previously due to the metamorphic activity of fluids from sediments deposited by LILE and HFSE elements (Pearce et al., 1984), or may be the nature of magmas rooted from a subcontinent meteorite mantle formed during early subduction. In addition, enrichment at Th, Rb, and depletion at Sr, Eu, Ba, Nb, and Ti indicate that the granites are rooted in crustal lavas (Zhao and Zhou., 2007).



پتروگرافی، زمین‌شیمی و زمین‌ساخت توده گرانیتی هریس، استان آذربایجان شرقی: شاهدهی بر ماگماتیسیم درون صفحه‌ای وابسته به ریفت

فرهاد پیرمحمدی علیشاه^{۱*}، مهدی محمدرضایی^۲، احمد جهانگیری^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده فنی و مهندسی، واحد شبستر، دانشگاه آزاد اسلامی، شبستر، ایران

^۲ استادیار، گروه عمران، دانشکده فنی و مهندسی، مرکز تسوج، دانشگاه آزاد اسلامی، تسوج، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
توده گرانیتی هریس از لحاظ زمین‌شناسی بخشی از زون ساختمانی البرز غربی- آذربایجان محسوب می‌شود. این توده سازند کهر را قطع کرده و خود با رسوب‌های پرمین با دگرشیمی آذرین پی پوشیده می‌شود. ترکیب سنگ‌شناسی توده مورد بررسی، آلکالی فلدسپار گرانیت است و بافت غالب و عمده سنگ‌ها دانه‌ای و پرتیتی است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و زیرکن است. بی‌هنجاری منفی Eu در نمودار REE نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تکامل ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که گرانیت‌های مورد بررسی دارای ماهیت نوع A هستند و به دلیل فقیر بودن از Nb، در گستره A ₂ قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی نسبی از LILEs به ویژه Rb و Th و فقیرشدگی از عناصر Nb، Sr، Eu، Ba و Ti نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای آن است که در یک محیط کششی احتمالاً مرتبط با ریفت جای‌گیری کرده‌اند. بررسی‌های انجام‌شده خاستگاه ذوب‌بخشی پوسته زیرین با ترکیب توانایی-گرانودیوریتی را برای این گرانیت‌ها نشان می‌دهد.	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۶/۲۱</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۱۰/۱۸</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۱۸</p>
	<p>واژه‌های کلیدی</p> <p>هریس گرانیت سنگ‌شناسی ماگماتیسیم ریفت درون قاره‌ای</p>
	<p>نویسنده مسئول</p> <p>فرهاد پیرمحمدی علیشاه</p> <p>Petrofarhad@iaushab.ac.ir ✉</p>

استناد به این مقاله

پیرمحمدی علیشاه، فرهاد؛ محمدرضایی، مهدی و جهانگیری، احمد، ۱۴۰۱. پتروگرافی، زمین‌شیمی و زمین‌ساخت توده گرانیتی هریس، استان آذربایجان شرقی: شاهدهی بر ماگماتیسیم درون صفحه‌ای وابسته به ریفت. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۲): ۱۴۳-۱۶۳. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2022.72028.1035>

مقدمه

گرانیت‌ها به دلیل فراوانی در پوسته قاره‌ای و ارائه اطلاعات با ارزش از اعماق زمین و وابستگی تنگاتنگشان به فرایندهای زمین‌ساختی و ژئودینامیک، جالب توجه هستند (Bonin, 2007). توده‌های گرانیتی تا آلکالی فلدسپار گرانیتی کوه‌های میشو که نظیر آنها در کوه‌های مورو در شمال غرب کشور نیز رخمون دارند، از جمله توده‌های گرانیتوئیدی هستند که با چرخه کوه‌زایی هرسینین در ارتباط بوده و بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز آنها در جهت تکمیل اطلاعات زمین‌شناسی شمال غرب کشور از اهمیت خاصی برخوردار است و به آگاهی ما از شکل‌گیری پوسته‌ای ایران در طی کوه‌زایی هرسینین کمک می‌کنند (Moayyed and Moazzen, 2002).

افتخارنژاد و همکاران (Eftekharnjad et al., 1991) توده آذرین هریس را معادل با گرانیت‌های میشو در نظر گرفته‌اند. این توده سازند کهر و دولومیت‌های سلطانیه را قطع و دگرگون کرده است. رسوب‌های قاعده پرمین روی سطح فرسایش یافته این توده آذرین جای گرفته و بر این اساس سن این توده به بعد از کامبرین و پیش از پرمین نسبت داده شده است (Asadian et al., 1994). مؤید و رضایی مقدم (Moayyed And Rezaei Moghadam, 2005) معتقد است که گسل جنوبی میشو با شیب رو به شمال به عنوان کاندیدای مناسب برای حفظ خط درز پالتوتیس اول در شمال غرب ایران است. علاوه بر این، از منطقه قره‌گوز و دیوان‌داغی مجموعه‌های نفوذی قلیایی نوع A گزارش شده است که در نتیجه فعالیت‌های کششی پس از برخورد قاره-قاره در منطقه تشکیل شده‌اند (Amini et al., 2007). کانی‌شناسی این نوع گرانیت‌ها نسبتاً ساده بوده؛ ولی به دلیل بالابودن عناصر قلیایی ترکیب کانی‌های مافیک آنها مانند آمفیبول و پیروکسن‌ها بیشتر به سمت خانواده سدیک یا پتاسیک تمایل می‌یابد (Henderson, 1982). در حالت کلی، گرانیت‌های نوع A بر اساس خاستگاه به دو گروه A₁ و A₂ تقسیم می‌شوند که گروه A₁، دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر

اقیانوسی بوده و دارای خاستگاه گوشته‌ای هستند که طی فعالیت‌های درون صفحه‌ای و یا در ارتباط با فعالیت‌های بالآمدگی پس از برخورد، جایگزین می‌شوند و گروه A₂، دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های حاشیه فعال قاره‌ای هستند که از ذوب پوسته قاره‌ای با یا بدون دخالت گوشته تشکیل می‌شوند (Eby, 1992; Shirmohammadi et al., 2020).

نمونه‌های ارائه شده با داده‌های ایزوتوپی و عناصر نادر در مورد سنگ‌زایی این نوع گرانیت‌ها، پیشنهاد می‌کند که گرانیتوئیدهای نوع A با فرایندهای مختلفی تشکیل می‌شوند که عبارتند از: (۱) تبلوربخشی ماگمای بازالتی (Eby, 1992)، در این حالت ممکن است گوشته قبل از ذوب بخشی نسبت تمرکز عناصر آن بر اثر فرایند دگرنهادی افزایش یافته باشد (Bailey, 1978; Mahood and Hildreth, 1983). (۲) واکنش محلول‌های غنی از عناصر قلیایی، فلونور و کلر یا ماگمای باقی مانده در فاز پایانی تبلور ماگما و یا واکنش آن‌ها با گرانیت‌های قدیمی تر (Taylor et al., 1991; Creaser et al., 1981). (۳) ذوب مجدد سنگ‌های دگرگون شده پوسته زیرین (Henderson, 1982; Harris et al., 2010; Dehlquist et al., 1986). (۴) ذوب بخشی پوسته قاره‌ای (با تأثیر دگرنهادی یا بدون تأثیر آن (Abdel Rahman, 1986; Clemens et al., 2006). شاهرزیدی و همکاران (Shahzeidi et al., 2012) توده گرانیتوئیدی S-type میشو در جنوب غرب مرند (بین گسل‌های شمالی و جنوبی میشو) را مورد بررسی قرار دادند. سنگ‌های توده نفوذی کوه میشو در این منطقه در گروه گرانیتوئیدهای نوع S قرار می‌گیرند و دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم‌دار و از نوع پرآلومین هستند. در نمودارهای تغییرات عناصر کیمیا به‌نجار شده به کندریت و گوشته، اغلب این سنگ‌ها غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE و آنومالی منفی Ba، Sr، Ti، Nb، Ta، Eu نشان می‌دهند که ویژگی ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش است. با توجه به عدم بررسی‌های دقیق و وجود ابهام‌های زیاد در مورد سنگ‌های گرانیتی کوه‌های غرب میشو نظیر سنگ‌شناسی و

زمین‌شیمی توده‌های گرانیتی میشو (شامل سن مطلق توده و ارتباط زمانی آنها با توده‌های مجاور و فاز کوه‌زایی ایران)، حضور این توده نفوذی گرانیتوئیدی نیازمند مطالعه‌ای جامع و همه‌جانبه است تا بخشی از تاریخچه زمین‌شناسی این منطقه و مناطق مجاور به درستی تجزیه و تحلیل شود. لذا در این پژوهش سعی شده است با کمک نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی هریس، پتروگرافی و آنالیز زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، منشأ ماگمای سازنده و جایگاه زمین‌ساختی این توده نفوذی پرداخته شود.

زمین‌شناسی منطقه

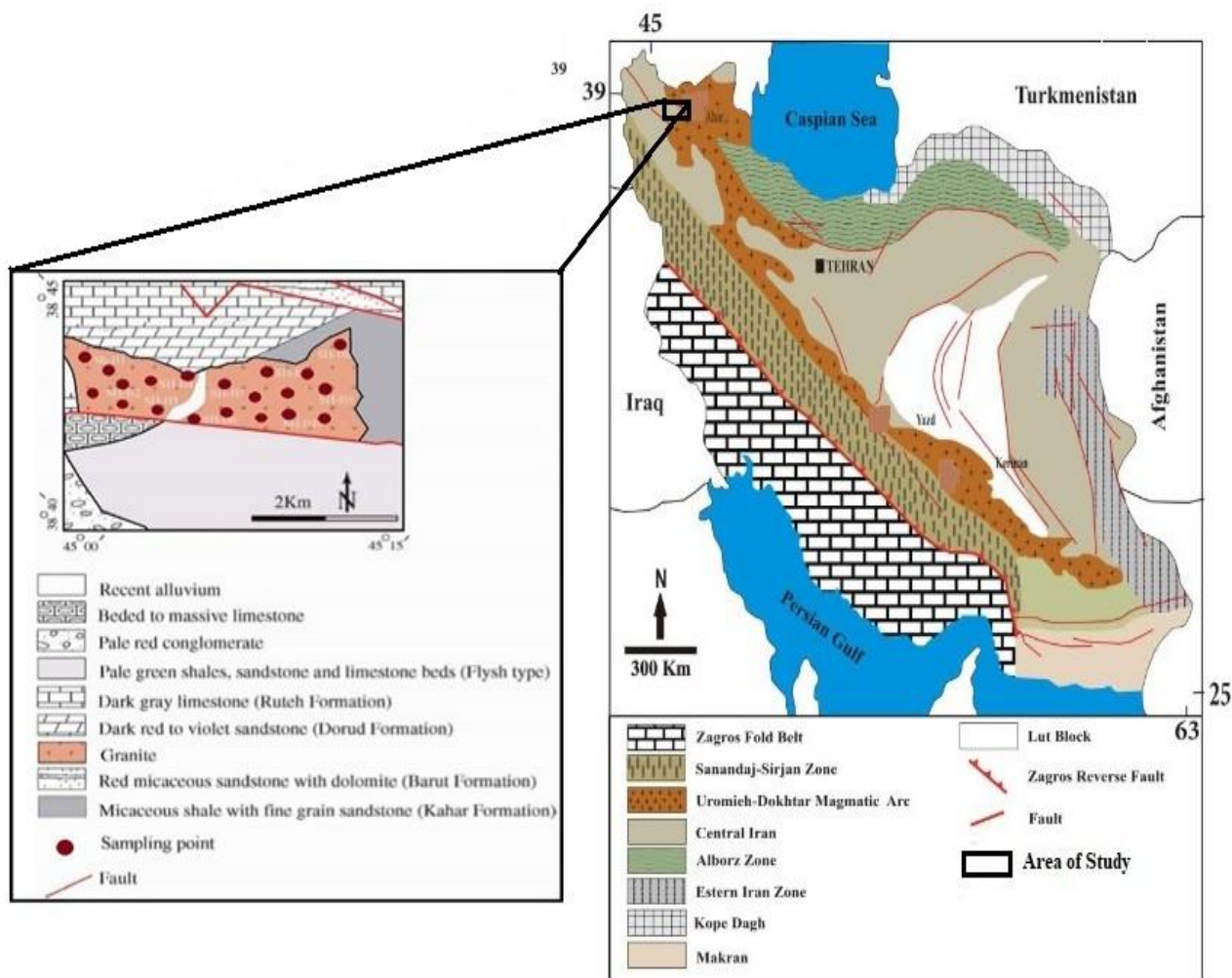
ارتفاعات میشو در شمال غرب کشور، استان آذربایجان شرقی و در شمال شهرستان شبستر و جنوب شهرستان مرند واقع شده و بین دو گسل تبریز در شمال و گسل جنوب میشو محصور شده است. محدوده مورد بررسی در زون‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، بخشی از زون‌های البرز غربی - آذربایجان (Nabavi, 1979)، ایران مرکزی (Stocklin, 1968)، سلطانیه - میشو (Eftekharnjad et al., 1991)، و پهنه مرکزی (Aghanabati, 2004)، در نظر گرفته شده‌اند؛ اما با وجود این رده‌بندی‌ها، تفاوت‌های آشکاری بین زمین‌شناسی پالئوزوئیک این منطقه، البرز و ایران مرکزی وجود دارند که آنها را از دو زون یادشده متمایز می‌سازد. این تفاوت‌ها عبارتند از: الف) دگرشیبی زاویه‌دار بین نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین و نهشته‌های پیش‌رونده پرمین در کوه‌های مورو و میشو. ب) گسترش سنگ‌های مافیک و اولترامافیک به سن پیش از پرمین در کوه‌های مورو و میشو. ج) رخنمون توده گرانیتوئیدی نوع S و هم‌زمان با برخورد قاره - قاره به سن احتمالی هرسی نین در کوه‌های میشو (Moayyed and Moazzen, 2002; Moayyed et al., 2005). د) رخنمون محدوده‌های گرانیتوئیدی نوع A به سن هرسی نین در کوه‌های مورو و میشو (Moayyed and Hosseinzadeh, 2011) که در دو زون البرز

و ایران مرکزی شناخته نشده‌اند.

سنگ‌های گرانیتی هریس بین سازنده‌های وابسته به پرکامبرین پایانی و پالئوزوئیک جای‌گیری کرده است (شکل ۱). سازند کهر به سن پرکامبرین در شرق گستره مورد بررسی برونزد زیادی دارد و لیتولوژی آن بیشتر به صورت شیل‌های میکادار، هورنفلس‌های لکه‌ای با میان‌لایه‌هایی از آهک دگرگون‌شده به رنگ روشن و دولومیت تیره رنگ است. این سازند و سازند سلطانیه در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی دگرگون و به هورنفلس‌ها تبدیل شده‌اند (Eftekharnjad et al., 1991).

روش پژوهش

به طور کلی، انجام این پژوهش شامل دو مرحله بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی است. در بررسی‌های نخستین و بازدیدهای صحرایی، تعداد ۱۵۰ نمونه سنگی از توده‌های آذرین درونی (گرانیتوئیدی) هریس برداشت و از این نمونه‌ها، تعداد ۱۱۰ مقطع نازک میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری تهیه شد. پس از بررسی دقیق سنگ‌نگاری، تعداد ۲۰ نمونه برای انجام تجزیه زمین‌شیمیایی به روش سنگ کل به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا فرستاده شدند. تجزیه اکسید عنصرهای اصلی به روش ذوب لیتیم بورات^۱ و طیف‌سنج نشری پلاسما جفتیده القایی^۲ انجام شد. در این روش، مقدار اکسیدهای عنصرهای اصلی بر پایه درصد وزنی اندازه‌گیری می‌شود. دقت اندازه‌گیری برای عنصرهای اصلی در این روش $\pm 0.1\%$ درصد وزنی بوده است. همچنین، در این روش، میزان مواد فرار به صورت L.O.I. با دقت $\pm 0.1\%$ درصد اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری مقدار عنصرهای فرعی و کمیاب از روش ذوب لیتیم بورات و طیف‌سنج جرمی پلاسما جفتیده القایی استفاده شده است. در این روش، مقدار عنصرهای فرعی و حاکی کمیاب بر پایه ppm یا بخش در میلیون اندازه‌گیری شده‌اند. آستانه آشکارسازی این عنصرها، بسته به نوع عنصر از نزدیک به ppm 0.1 تا ppm 10 متغیر بوده است (جدول ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گرانیت هریس (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مرند)، (Asadian et al. 1994)

Fig. 1. Geological map of Harris granite (Adaptation from 1: 100000 Marand sheet), (Asadian et al. 1994)

بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری

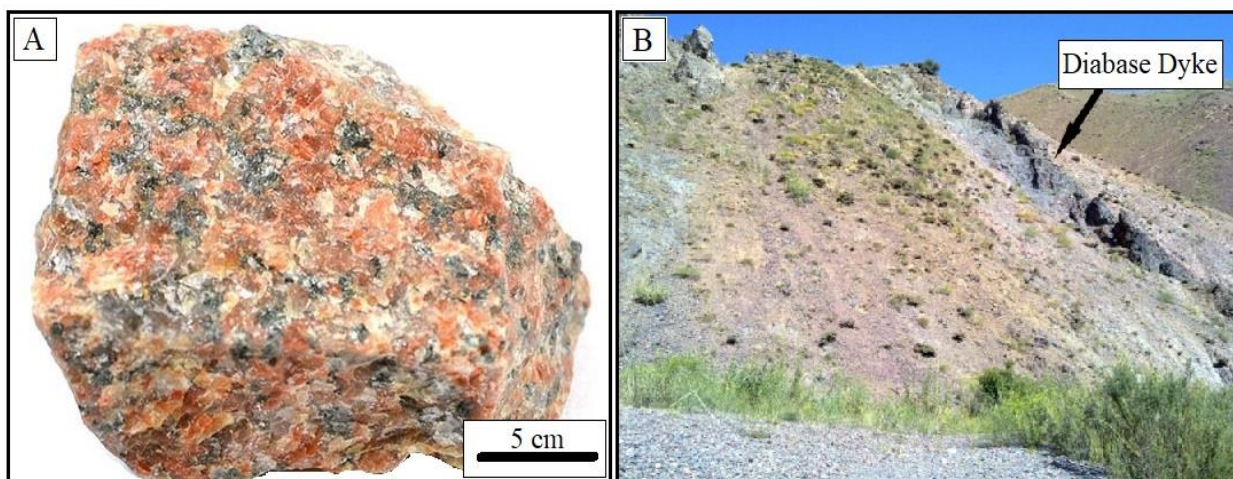
ویژگی‌های صحرایی سنگ‌های گرانیتوئیدی در توده آذرین درونی هریس، نسبتاً یکسان و مشابه هستند. این سنگ‌ها به رنگ قرمز گوهی یا صورتی در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲-۱) و بیشتر به صورت سنگ‌های دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه هستند که با دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند (شکل ۲-۲).

بافت این سنگ‌ها گرانولار از نوع دان‌های نامسای است. بافت پورفیری با زمینه دانه متوسط نیز مشاهده می‌شود. همچنین

بافت‌های درهم‌رشدی شامل میرمکیت و پرتیت در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی آنها کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند هستند (شکل ۳-۱، ۲، ۳، ۴، ۵). کوارتزها به صورت بلورهای درشت بی‌شکل فضای بین دیگر کانی‌ها را پر کرده است. فلدسپار قلیایی به صورت درشت‌بلور در اندازه‌های ۱ تا ۵ میلی‌متر با بافت میکروپرتیت تا پرتیتی با فراوانی بیش از ۵۰ درصد در متن سنگ وجود دارد. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب دگرسان‌شده و به وسیله بلورهای

آهن - تیتان، اسفن، آپاتیت، زیرکن و آلانیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند.

کوارتز و ارتوکلاز احاطه شده‌اند (شکل ۳- E و F). همچنین مقدار بیوتیت و هورنبلند بیشینه به ۵ درصد می‌رسد. اکسیدهای



شکل ۲. A: نمونه دستی و B: دایک دیابازی درون سنگ‌های گرانیتی هریس

Fig. 2. A: Hand sample, and B: Diabase dyke within Harris granite rocks

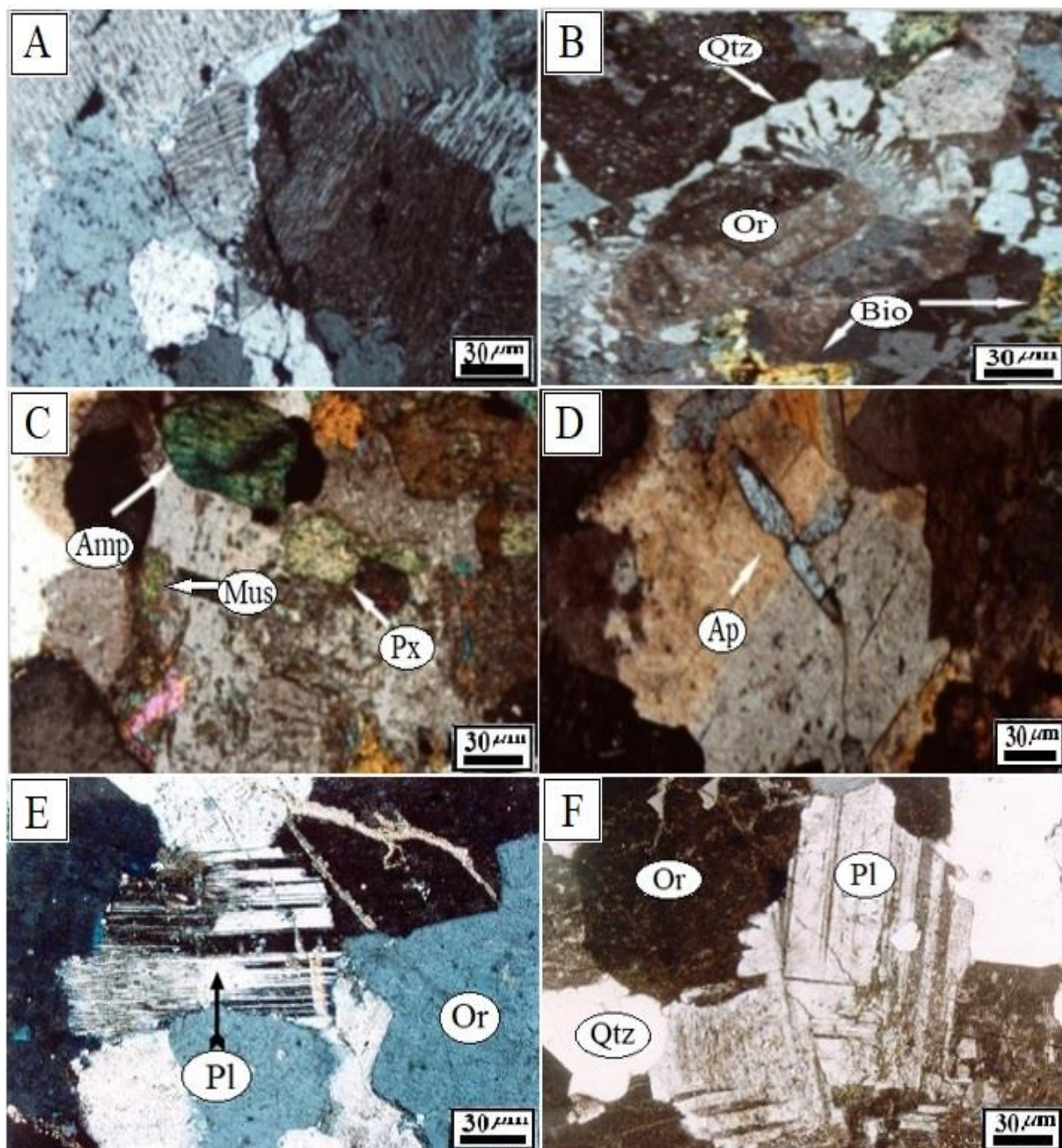
زمین‌شیمیایی گرانیت‌های نوع A را نشان می‌دهند. علاوه بر این، بالا بودن عناصر گروه LREE، HREE و حتی HFSE مانند زیرکونیوم نیز مؤید این ادعاست.

نتایج به دست آمده از تغییرات عناصر قلیایی در مقابل سیلیس (شکل ۴- A) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های قلیایی قرار می‌گیرند. شاخص اشباع آلومینیم توده‌های نفوذی بیانگر نسبت مولکولی Al_2O_3 بر مجموع $CaO+Na_2O+K_2O$ در نمودار A/CNK (Maniar and Piccolli, 1989) است. برای سنگ‌های گرانیتی هریس این شاخص بالاتر از ۱ بوده و باعث قرارگیری آنها در محدوده متاآلومین تا پرآلومین می‌شود (Harker, 1909)، (شکل ۴- B). در واقع این سنگ‌ها گرانیت‌های متاآلومینوس تا پرآلومینوس هستند که مونزو گرانیت‌های فقیر از CaO و غنی از FeO^t نسبت به MgO با نسبت بالای $FeO / (FeO + MgO)$ را در برمی‌گیرند.

بر اساس رده‌بندی مدال اشتریکایزن (Streckeisen, 1974)، این سنگ‌ها از نوع آلکالی فلدسپار گرانیت هستند. بیوتیت‌های قهوه‌ای به صورت پولک‌های بدون شکل در این مقاطع دیده می‌شوند که از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن و فقیر از منیزیم با ترکیب سیدروفیلیت هستند که گاهی با اکسیدها و میکاهای ثانویه با ترکیب حدواسط بین بیوتیت و مسکوویت جایگزین شده‌اند (Ahankoub et al., 2012).

زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی

نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی سنگ‌های گرانیتی هریس (جدول ۱) نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها میزان SiO_2 به‌طور قابل ملاحظه‌ای بالا بوده و مقدار آن از ۷۶ تا ۷۷ درصد در تغییر است. به علاوه، میزان Al_2O_3 آنها نسبتاً پایین بوده (۱۱ تا ۱۲ درصد) و فقیر از CaO و غنی از عناصر قلیایی هستند که ویژگی‌های کلی



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از توده گرانیتی هریس: A: بافت پرتیتی، B: بافت میرمکتیتی، C: آپاتیت، D: بقایای هورنبلند و پیروکسن، E و F: احاطه شدن پلاژیو کلاز توسط اورتو کلاز و کوآرتز، علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Pl: پلاژیو کلاز، Or: اورتو کلاز، Qtz: کوآرتز، Mus: مسکویت، Bio: بیوتیت، Ap: آپاتیت، Amp: آمفیبول، Px: پیروکسن).

Fig. 3. Microscopic images of Harris granitic mass: A: Perthitic texture, B: Myrmekitic texture, C: Apatite D: Remains of pyroxene and amphibole, E and F: Surrounded plg by Or and Qtz, Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Qtz: Quartz, Mus: Muscovite, Bio: Biotite, Ap: Apatite, Amp: Amphibole, Px: Pyroxene).

جدول ۱. داده‌های عنصرهای اصلی (بر پایه wt.%) به روش ICP-ES و عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) به دست آمده از آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتی هریس به روش ICP-MS

Table 1. Data of major elements (based on Wt.%) by ICP-ES method and rare earth and trace elements (based on ppm) obtained from geochemical analysis of Harris granites rocks by ICP-MS method

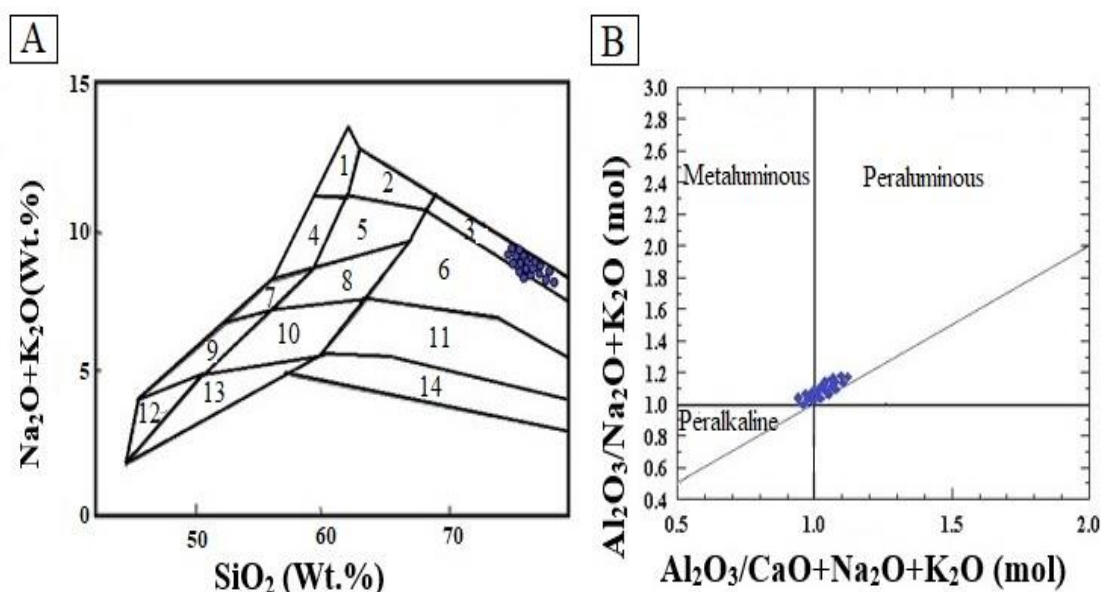
Sample No.	No-G ₁	No-G ₂	No-G ₃	No-G ₄	No-G ₅	No-G ₆	No-G ₇	No-G ₈	No-G ₉	No-G ₁₀
SiO ₂	77.4	77.5	77.2	76.3	75.9	75.6	76.8	76.2	77.3	77.5
TiO ₂	0.05	0.07	0.17	0.15	0.06	0.08	0.12	0.16	0.13	0.11
Al ₂ O ₃	12.1	12.2	11.7	11.9	11.8	12.15	12	12.2	11.5	12.1
Fe ₂ O _{3t}	1.2	1.03	1.41	1.32	1.15	0.98	1.04	1.38	1.35	0.96
MnO	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01
MgO	0.05	0.06	0.04	0.25	0.17	0.04	0.04	0.17	0.12	0.06
CaO	0.45	0.31	0.35	0.7	0.54	0.38	0.32	0.42	0.35	0.38
Na ₂ O	3.6	3.31	3.25	3.65	3.95	3.41	3.62	3.38	3.22	3.38
K ₂ O	4.28	4.71	4.21	4.35	4.52	5.44	5.12	5.15	5.16	4.87
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
L.O.I	0.78	0.67	1.1	1.17	1.2	0.98	0.62	0.5	0.8	0.5
Total	99.94	99.9	99.48	99.83	99.33	99.45	99.73	99.6	99.97	99.91
Ba	22.5	27.4	140.5	45.2	35.6	26.6	24.3	85.5	76.3	35.6
Ga	24.7	22.3	21.5	25	26.2	24.5	22.3	22.7	21.1	21.2
Hf	14	16	17	16	15	18	16	19	18	16
Nb	44.8	26.2	34.3	43.1	45.2	32.1	18.1	29.1	32.1	24.2
Pb	25	12	15	14	13	15	16	20	9	17
Rb	292	205	233	268	256	231	210	229	231	212
Sn	11	7	10	12	9	7	6	7	6	6
Sr	10	13	24.5	19.1	12.2	10.2	10.8	18	14.2	16.2
Ta	4.8	3.5	2.8	4.5	5.3	5.4	2.2	2.7	2.8	3.2
Th	42.3	35.2	32.1	45	13.1	45.1	32.3	31.1	33.2	28.1
Y	62.1	44.2	50.1	62.2	67.2	52	40.2	52.1	47.8	33.1
Zr	256	223	201	236	265	290	263	293	235	220
La	41.5	45.8	82.1	62.4	54.9	61.2	76.7	53.1	54	42
Ce	83	89	154	120	109	107	136	109	107	70
Pr	9.67	10.8	18.25	13.26	12.23	13.75	16.04	12.25	12	9.1
Nd	32.5	37.1	60.1	43.2	38.5	47	52.1	43.1	41.1	30.2
Sm	8.02	7.74	10.5	9.21	9.07	10.2	9.42	9.12	8.85	7.09
Eu	0.17	0.18	0.6	0.23	0.19	0.20	0.22	0.3	0.24	0.19
Gd	9.5	9.4	11.01	9.58	9.75	9.55	9.32	9.57	8.42	6.36
Tb	1.74	1.32	1.62	1.72	1.85	1.62	1.32	1.65	1.42	1.06
Dy	11.5	7.45	8.62	10.55	12	8.55	7.35	9.85	8.56	6.21
Ho	2.2	1.59	1.84	2.22	2.52	1.58	1.35	2.12	1.71	1.21
Er	7.11	4.36	5.4	7.2	7.85	4.23	3.55	5.84	5.12	3.21
Tm	1.12	0.65	0.78	0.95	1.23	0.74	0.52	0.85	0.79	0.51
Yb	7.69	4.26	5.12	6.59	7.85	5.27	4.1	5.74	5.21	4.23
Lu	1.1	0.52	0.74	0.95	1.21	0.75	0.6	0.75	0.72	0.55

ادامه جدول ۱. داده‌های عنصرهای اصلی (بر پایه wt.%) به روش ICP-ES و عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) به دست آمده از

آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتی هریس به روش ICP-MS

Table 1 (Continued). Data of major elements (based on Wt.%) by ICP-ES method and rare earth and trace elements (based on ppm) obtained from geochemical analysis of Harris granites rocks by ICP-MS method

Sample No.	No-G ₁₁	No-G ₁₂	No-G ₁₃	No-G ₁₄	No-G ₁₅	No-G ₁₆	No-G ₁₇	No-G ₁₈	No-G ₁₉	No-G ₂₀
SiO ₂	77.19	77.6	76.22	77.44	76.37	77.84	77.86	77.04	76.16	76.84
TiO ₂	0.17	0.14	0.25	0.19	0.25	0.07	0.1	0.13	0.18	0.10
Al ₂ O ₃	12.1	12.3	12.25	11.98	12.05	11.89	11.78	12.1	12.4	11.84
Fe ₂ O _{3t}	1.35	0.95	1.69	1.47	2.13	1.05	0.98	1.32	1.5	1.22
MnO	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.01	0.01	0.12	0.02	0.69	0.01	0.27	0.09	0.16	0.05
CaO	0.35	0.08	0.83	0.39	0.14	0.34	0.41	0.46	0.33	0.32
Na ₂ O	2.68	3.04	2.65	2.68	2.98	3.01	2.43	2.45	2.69	2.79
K ₂ O	5.66	5.31	5.27	5.13	4.88	5.19	5.82	5.53	5.92	5.06
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01
L.O.I	0.63	0.60	1.15	1.01	0.74	0.68	0.74	0.81	0.54	1.22
Total	99.68	99.64	99.68	99.72	99.64	99.74	99.43	99.49	99.51	98.84
Ba	22.5	27.4	140.5	45.2	35.6	26.6	24.3	85.5	76.3	35.6
Ga	24.7	22.3	21.5	25	26.2	24.5	22.3	22.7	21.1	21.2
Hf	14	16	17	16	15	18	16	19	18	16
Nb	44.8	26.2	34.3	43.1	45.2	32.1	18.1	29.1	32.1	24.2
Pb	25	12	15	14	13	15	16	20	9	17
Rb	292	205	233	268	256	231	210	229	231	212
Sn	11	7	10	12	9	7	6	7	6	6
Sr	10	13	24.5	19.1	12.2	10.2	10.8	18	14.2	16.2
Ta	4.8	3.5	2.8	4.5	5.3	5.4	2.2	2.7	2.8	3.2
Th	42.3	35.2	32.1	45	13.1	45.1	32.3	31.1	33.2	28.1
Y	62.1	44.2	50.1	62.2	67.2	52	40.2	52.1	47.8	33.1
Zr	256	223	201	236	265	290	263	293	235	220
La	41.5	45.8	82.1	62.4	54.9	61.2	76.7	53.1	54	42
Ce	83	89	154	120	109	107	136	109	107	70
Pr	9.67	10.8	18.25	13.26	12.23	13.75	16.04	12.25	12	9.1
Nd	32.5	37.1	60.1	43.2	38.5	47	52.1	43.1	41.1	30.2
Sm	8.02	7.74	10.5	9.21	9.07	10.2	9.42	9.12	8.85	7.09
Eu	0.17	0.18	0.6	0.23	0.19	0.20	0.22	0.3	0.24	0.19
Gd	9.5	9.4	11.01	9.58	9.75	9.55	9.32	9.57	8.42	6.36
Tb	1.74	1.32	1.62	1.72	1.85	1.62	1.32	1.65	1.42	1.06
Dy	11.5	7.45	8.62	10.55	12	8.55	7.35	9.85	8.56	6.21
Ho	2.2	1.59	1.84	2.22	2.52	1.58	1.35	2.12	1.71	1.21
Er	7.11	4.36	5.4	7.2	7.85	4.23	3.55	5.84	5.12	3.21
Tm	1.12	0.65	0.78	0.95	1.23	0.74	0.52	0.85	0.79	0.51
Yb	7.69	4.26	5.12	6.59	7.85	5.27	4.1	5.74	5.21	4.23
Lu	1.1	0.52	0.74	0.95	1.21	0.75	0.6	0.75	0.72	0.55



شکل ۴. رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های گرانیتی هریس بر اساس: A: میدل‌موست (Middlemost, 1994) و B: مانیر و پیکولی (Maniar and Piccolli, 1989)

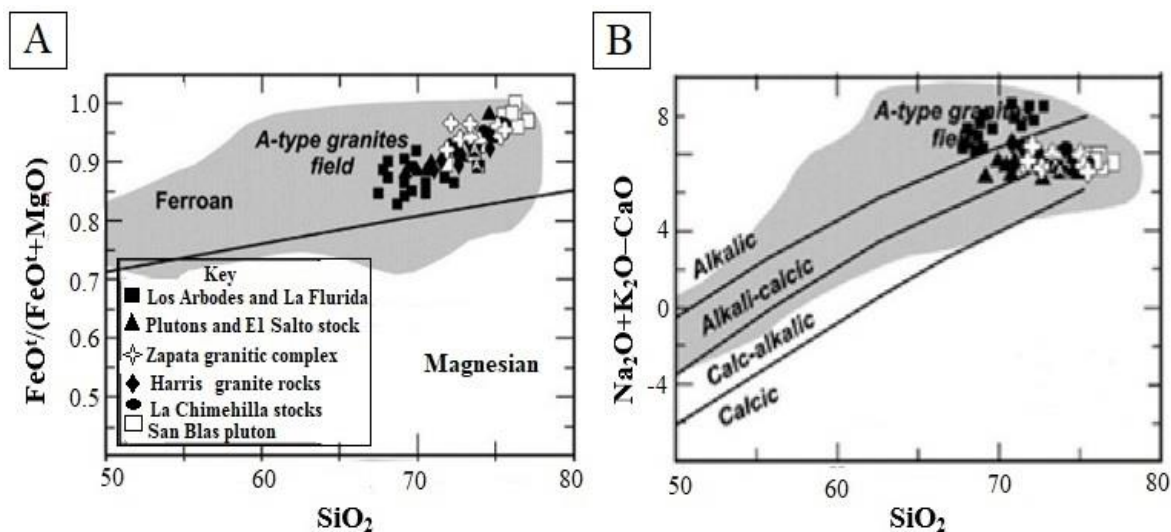
Fig. 4. Chemical classification of Harris granite rocks based on: A: (Middlemost, 1994) and B: (Maniar and Piccolli, 1989).

پلاژیوکلاز در طول تبلور ماگمای تشکیل‌دهنده است (Dahlquist et al., 2010; Torkian and Niknazar, 2022). همچنین محتوای REEs نمونه‌ها در نمودار بهنجار شده نسبت به کاندیت، بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد (شکل A-۷). همچنین در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، گرانیت‌های مورد بررسی دارای تهی‌شدگی از Sr, Ba, Ti, Nb غنی‌شدگی از Rb و Th هستند (شکل B-۷) (Sun and McDonough., 1989; Patino Douce, 1998).

بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی، گرانیت‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های A هستند. این گرانیت‌ها برخلاف انواع دیگر گرانیتوئیدها (I و S)، در محیط‌های کششی ظاهر می‌شوند. در این محیط‌های کششی می‌توان به دو محیط کششی پس از برخورد و کشش‌های درون صفحه‌ای وابسته به تشکیل ریف‌ت اشاره کرد (Ahankoub, 2011).

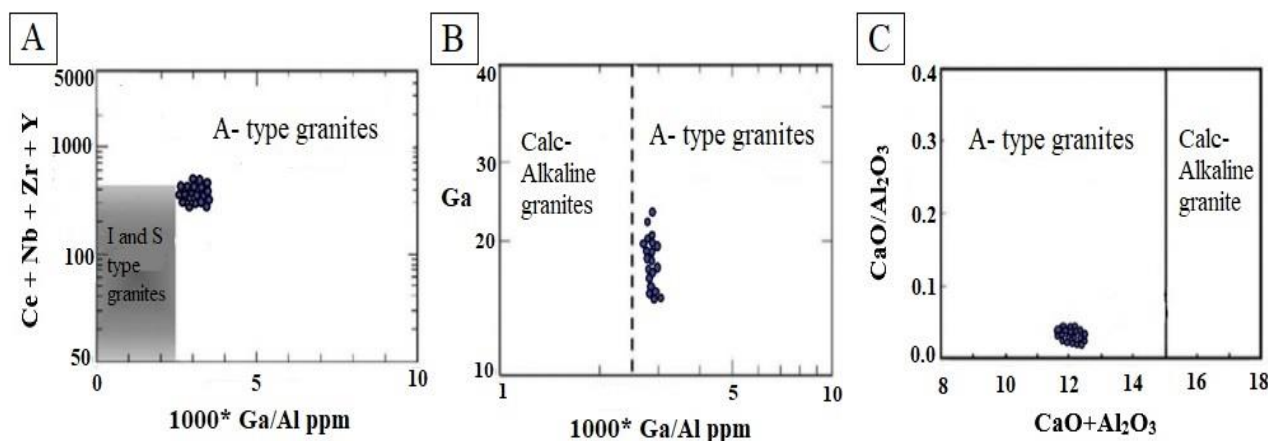
این سنگ‌ها در نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (شکل A-۵) و $\text{FeO}^+ / (\text{FeO}^+ + \text{MgO})$ (شکل B-۵) نسبت به SiO_2 ، دارای روند قلبیایی - کلسیک و آهن‌دار، مشابه گرانیت‌های نوع A بررسی شده در زاپاتا، هم سن بلاس و اوس اربولوس در آرژانتین، هستند (King et al., 2001; Frost et al., 2002). در نمودار تفکیک گرانیت‌ها بر اساس $\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}$ نسبت به $10,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، نمونه‌های بررسی شده در محدوده نوع A قرار می‌گیرند (شکل A-۶) (Frost et al., 2001). همچنین در نمودار Ga/Al نسبت به $10,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، سنگ‌های بررسی شده در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار دارند (شکل B-۶) (Whalen et al., 1987; King et al., 2001) که نمودار نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ ماهیت یاد شده را تأیید می‌کند (شکل C-۶).

بی‌هنجاری منفی Eu و نسبت بالای Ga/Al در نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه و یا جدایش



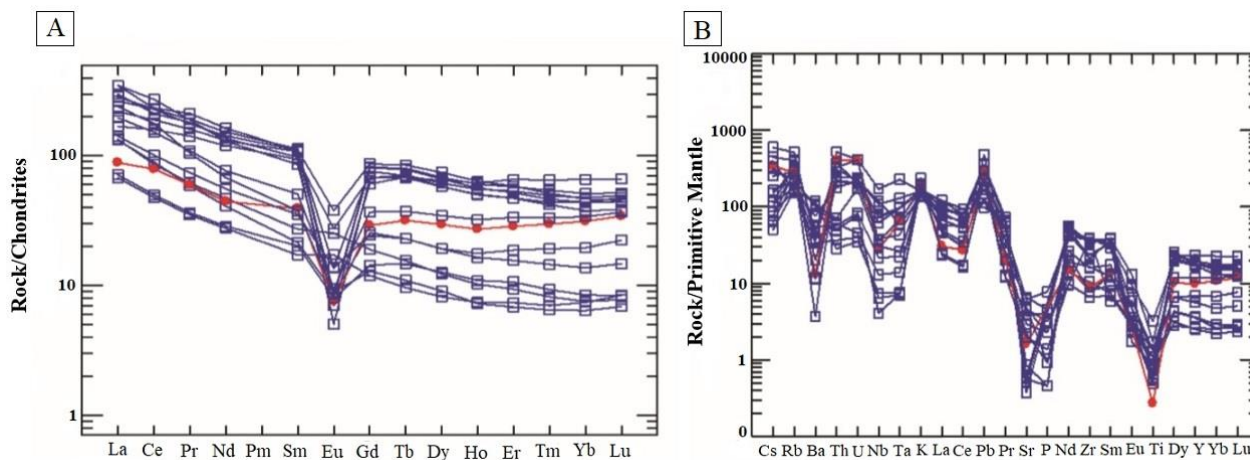
شکل ۵. نمودار دوتایی A: SiO_2 در مقابل $FeO/(FeO + MgO)$ و B: SiO_2 در مقابل $Na_2O + K_2O - CaO$ ، (Frost et al., 2001) برای نمونه‌های گرانیتی هریس، داده‌های شاهد اقتباس از لندن‌برگر و کالینز (Landenberger and Collins., 1996)

Fig. 5. Binary plot A: SiO_2 vs. $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$, and B: SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O - CaO$, (A, B after Frost et al., 2001), of the Harris granite samples, Witness data adapted from (Landenberger and Collins., 1996)



شکل ۶. A: در نمودار جدایشی $Ce + Nb + Zr + Y$ نسبت به $10,000 \times Ga/Al$ ، نمونه‌های گرانیت هریس در قلمرو نوع A قرار می‌گیرند (Frost et al., 2001)، B: نمودار Ga نسبت به $10,000 \times Ga/Al$ نشان می‌دهد که ترکیب نمونه‌های گرانیت هریس در قلمرو گرانیت‌های نوع A است (King et al., 2001) و C: در نمودار CaO/Al_2O_3 نسبت به $CaO + Al_2O_3$ نمونه‌های گرانیت هریس در قلمرو نوع A قرار می‌گیرند (Shand, 1943; Konopelko et al., 2007).

Fig. 6. A: In the discrimination diagram of $Ce + Nb + Zr + Y$ vs. $10,000 \times Ga / Al$, the Harris granite samples are in the A-type domain (Frost et al., 2001), B: Ga vs. $10,000 \times Ga / Al$ diagram, indicates the composition of the Harris granite samples in the domain of A-type granites (King et al., 2001), and C: In the CaO / Al_2O_3 vs. $CaO + Al_2O_3$ diagram, the Harris granite samples are in the A-type domain (Konopelko et al., 2007; Shand, 1943).



شکل ۷. A: نمودار تغییرات فراوانی (عنکبوتی) REE بهنجارشده نسبت به کندریت برای گرانیت هریس (Sun and McDonough., 1989) و B:

نمودار تغییرات فراوانی (عنکبوتی) چند عنصری بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه برای گرانیت هریس (Sun and McDonough., 1989)

Fig. 7. A: Chondrite-normalized REE patterns for Harris granite. Normalization values are from (Sun and McDonough., 1989), and B: Primitive mantle-normalized multielement patterns for Harris granite. Normalization values are from (Sun and McDonough., 1989)

زمان 306 ± 34 میلیون سال معادل کربونفر پایانی را برای تبلور زیرکن و به پیروی از آن برای سرد شدن توده گرانیتی نشان می‌دهد. این سن با کَشش‌های آغازین کافت‌زایی روی تختگاه پوسته قاره‌ای عربی-ایران سازگار است (Advay and Qalamqash, 2011; Delavari et al., 2019).

بحث و بررسی

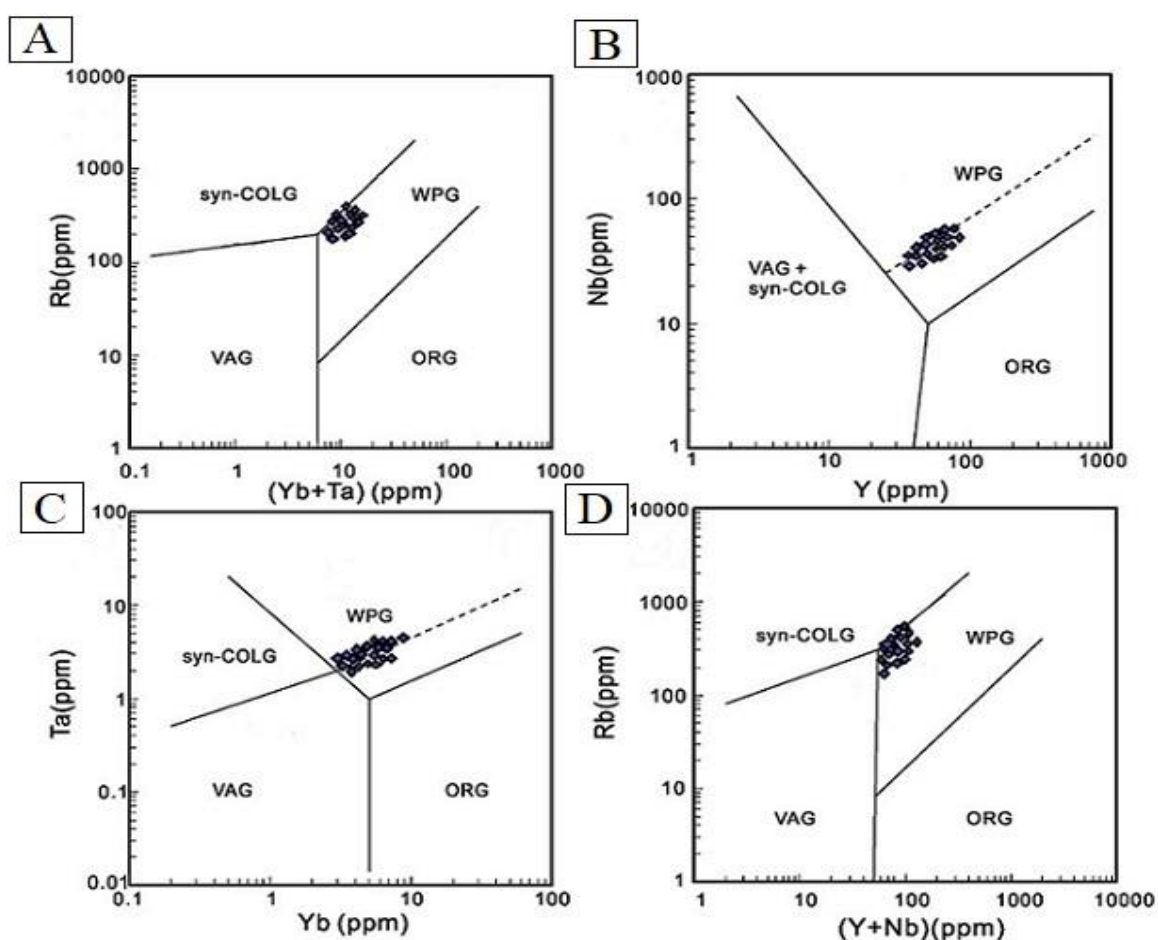
در گرانیت‌های مورد بررسی کانی‌های مافیگک قلیایی از قبیل اژیرین-اوزیت و ریکیت-آرفودسونیت دیده نمی‌شود؛ ولی کلیه داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیتی هریس دارای ماهیت A-type هستند. بی‌هنجاری منفی Ba، Nb، Ti، Sr و Eu و غنی‌شدگی در LILEs به ویژه Rb و Th نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌هاست. افزون بر این، مقادیر بالای HFSEs، خشک‌بودن خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده را تأیید می‌کند (Whalen et al., 1987; Bonin, 2007; Zhao and Zhou., 2007). بی‌هنجاری منفی Eu در الگوی عناصر کمیاب را می‌توان به

گرانیت‌های تشکیل‌شده در این دو محیط رفتار زمین‌شیمیایی متفاوتی دارند؛ به طوری که در نمودارهای چند عنصری بهنجارشده نسبت به ORG (Pearce et al., 1984)، نسبت به هم تشخیص داده می‌شوند. در گرانیت‌های درون صفحه‌ای Ba بی‌هنجاری منفی بیشتری را نسبت به گرانیت‌های پس از برخورد نشان می‌دهد و مقادیر Zr، Nb، Ta، Yb در گرانیت‌های درون صفحه‌ای بیشتر از گرانیت‌های پس از برخورد است (Mahamed et al, 2020). بر این اساس گرانیت‌های مورد بررسی بیشتر از نوع گرانیت‌های درون صفحه‌ای هستند. همچنین استفاده از نمودارهای تمایز زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) نیز همین نتیجه را به دست داده است؛ به طوری که گرانیت‌های هریس اغلب در محدوده نزدیک به محل تلاقی سه محدوده (پس از کوه‌زایی) و درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل A-C، B، D).

سال‌سنجی رادیومتری به روش U/Pb (Advay and Qalamqash, 2011)، روی کانی‌های زیرکن توده هریس،

عناصر LILE و HFSE غنی شده‌اند (Pearce et al., 1984) و یا می‌تواند سرشت ماگماهای ریشه گرفته از یک گوشته سنگ کره‌ای زیر قاره‌ای باشند که طی فرورانش اولیه ایجاد شده‌اند. علاوه بر این، غنی‌شدگی در Rb، Th و تهی‌شدگی در Sr، Ba، Nb و Ti، نشانه ریشه گرفتن گرانیت‌ها از گدازه‌های پوسته‌ای است (Zhao and Zhou., 2007).

جدایش فلدسپار طی تبلور و یا حضور فلدسپار به عنوان فاز باقی‌مانده در خاستگاه و بی‌هنجاری P و Ti را به اکسیدهای آهن-تیتان و آپاتیت وابسته دانست (Fazlnia, 2017). غنی‌شدگی در عناصر LILE و HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Nb و Ti از ویژگی‌های گرانیت‌های وابسته به فرورانش است که معمولاً به خاستگاه گوشته‌ای نسبت داده می‌شود که قبلاً با فعالیت دگرنهادی شاره‌های به دست آمده از رسوب‌های ورقه فرورانده شده از



شکل ۸. نمودارهای تمایز زمین‌ساختی گرانیت هریس A: Y + Nb در مقابل Rb، B: Y در مقابل Nb، C: Yb در مقابل Ta و D: Y+Nb در مقابل Rb. (Pearce et al., 1984). اختصارات فیلدها: VAG: گرانیت کمان آتشفشان، WPG: گرانیت‌های درون صفحه‌ای، Syn-COLG: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد. ORG: گرانیت‌های پشته‌های اقیانوس، Post-COLG: گرانیت‌های پس از برخورد

Fig. 8. Tectonic discrimination diagrams for Harris granite. A: Y + Nb vs. Rb, B: Y vs. Nb, C: Yb vs. Ta, and D: Y+Nb vs. Rb, (Pearce et al., 1984). Abbreviations of fields: VAG: volcanic arc granites; WPG: within plate granites; Syn-COLG: Syn-collisional granites; ORG: ocean ridge granites; Post-COLG: post-collision granites

دسته از گرانیتوئیدهای نوع A که در نمودارهای طبقه‌بندی محیط زمین‌ساختی پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) در محدوده VAG و در نزدیکی مرز WPG قرار می‌گیرند، غنی از REE، Th، Y، Rb و ساب‌سالووس هستند و باید آنها را جزو گرانیتوئیدهای A₂ دسته‌بندی کرد. این نوع از گرانیت‌ها دارای ترکیبی از آثار زمین‌شیمیایی پوسته قاره‌ای و جزایر اقیانوسی هستند و تشکیل آنها را در رژیم زمین‌ساختی پس از کوه‌زایی^۳ در نظر می‌گیرند (Bonin, 2007). شواهد ذکرشده در مورد ویژگی‌های گرانیتوئیدهای A₂ به‌خوبی در نمونه‌های گرانیت مورد بررسی در این پژوهش قابل مشاهده هستند.

در جدول ۲ برخی از مقادیر میانگین عنصری و نسبت‌های بین عنصری گرانیت‌های نوع A و I (Whalen et al., 1987) با میانگین نمونه‌های گرانیت مورد بررسی مقایسه شده است. چنان‌که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، با اینکه مقداری هم‌پوشانی بین مقادیر گرانیت‌های A و I وجود دارد؛ اما مقادیر نمونه‌های مورد بررسی شباهت زیادی به نوع A دارند، به‌ویژه در مقادیر HFSE که تحت تأثیر دگرسانی کمتری قرار می‌گیرند (Aliani et al., 2012). ابی (Eby, 1992)، گرانیت‌های نوع A را به دو نوع A₁ (در ارتباط با ریفت) و A₂ (در ارتباط با فرورانش) تقسیم کرده است. همچنین بونین (Bonin, 2007) عقیده دارد آن

جدول ۲. مقایسه نمونه‌های گرانیت هریس با برخی از مهم‌ترین مقادیر میانگین گرانیت‌های نوع I و A (Whalen et al., 1987)، میانگین پوسته از ودپول (Wedepohle, 1995) و گوشته اولیه از مک‌دونوگ و سان (McDonough and Sun, 1995)

Table 2. Comparison of Harris granite samples with some of the most important mean values of I-type and A-type granites (Whalen et al., 1987), average crust from Wedepohle (1995) and primitive mantle from (McDonough and Sun, 1995)

	A-type	I-type	Average of continental crust	Average granite in the study area	Primitive Mantle
Na ₂ O+K ₂ O (wt.%)	7-11	5-8	5.6	8.2	0.4
FeO _t	>2	<3	6.28	1.3	8.0
MgO	<0.5	>0.5	3.7	0.3	37.8
FeO _t /MgO	>>4	>4	1.7	4.3	0.2
Zr (ppm)	>400	<250	203	245	10.5
Y	>>25	<40	24	47	4.3
Zr/Y	>7	<4	8.4	5.2	2.4
Nb (ppm)	>>10	<<30	19	27.5	0.6
Nb/Y	>0.7	<<0.7	0.7	0.6	0.1
La (ppm)	>>30	10-30	30	57	0.7
Yb	>>2	<<3	2	5.5	0.4
Th (ppm)	>10	>4	8.5	31	0.07
Th/Yb	1-15	>0.3	4.2	5.6	0.2
Th/Y	0.2-1.2	>0.1	0.35	0.7	0.01
Ga (ppm)	>18	<18	15	20	0.4

پوسته زیرراندانه شده‌ای که از طریق یک چرخه برخورد قاره-قاره یا ماگماتیسیم جزایر کمانی جای‌گیری شده‌اند، حاصل می‌شوند (Clemens et al., 1986; Abdel Rahman, 2006).

از طرف دیگر گرانیت‌های نوع A₂ دارای نسبت‌های عنصری متغیری از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های کمان جزایری هستند. در این گروه، ماگما از پوسته قاره‌ای یا

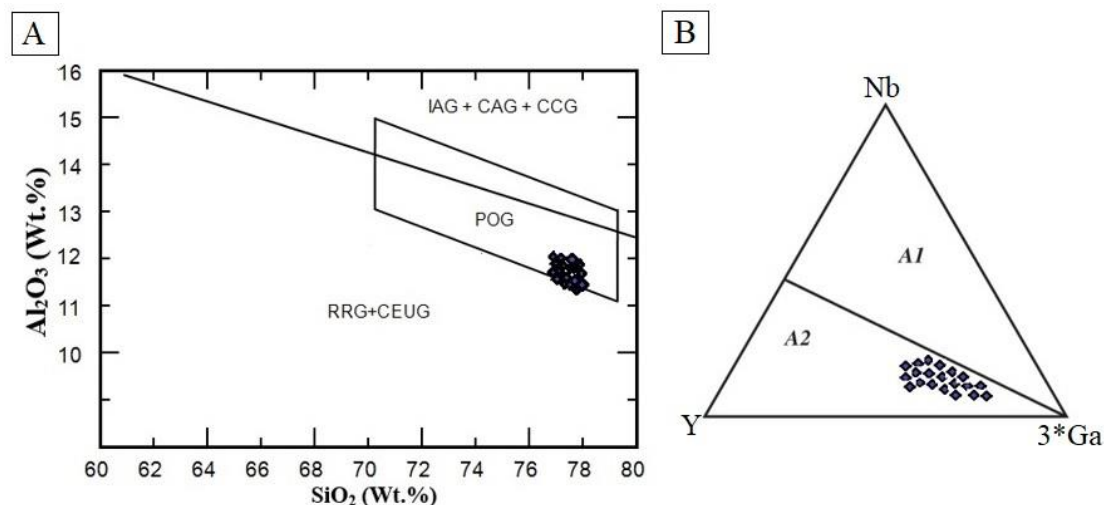
موقعیت ژئودینامیکی ایران در گذشته، فرضیه ارائه شده را تأیید می‌کند؛ به ویژه اینکه داده‌های ایزوتوپی و تعیین سن نیز (Ahankoub et al., 2012) با داده‌های به دست آمده در این کار پژوهشی همخوانی زیادی دارد.

از طرف دیگر، بررسی‌های آزمایشگاهی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که گرانیت‌های نوع A در دمایی بیش از همانند‌های آهکی-قلیایی تشکیل می‌شوند (King et al., 1997; King et al., 2001) و نشان می‌دهد تبلور جدایشی شدید از یک خاستگاه ماگمایی مافییک نمی‌تواند خاستگاه محتمل برای منشأ گرانیت‌های نوع A باشد. این گرانیت‌ها در اصل به شدت تحول یافته هستند (دارای SiO_2 بالا و ترکیب‌های تفریق یافته هستند)، غنی از آلکالی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) هستند و غنی‌شدگی در عناصر HFSE و هالوژن‌ها نشان می‌دهند (Petro et al., 1979; Schandl and Groton, 2002). به اعتقاد ابی (Eby, 1992) ساز و کارهای متفاوتی می‌تواند در تشکیل گرانیت‌های A_2 دخالت داشته باشد. این گرانیت‌ها می‌توانند توسط سه سازوکار اصلی در مناطق کششی پس از کوه‌زایی تشکیل شوند. الف) دلامینیشن لیتوسفری (Mufti., 2001)، ب) انتقال همرفتی لیتوسفری (Black and Liegeois, 1993) و ج) زیرراندگی صفحه‌ای ماگمای گوشته‌ای که به ذوب پوسته زیرین منجر می‌شود (Davies and Von Blankenburg, 1995). این فرایندها سبب بالاآمدگی و تورم آستنسفری شده که می‌تواند ذوب شود و به ذوب‌شدگی لیتوسفری گوشته‌ای زیرقاره‌ای^۴ موسوم است.

بر اساس نمودارهای ارائه شده در شکل ۹، در نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌ها در در محدوده پساکوه‌زایی واقع شده‌اند (شکل ۹-A). همچنین با استفاده از عناصر $Y-Nb-3*Ga$ ، برای جدایش گرانیت‌های نوع A و تشخیص خاستگاه این نوع گرانیت‌ها، نمونه‌های مورد بررسی در گستره A_2 قرار می‌گیرند (شکل ۹-B) (Eby, 1992; Eby, 1990).

ویژگی‌های مهم گرانیت‌های نوع A، شکل‌گیری آنها در محیط‌های کششی است. این نوع محیط‌های کششی یا به فعالیت‌های آغازین کافت‌زایی و یا به کشش‌های پس از برخورد وابستگی دارند (Nabavi, 1979; Mahood and Hildreth, 1983). هر دو محیط، به طور گسترده‌ای با رژیم‌های انبساطی (Chappell and White, 1992) و یا محیط‌هایی که رژیم ترافشاری به تراکششی تغییر می‌کند، مشخص می‌شوند (Sylvester, 1989). گرانیت‌های نوع A پس از برخورد در منطقه‌های گسترده‌ای همراه با کشش و گسل‌خوردگی دیده می‌شوند (Sylvester, 1989). از ویژگی‌های گرانیت‌های پس از برخورد، بالا بودن نسبت Rb/Hf و Rb/Ta است (Taylor et al., 1981) که در نمونه‌های مورد بررسی، بالا بودن این نسبت‌ها به خوبی مشاهده می‌شود. با توجه به بالا بودن Rb باید پذیرفت که پوسته قاره‌ای در ایجاد ماگمای مولد گرانیت هریس نقش به سزایی داشته است. به عبارتی گرانیت‌های قلیایی نوع A پس از برخورد، به دنبال رویدادهای برخوردی ایجاد می‌شوند و طی جای‌گیری آنها، زمین‌ساخت کششی غالب است. این سنگ‌ها در مقایسه با گرانیت‌های قلیایی غیرکوه‌زایی دارای سهم بیشتری از سازنده‌های پوسته‌ای در خاستگاه خود هستند (Zhao and Zhou., 2007). با توجه به شواهد صحرایی و حضور مجموعه‌های مافییک و اولترامافییک (Asadpour et al., 2013) در جوار ناحیه مورد بررسی، می‌توان این گرانیت‌ها را به کشش‌های پس از برخورد قاره‌ای هم نسبت داد.

علاوه بر این، ترکیب کانی‌شناسی، داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی (Ahankoub et al., 2012) نشان می‌دهند که پوسته در خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی تأثیر به سزایی داشته است. همچنین حضور حجم گسترده از رسوب‌های پرموتریاس در جلفا، میشو، مورو و قره‌گوز (Asadian et al., 1994; Amini et al., 2007; Mehri et al., 2008; Advay et al., 2010; Advay and Qalamqash, 2011) نشان‌دهنده تأثیر فازهای کششی در این زمان است. بنابراین شواهد زمین‌شیمی موجود با در نظر گرفتن



شکل ۹. A: در نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 همه نمونه‌های گرانیت هریس در محدوده پس از کوه‌زایی قرار می‌گیرند (Maniar and Piccolli, 1989) و B: در نمودار سه‌تایی Y-Nb-3*Ga، نمونه‌های گرانیت هریس در محدوده A2 قرار می‌گیرند (Eby, 1992; Eby, 1990).

Fig. 9. A: In the Al_2O_3 vs. SiO_2 diagram, All samples of Harris granite are plotted in the post-orogenic range (Maniar and Piccolli, 1989), and B: In the Y-Nb-3*Ga Triangular diagram, All samples of Harris granite are plotted in the A₂ range (Eby, 1992; Eby, 1990).

نتیجه‌گیری

همچنین محتوای REEs نمونه‌ها در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد. به عبارتی، به احتمال زیاد گرانیت‌های قلیایی نوع A پس از برخورد، در این منطقه به دنبال رویدادهای برخوردی ایجاد شده‌اند و طی جای‌گیری آنها زمین‌ساخت کششی غالب است. نمودارهای چند عنصری بهنجار شده و همچنین بالا بودن Rb نشان می‌دهد، پوسته قاره‌ای در ایجاد ماگمای مولد گرانیت هریس نقش به‌سزایی داشته است؛ به طوری که احتمالاً در اثر ذوب‌بخشی پوسته زیریم با ترکیب توانالیتی - گرانودیوریتی ایجاد شده‌اند.

توده گرانیتی هریس در شمال غرب ایران و در حدود ۲۰ کیلومتری غرب شهرستان شبستر واقع شده است. این توده از آلکالی فلدسپار گرانیت تشکیل شده است. فراوان‌ترین بافت دیده شده در این سنگ‌ها، میکروپریتی و میرمکیتی است و بر اساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی متعلق به گرانیت‌های نوع A₂ هستند. نمونه‌های مورد بررسی بر اساس شاخص اشباع از آلومین، ویژگی متاآلومینوس تا پرآلومینوس دارند. به طور کلی گرانیت‌های مورد بررسی مقادیر بالاتری از $Na_2O + K_2O$ ، Fe/Mg ، Ga/Al ، HFSEs و مقادیر پایین‌تری از Sr، CaO، Eu و دارا هستند.

1. Lithium Borate Fusion
2. ICP-ES
3. Post- Orogenic
4. Lithosphere Subcontinental Mantle

References

- Abdel Rahman, A.M., 2006. Petrogenesis of anorogenic peralkaline granitic complexes from eastern Egypt. *Mineralogical Magazine*, 70(1): 27–50.
<https://doi.org/10.1180/0026461067010311>
- Advay, M., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Ghalamghash, J., 2010. Petrology and Geochemistry of Shah Ashan Dagh Mafic Rocks and A-type Granite in NE of Khoy, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 20(77): 83–90. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2010.55342>
- Advay, A. and Qalamqash, J., 2011. Petrogenesis and zircon U-Pb radiometric dating in Herreris granite (NW Shabestar) East Azarbaijan Province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(4): 633–646. (in Persian with English Abstract) Retrieved January 2, 2022 from <http://ijcm.ir/article-1-494-fa.html>
- Aghanabati, A., 2004. *The Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Ahankoub, M., 2011. Petrogenesis and geochemistry of granitoids east of Mishov Mountains, northwest of Iran. Ph.D. Thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran, 120 pp. (in Persian)
- Ahankoub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M., 2012. Study of the effect of tetrad on the pattern of rare earth elements in the A-Type Mishu granitoid assemblage in northwestern Iran. *Iranian Journal of Petrology*, 3(10): 65–78. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16099.html
- Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M., 2012. Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A₂-type granitoids. *Iranian Journal of Petrology*, 3(9): 1–16. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16091.html
- Amini, S., Ravankhah, A. and Moayed, M., 2007. Petrology and lithogenesis of igneous masses of Divan Daghi - Qara Goz, North Marand (East Azerbaijan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 16(2): 249–264. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from <https://ijcm.ir/article-1-637-en.html>
- Asadian, O., Mirzaee, A.R., Mohajjel, M. and Hadjialilu, B., 1994. Geological map of Marand. scale 1:100000 Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Asadpour, M., Pourmoafi, S. M. and Heuss, S. 2013. Geochemistry, petrology and U-Pb geochronology of Ghazan mafic-ultramafic intrusion, NW Iran. *Iranian Journal of Petrology*, 4(14): 1–16. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16134.html?lang=en
- Bailey, D.K., 1974. Continental rifting and alkaline magmatism in the alkaline rocks. John Wiley and Sons, New York, 148 pp.
- Black, R. and Liegeois, J.P., 1993. Cratons, Mobile belts, Alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society*, 150(8): 89–98. Retrieved January 2, 2022 from <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Black1993.pdf>
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97(1-2): 1–29.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>
- Chappell, B.W. and White A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. and White, A.R., 1986. Origin of A-type granites: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71: 317–324. Retrieved January 2, 2022 from http://www.minsocam.org/ammin/AM71/AM71_317.pdf
- Creaser, R.A., Price, R.C. and Wormold R.J., 1991. A-type granite revised: assessment of residual source model. *Geology*, 19(2):163–166.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0163:ATGRAO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0163:ATGRAO>2.3.CO;2)
- Dahlquist, J., Pablo, H., Alasino, M., Eby, G.N., Galindo, C. and Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina), Geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos*, 115(1–4): 65–81.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.006>
- Davies, H.J. and Von Blanckenburg, F., 1995. Slab break off: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of

- collisional orogenes. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1–4): 85–102.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S)
- Delavari, M., Arab Asadi, F. and Mohammadi, A., 2019. Paleozoic magmatism in the southwest of Julfa (northwestern Iran): geochemical characteristics, U-Pb dating and tectonic setting. *Iranian Journal of Petrology*, 10(2): 99–120. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_24169.html
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1–2): 115–134.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641–644.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Eftekharnjad, J., Ghorashi, M., Mehr Parto, M., Arshadi, S., Zohreh Bakhsh, A., Bloorchi, M.H. and Saeedi, A., 1991. Geological map of Tabriz-Poldasht. scale 1: 250,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. (in Persian)
- Fazlnia, A., 2017. Tectonomagmatic setting of the Siahbaz A-type granitoids and mafic intrusions (Northwest of Khoy). *Iranian Journal of Petrology*, 8(30): 31–54. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_21948.html
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, C.D., Frost, B.R., Bell, J.M. and Chamberlain, K.R., 2002. The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA. *Precambrian Research*, 119(1–4): 45–71.
[https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00117-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00117-1)
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. Macmillan, New York, 384 pp.
- Harris, N.B.W., Marzouki, F.M.H. and Ali, S., 1986. The Jabel Sayid Complex Arabian Shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites. *Journal of the Geological Society*. 143(2): 287–295.
<http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0287>
- Henderson, P., 1982. *Inorganic Geochemistry*. Pergamon. Oxford, 312 pp.
- King, P.L., Chappell, B.W., Allen, C.M. and White, A.J.R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 501–514.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x>
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W. and Allen, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granite from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia. *Journal of petrology* 38(3): 371–391.
<https://doi.org/10.1093/etroj/38.3.371>
- Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R. and Eklund, O., 2007. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Lithos*, 97(1–2): 140–160.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.005>
- Landenberger, B. and Collins, W.J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust. *Journal of Petrology*, 37(1): 145–170.
<https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.145>
- Mahamed, A., Moayyed, M. and Modjjarad, M., 2020. Garmichay S-type granites (northwestern Iran): Whole rock geochemistry, tectonic setting and generation mechanism. *Iranian Journal of Petrology*, 11(1): 53–72. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22108/ijp.2019.118558.1146>
- Mahood, G. and Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(1): 11–30.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90087-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90087-X)
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 233–253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mehri, M., Moayed, M. and Sefidgar, A., 2008. Report of magmatic epidote in Mishu granitoid

- massif (northwestern Iran) Data analysis and results. 16th Conference of Iranian Crystallographic and Mineralogical Association, University of Rasht, Rasht, Iran. (in Persian)
- Middlemost, E.A.K., 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)
- Moayyed, M. and Hosseinzadeh, Q., 2011. Petrography and petrology of A-type granitoids of Eastern Mishu mountains with emphasis on their geodynamic importance. *Journal of Mineralogy and Crystallography*, 19(3): 529–544. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
<http://ijcm.ir/article-1-439-en.html>
- Moayyed, M. and Moazzen, M., 2002. A New Perspective on the Location of the Paleotethys Seam Line in Iran. TS in Iran Proceedings of the Sixth Meeting of the Geological Society of Iran, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran. (in Persian)
- Moayyed, M., Moazzen, M., Klagari, A.A. and Hosseinzadeh, Q., 2005. Mineralogy and petrology of Mishu granitoid massif (southwest of Marand, East Azerbaijan province) and its geodynamic importance. Proceedings of the Sixth Conference of the Geological Society of Iran, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran. (in Persian)
- Moayyed, M. and Rezaei Moghadam, M.H., 2005. Geodynamic importance of Tabriz fault and its role in crustal evolution of Iran. Proceedings of the International Conference on Land Hazards - Natural Disasters and Strategies to Deal with them, University of Tabriz, Tabriz, Iran. (in Persian)
- Mufti, M.R.H., 2001. Age geochemistry and origin of peraluminous A-type granitoids of the Ablah-Shuwas pluton, Ablah graben, Arabian Shield. *Acta Mineralogica- Petrographica*, 42(1): 5–20. Retrieved January 2, 2022 from
http://acta.bibl.u-szeged.hu/39423/1/mineralogica_042.pdf#page=7
- Nabavi, M.H., 1979. Introduction to Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Patino Douce A.E., 1998. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: A. Castro, C. Fernández, and J.L. Vigneresse (Editors), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. *Journal of the Geological Society, Special Publications*, 168(1): 55–75.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- 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(4): 956–983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Petro, W.L., Vogel, T.A. and Willboard, J.T., 1979. Major elements chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chemistry Geology*, 26(3–4): 217–235.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(79\)90047-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(79)90047-0)
- Schandl, E.S. and Groton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642.
<http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shahzeidi, M., Moayyed, M., Arai, S., Pirnia, T. and Ahmadian, J., 2012. Geology and geochemistry of Mishu S-type granitoid NW Iran. *Iranian Journal of Petrology*, 3(11): 111–126. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_16107.html?lang=en
- Shirmohammadi, M., Sepahi Gerow, A., Maanijou, M. and Tourkian, A., 2020. Geochemistry and petrogenesis of south Qorveh A-type granitoids (northwest of Sanandaj- Sirjan zone): An evidence for active continental margin tensional tectonic. *Iranian Journal of Petrology*, 11(3): 85–110. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_25571.html?lang=en
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229–1258.
<https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Streckeisen, A., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. *Geologische Rundschau*, 63(3): 773–786.
<https://doi.org/10.1007/BF01820841>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts:

- Implications for Mantle Composition and Processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sylvester, P.J., 1989. Post-Collisional Alkaline Granites. *The Journal of Geology*, 97(3), 261–280. Retrieved January 2, 2022 from <http://www.jstor.org/stable/30068745>
- Taylor, R.P., Strong, D.F. and Fryer, B.J., 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rock. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 77(4): 267–271. <https://doi.org/10.1007/BF00373542>
- Torkian, A. and Niknazar, A., 2022. Geochemistry and tectonic setting of the A-type granitoid in Sanandaj-Sirjan zone: Shirvaneh, NE- Sonqor (Kermanshah Province). *Iranian Journal of Petrology*, 13(1): 1-26. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.123999.1191>
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of continental crust. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1217–1239. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusion in the panzhihua district (Sichuan Province, SW China); implications for subduction related metamorphism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152(1): 27–47. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002>