



Research Article

Petrography, Geochemistry and Tectonic Setting of the Harris Granite Body, Located in Mishu Mountains, Northwest of Iran (Shabestar City)

Farhad Pirmohammadi Alishah *, Assistant Professor, Department of Geology, Shabestar Branch, Islamic Azad University, Shabestar, Iran
petrofarhad@iaushab.ac.ir

Abstract


The Harris granitoid body, as a part of Alborz-Azarbaijan zone, located in the northwestern Iran and west of Shabestar city. The intrusive body cut the Kahar formation and covered by non-conformably Permian sediments. This body is granite- alkali granite in composition with peraluminous to metaluminous nature. Granular and perthite are dominant textures of the studied samples. The rocks under investigated are marked by quartz, K-feldspar, plagioclase as well as biotite, amphibole, pyroxene, apatite, titanite and zircon as minor minerals. The strong Eu negative in the REE diagram points to either the presence of plagioclase in the source or differentiation process of the plagioclase during evolution of the parent magma. As the petrochemical data display, the studied rocks are A-type granitoids, and due to Nb poor, they are compatible with A2- type. In addition, Ba negative anomaly and Rb, Th enrichment relative to Ta and Nb represent the crustal origin of Harris intrusive body. In these granites, Ba shows more negative anomalies than post collision granites and the Zr, Ta, Nb and Yb amounts are somewhat higher than those of post collision granites. The Harris granite body can be regarded as intraplate and non-orogenic granites generated in a post collision tensile environment. Overall, the Harris granitoid possibly originated by partial melting of lower crust with tonalite-granodiorite composition.

Key words: Harris, granite, post collision, magmatism, tonalite-granodiorite

* Corresponding author



سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتی هریس واقع در کوه‌های میشو، شمال‌باختری ایران (شهرستان شبستر)

فرهاد پیرمحمدی علیشاه *، استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد شبستر، دانشگاه آزاد اسلامی، شبستر، ایران

petrofarhad@iaushab.ac.ir

چکیده

توده گرانیتی هریس در شمال‌باختری ایران و باختر شهرستان شبستر رخنمون دارد. از دیدگاه زمین‌شناسی، این منطقه بخشی از پهنه ساختمانی البرز باختری - آذربایجان به‌شمار می‌رود. این توده سازند کهر را قطع کرده و خود با رسوب‌های پرمین با دگرشیمی آذرین‌پی پوشیده شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده آلکالی‌فلدسپار گرانیت با ماهیت متآلومینوس تا پراآلومینوس است. بافت غالب و عمده این سنگ‌ها دانه‌ای و پرتیتی است. کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند و بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و زیرکن از کانی‌های فرعی سازنده آنها به‌شمار می‌روند. بی‌هنجاری منفی Eu در نمودار REE نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز هنگام تکامل ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند گرانیت‌های هریس ماهیت نوع A دارند و به‌علت فقیربودن از Nb، با نوع A₂ همخوانی دارند. همچنین، بی‌هنجاری منفی Ba و غنی‌شدگی Rb و Th نسبت به Ta و Nb نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌هاست. در این گرانیت‌ها Ba به‌هنجاری منفی بیشتری نسبت به گرانیت‌های پس از برخورد نشان می‌دهد و مقدار Zr، Ta، Nb و Yb تا اندازه‌ای از گرانیت‌های پس از برخورد بیشتر است. بر این اساس، توده گرانیتی هریس از نوع گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای و غیرکوهزایی است که در محیط کششی پس از برخورد پدید آمده است. خاستگاه این گرانیت‌ها احتمالاً ذوب‌بخشی پوسته زیرین با ترکیب تونالیتی - گرانودیوریتی است.

واژه‌های کلیدی: هریس، گرانیت، پس از برخورد، ماگماتیسیم، تونالیت - گرانودیوریت

مقدمه

به فرایندهای زمین‌ساختی و ژئودینامیک جالب توجه

هستند (Bonin, 2007; Shahzeidi *et al.*, 2012; Shirmohammadi *et al.*, 2020; Tavakoli *et al.*, 2021; Jamei *et al.*, 2021).

گرانیت‌ها به‌علت فراوانی در پوسته قاره‌ای و ارائه اطلاعات با ارزش از ژرفای زمین و وابستگی تنگاتنگ‌شان

* نویسنده مسئول

دسته‌بندی می‌شوند. گروه A_1 ، نسبت‌های عنصری شبیه به بازالت جزیره‌های اقیانوسی و خاستگاه گوشته‌ای دارد که در پی فعالیت‌های درون‌صفحه‌ای و یا در ارتباط با فعالیت‌های بالآمدگی پس از برخورد، جایگزین می‌شود. گروه A_2 نسبت‌های عنصری شبیه به بازالت‌های جزیره‌های کمانی دارد که از ذوب پوسته‌قاره‌ای با یا بی دخالت گوشته پدید می‌آید (Eby, 1992). بررسی داده‌های ایزوتوپی و عنصرهای کمیاب درباره سنگ‌زایی گرانیت‌های نوع A نشان می‌دهد که این گروه از گرانیت‌ها در پی فرایندهای گوناگونی پدید می‌آیند:

- 1- تبلور بخشی ماگمای بازالتی (Eby, 1992) که در این حالت چه‌بسا تمرکز عنصرها در گوشته پیش از ذوب بخشی در پی فرایندهای دگرنهادی افزایش یافته باشد (Mahood and Hildreth, 1983; Bailey, 1978)
 - 2- واکنش محلول‌های غنی از عنصرهای قلیایی، فلور و کلر یا ماگمای بجامانده در فاز پایانی تبلور ماگما و یا واکنش آنها با گرانیت‌های قدیمی تر روی داده است (Creaser et al., 1981; Taylor et al., 1991)
 - 3- ذوب دوباره سنگ‌های دگرگون‌شده پوسته زیرین (Dehliquist et al., 2010; Harris et al., 1982; Henderson, 1982)
 - 4- ذوب بخشی پوسته‌قاره‌ای با تأثیر دگرنهادی یا بدون تأثیر آن (Clemens et al., 1986; Abdel Rahman, 2006).
- Shahzeidi و همکاران (2012) توسعه گرانیتوئیدی S-type می‌شود در جنوب‌باختری مرند (در میان گسل‌های شمالی و جنوبی می‌شود) را بررسی کرده‌اند. سنگ‌های توده آذرین درونی کوه می‌شود در این منطقه در گروه گرانیتوئیدی نوع S

توده‌های گرانیتی تا آلکالی‌فلدسپار گرانیتی کوه‌های می‌شود که همانند آنها در کوه‌های مورو در شمال‌باختری کشور نیز رخ‌نمون دارند، از توده‌های گرانیتوئیدی هستند که با چرخه کوهزایی هرسینین در ارتباط هستند و بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی آنها در تکمیل اطلاعات زمین‌شناسی شمال‌باختری کشور اهمیت ویژه‌ای دارد و به افزایش آگاهی ما از پیدایش پوسته‌های ایران در طی کوهزایی هرسینین کمک می‌کند (Moayyed and Moazzen, 2002).

Eftekharnejad و همکاران (1991) توده آذرین هریس را هم‌ارز با گرانیت‌های می‌شود در دانسته‌اند. این توده سازند کهر و دولومیت‌های سلطانیه را قطع و دگرگون کرده است. رسوب‌های قاعده پرمین روی سطح فرسایش‌یافته این توده آذرین جای گرفته‌اند و از این رو، سن این توده به پس از کامبرین و پیش از پرمین نسبت داده شده است (Asadian et al., 1994). به باور Moayed و Moghadam (2005) گسل جنوبی می‌شود با شیب رو به شمال گزینه مناسب برای حفظ خط درز پالتوتتیس اول در شمال‌باختری ایران است. افزون بر این، از منطقه قره‌گوز و دیوان‌داغی مجموعه‌های آذرین درونی قلیایی نوع A گزارش شده است که در پی فعالیت‌های کششی پس از برخورد قاره-قاره در منطقه روی داده‌اند (Amini et al., 2007). کانی‌شناسی گرانیت‌های نوع A نسبتاً ساده است؛ اما از آنجایی که میزان عنصرهای قلیایی در ترکیب کانی‌های مافیک آنها (مانند آمفیبول و پیروکسن‌ها) بالاست بیشتر به سوی خانواده سدیک یا پتاسیک گرایش نشان می‌دهند (Henderson, 1982). در حالت کلی، گرانیت‌های نوع A بر پایه خاستگاه‌شان به دو گروه A_1 و A_2

بخش‌های گوناگون این توده، خاستگاه ماگمای سازنده و جایگاه زمین‌ساختی این توده آذرین درونی و در پایان، تعیین نوع گرانیت‌های A و مقایسه آن با گرانیت‌های نوع S و I پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

در پهنه‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، محدوده بررسی‌شده بخشی از پهنه‌های البرز باختری-آذربایجان (Nabavi, 1979)، ایران مرکزی (Stöcklin, 1978)، سلطانیه-میشو (Eftekharnejad *et al.*, 1991) و پهنه مرکزی (Aghanabati, 2004) به‌شمار می‌رود. اما با وجود این پهنه‌بندی، تفاوت‌های آشکاری میان زمین‌شناسی پالئوزویک این منطقه، البرز و ایران مرکزی هست که آنها را از دو پهنه یادشده متمایز می‌کند. این تفاوت‌ها عبارتند از:

الف- دگرشیبی زاویه‌دار میان نهشته‌های پالئوزویک زیرین و نهشته‌های پیش‌رونده پرمین در کوه‌های مورو و میشو؛

ب- گسترش سنگ‌های مافیک و الترامافیک به سن پیش از پرمین در کوه‌های مورو و میشو؛

پ- رخنمون توده گرانیتوئیدی نوع S و همزمان با برخورد قاره-قاره به سن احتمالی هرسی‌نین در کوه‌های میشو (Moayyed and Moazzen, 2002; Moayyed *et al.*, 2005)؛

ت- رخنمون محدوده‌های گرانیتوئیدی نوع A به سن هرسی‌نین در کوه‌های مورو و میشو (Moayyed and Moazzen, 2002; Advay and Qalamqash, 2011) که در دو پهنه البرز و ایران مرکزی شناخته نشده‌اند.

ارتفاعات میشو در شمال باختری کشور، استان آذربایجان شرقی و در شمال شهرستان شبستر و جنوب

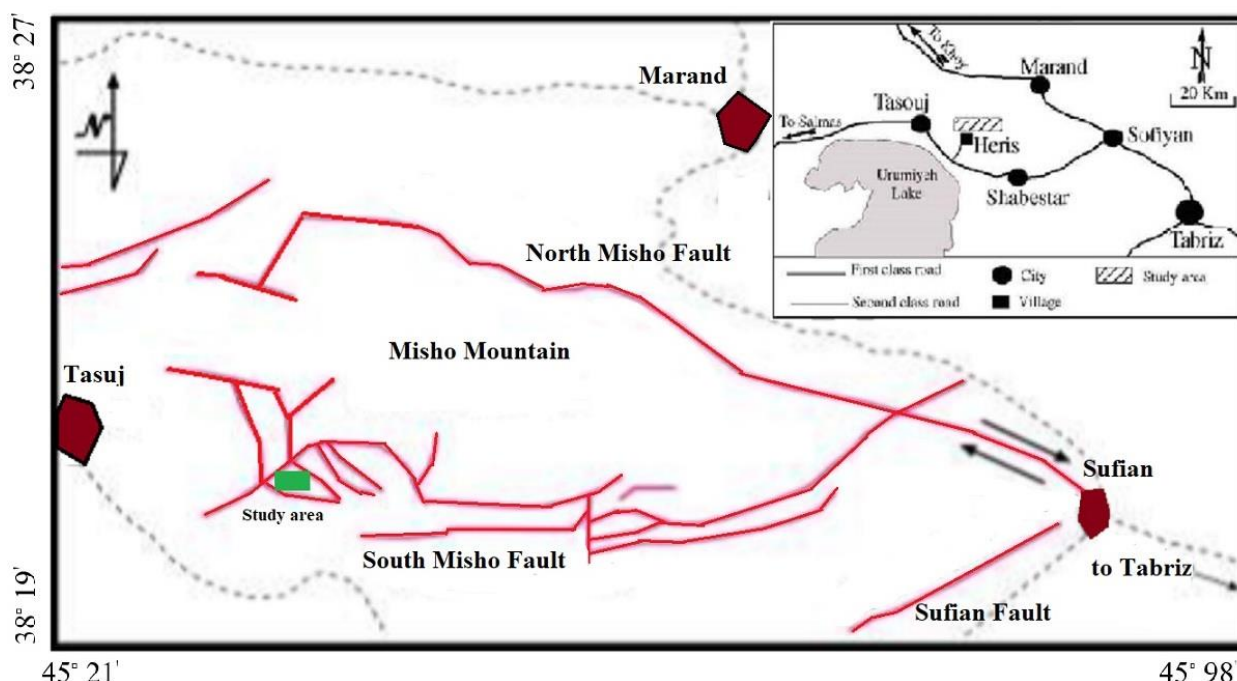
جای می‌گیرند، سرشت کالک‌آلکان پتاسیم‌دار دارند و از نوع پرآلومین هستند. Ahankoub (2012) گرانیت‌های شرق میشو را بررسی کرده است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده، طیفی از سنگ‌های آلکالی‌گرانیت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت است که سرشت مت‌آلومینیوس تا پرآلومینیوس نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی عنصرهای Ba، Nb، Ti، Sr و Eu و غنی‌شدگی در عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE¹) به‌ویژه Rb و Th نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌ها است. سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده گرانیتی هریس را نخستین بار Pirmohammadi Alishah (2005) بررسی کرده‌اند. Advay و Qalamqash (2011) سن پیدایش توده گرانیتی هریس را برپایه داده‌های سال‌سنجی رادیومتری اورانیم-سرب به‌دست آوردند و ویژگی‌های کلی این توده را بررسی کردند. با وجود این، درباره نوع گرانیت‌های A (A₁ یا A₂) و مقایسه این نوع گرانیت‌ها با گرانیت‌های نوع S و I و همچنین، ارتباط با دیگر توده‌های گرانیتی در کوه‌های میشو توضیحی داده نشده است.

از آنجایی که نوع گرانیت‌های A تعیین نشده است و نیز وجود برخی ابهام‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی دیگر درباره توده گرانیتی هریس (مانند ارتباط زمانی توده گرانیتی هریس با توده‌های کناری و فاز کوهزایی ایران)، این توده نیازمند بررسی جامع و همه‌جانبه است تا بخشی از تاریخچه زمین‌شناسی این منطقه و توده‌های گرانیتی مناطق مجاور به‌درستی تجزیه و تحلیل شود. از این‌رو، در این نوشتار برپایه داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی روابط صحرائی حاکم بر بخش‌های مختلف توده آذرین درونی هریس، سنگ‌نگاری و تجزیه زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب، به بررسی ارتباط زایشی میان

¹ Large-Ion Lithophile Element

پركامبرين (سازند كهر) در بخش مركزي و ارتفاعات اصلي آن رخنمون پيدا كرده‌اند و به‌سوي دامنه‌هاي شمالي و جنوبي، سن سازندهاي رخنمون جوان تر شده است. گفتني است مرز بيشتر سازندها و واحدهاي زمين‌شناسي گسله است و اين ويژگي از ويژگي‌هاي ساختارهاي گل‌وار مثبت به‌شمار مي‌رود (Moayyed and Hosseinzadeh, 2011).

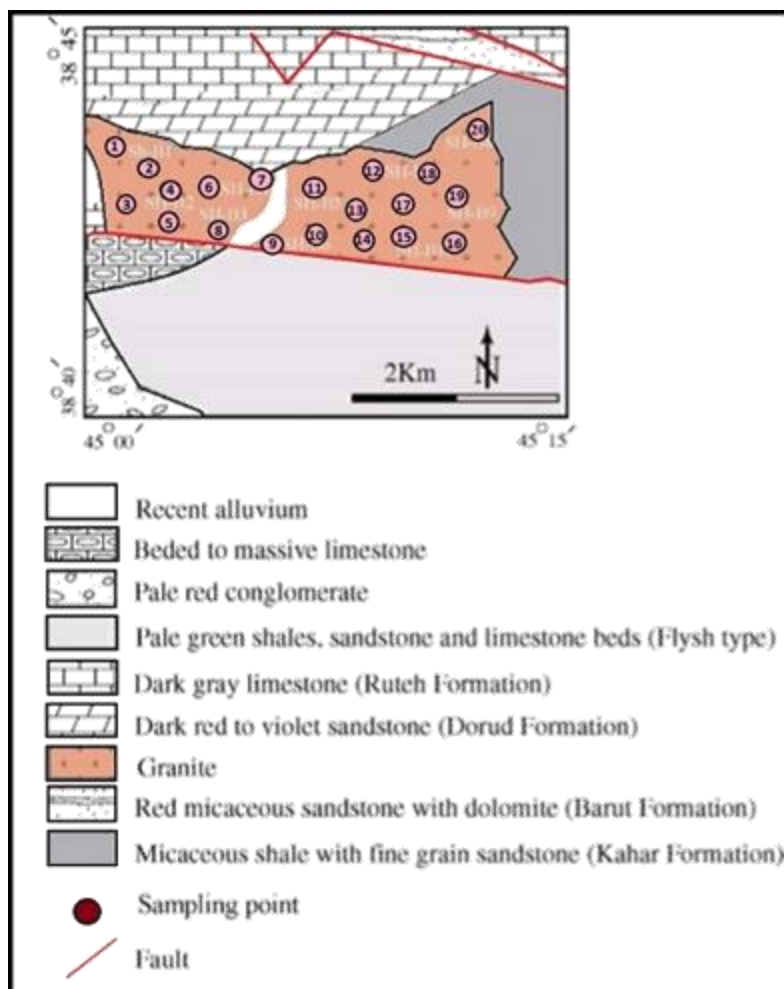
شهرستان مرند جاي داند و ميان دو گسل تبريز در شمال و گسل جنوب ميشو فراگرفته شده‌اند. از آنجايي كه سازوكار گسل تبريز (به عنوان گسل اصلي) فشاري - راست‌گرد و گسل جنوب ميشو فشارشي است، سازوكار اين ارتفاعات گل‌وار مثبت دانسته مي‌شود (Moayyed and Hosseinzadeh, 2011)، (شكل 1). با پيدايش اين ساختار در ارتفاعات ميشو، سنگ‌هاي قديمي به سن



شكل 1- موقعيت گسل‌هاي اصلي در منطقه بررسی شده در كوه‌هاي ميشو در شمال‌باختري ايران (برگرفته از نقشه 1/250000 تبريز-پلدشت) كه ساختار گل‌وار مثبت را به نمايش مي‌گذارند.

در اين منطقه و ديگر بخش‌هاي همجوار، نهشته‌هاي قاعده پرمين روی سطح فرسايش‌يافته اين گرانيت‌ها جاي گرفته‌اند. اين گرانيت دانه‌متوسط تا دانه‌درشت هستند و در نمونه دستي به رنگ سرخ گوشتي يا صورتی ديده مي‌شوند. همچنين، اين گرانيت‌ها به‌دنبال فعاليت‌هاي زمين‌ساختي بسيار خرد شده‌اند؛ به‌گونه‌اي كه در بيشتر بخش‌ها به‌صورت ماسه گرانيتي (دگرساني آرنيتي) ديده مي‌شوند. با توجه به شواهد يادشده سن اين توده پساكامبرين - پيش‌پرمين است.

توده آذرين دروني روستاي هريس ميان سازندهاي وابسته به پركامبرين پاينی و پالئوزويك جايگيري كرده است (شكل 2). سازند كهر به سن پركامبرين در خاور اين گستره برونزد بسياري دارد و سنگ‌شناسي آن بيشتر به‌صورت شيل‌هاي ميكادار، اسليت با ميان لايه‌هاي از آهك دگرگون شده به رنگ روشن و دولوميت تيره‌رنگ است. اين سازند و سازند سلطانيه در پي نفوذ توده گرانيتوييدي دگرگون شده و به هورنفلس تبديل شده‌اند (Eftekharnajad et al., 1991).



شکل 2- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده توده آذرین درونی هریس (برگرفته از نقشه 1:100000 ورقه مرند).

روش انجام پژوهش

به طور کلی، انجام این پژوهش شامل دو مرحله بازدیدهای صحرائی و بررسی‌های آزمایشگاهی است. در بررسی‌های نخستین و بازدیدهای صحرائی، شمار 150 نمونه سنگی از توده‌های آذرین درونی (گرانیتویدی) هریس برداشته شد و از این نمونه‌ها، شمار 110 مقطع نازک میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری تهیه شد. سپس، شمار 20 نمونه برای انجام تجزیه زمین‌شیمیایی به روش سنگ کل به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا فرستاده شد. تجزیه اکسید عنصرهای اصلی به روش ذوب

لیتیم بورات² و طیف‌سنج نشری پلاسمای جفتیده القایی (ICP-ES) انجام شد. در این روش، مقدار اکسیدهای عنصرهای اصلی برپایه درصدوزنی اندازه‌گیری می‌شود. دقت اندازه‌گیری برای عنصرهای اصلی در این روش $\pm 0/01$ درصدوزنی بوده است. همچنین، در این روش، میزان مواد فرار به‌صورت L.O.I. با دقت $\pm 0/01$ درصد اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری مقدار عنصرهای فرعی و کمیاب از روش ذوب لیتیم‌بورات و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفتیده القایی (ICP-MS) بهره گرفته شده است. در این روش، مقدار عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب برپایه

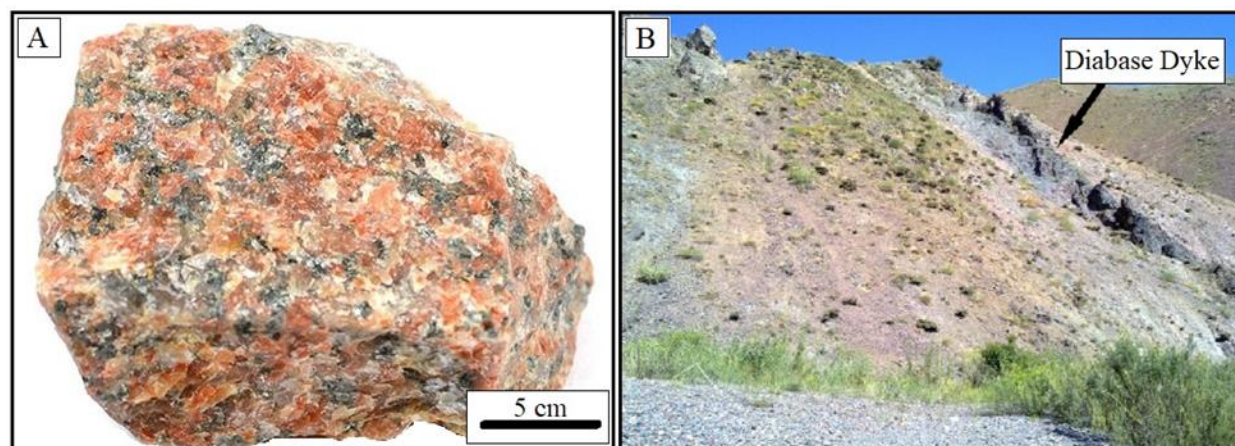
² Lithium Borate Fusion

آذرین درونی هریس (مانند رنگ، بافت و ترکیب سنگ‌شناسی) نسبتاً یکسان و مشابه هستند. این سنگ‌ها به رنگ سرخ گوشتی یا صورتی در منطقه رخمون دارند (شکل 3-A) و بیشتر به صورت سنگ‌های دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه‌ای هستند که با دایک‌های مافیک قطع شده‌اند (شکل 3-B).

ppm یا بخش در میلیون اندازه‌گیری شده است. آستانه آشکار سازی این عنصرها، بسته به نوع عنصر، از نزدیک به 0/01 ppm تا 10 ppm متغیر بوده است (جدول 1).

بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری در توده

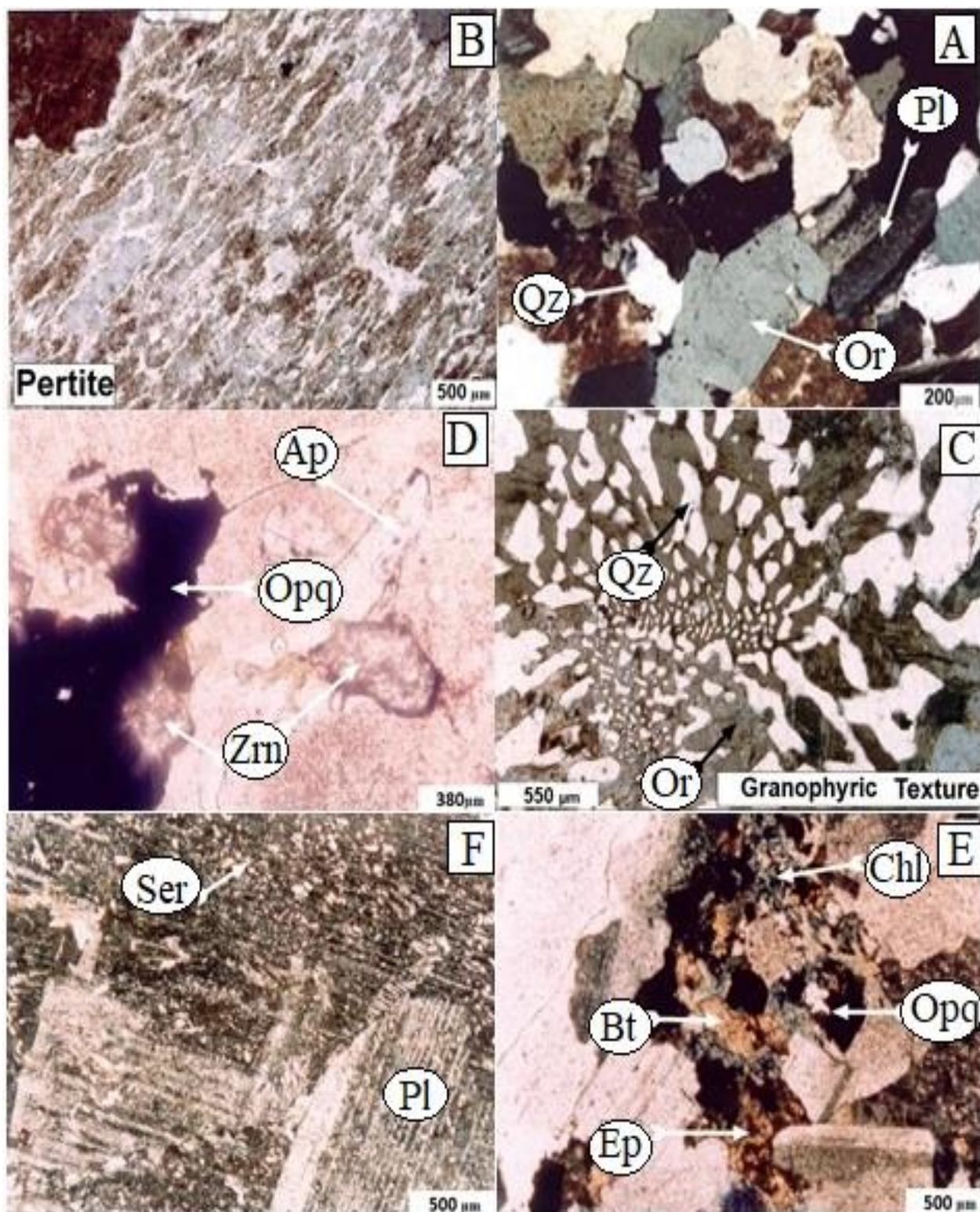


شکل 3- (A) نمونه دستی؛ (B) دایک مافیک درون گرانیت روستای هریس

و به صورت مات و ابری دیده می‌شوند (شکل 4). با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و بافت، این سنگ‌ها را به دو گروه پرتیت‌گرانیت و آلکالی‌فلدسپارگرانیت دسته‌بندی می‌کنند (Eby, 1989; Le Maitre, 1989; Katzir et al., 2006).

بر پایه رده‌بندی مودال (Streckeisen, 1974)، این سنگ‌ها از نوع آلکالی‌فلدسپار گرانیت هستند. بیوتیت‌های قهوه‌ای که به صورت پولک‌های بی‌شکل در این مقطع‌ها دیده می‌شوند از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن و فقیر از منیزیم با ترکیب سیدروفیلیت هستند که گاهی با اکسیدها و میکاهای ثانویه، با ترکیب حد واسطه بیوتیت و مسکوویت جایگزین شده‌اند (Ahankoub et al., 2012) (شکل‌های 4-D و 4-E).

بافت غالب آنها دانه‌ای هم‌بعد تا ناهم‌بعد با فنوکریستال‌های ارتوکلاز است که در زمینه‌ای از کانی‌های کوارتز، اورتوکلاز و پلاژیوکلاز جای گرفته‌اند. فنوکریستال‌های اورتوکلاز ماکل کارلسباد، بافت پرتیتی و گرانوفیری حاصل از هم‌رشدی کوارتز و اورتوکلاز دارند. در این سنگ‌ها به ندرت کانی‌های مافیک بیوتیت و هورنبلند یافت می‌شوند. بیشتر این سنگ‌ها اکسید آهن دارند که میان کانی‌های اصلی پراکنده شده‌اند. کانی‌های فرعی در این نمونه‌ها بیشتر شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و اکسیدهای آهن، و کانی‌های فرعی بیشتر شامل کلریت و کلسیت هستند. بیشتر فنوکریستال‌های ارتوکلاز و پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی با کائولینیت و سریسیت جایگزین شده‌اند



شکل 4- تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتی هریس: (A) بافت دانه‌ای؛ (B) پرتیت؛ (C) بافت گرانوفیری؛ (D) زیرکن و آپاتیت (در PPL)؛ (E) کلریت‌های ناشی از دگرسانی بیوتیت (در PPL)؛ (F) پلاژیوکلازهای سریسیت‌شده (در PPL) (نام اختصاری کنی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (2010))

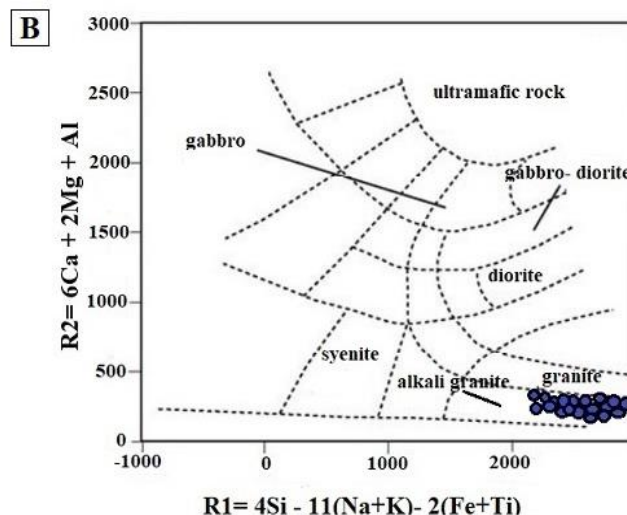
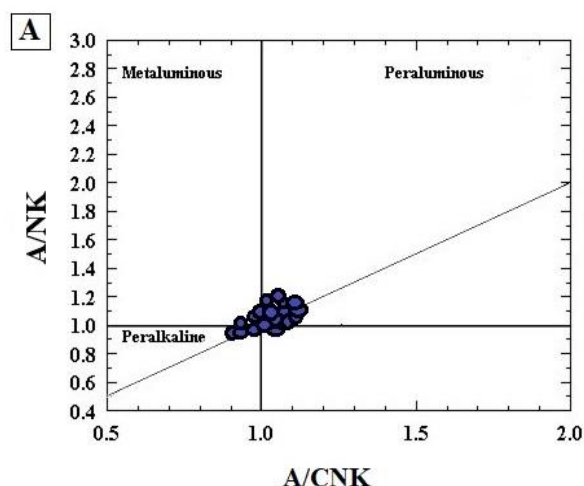
جدول 1- داده‌های عنصرهای اصلی (بر پایهٔ Wt.%) به روش ICP- ES و عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (بر پایهٔ ppm) به دست‌آمده از تجزیهٔ زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین روستای هریس به روش ICP- MS

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 ₃ t	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
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
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

جدول 1- ادامه

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
La	39.5	44.7	75.1	56.2	63.4	61.2	75.7	54.2	53.5	44.2
Ce	101	182	30	159	143	74	96	107	117	132
Pr	9.72	9.38	16.54	12.26	11.24	14.55	15.11	13.12	10.36	10.14
Nd	31.4	36.2	55.2	44.3	39.1	46.5	51.3	46.2	41.5	32.6
Sm	9.03	6.75	11.2	10.23	11.07	10.3	10.24	9.14	9.1	8.02
Eu	0.17	0.16	0.19	0.21	0.23	0.18	0.30	0.26	0.22	0.19
Gd	10.1	9.8	10.92	10.01	9.65	9.32	9.85	10.21	9.42	7.23
Tb	1.65	1.41	1.57	1.68	1.82	1.56	1.42	1.56	1.51	1.02
Dy	10.6	8.25	9.21	9.23	11.02	8.45	7.36	10.54	9.02	7.36
Ho	2.5	2.11	1.82	2.32	2.21	1.68	2.69	1.85	2.21	1.71
Er	6.85	3.59	6.1	7.9	7.57	4.56	4.25	6.12	5.47	4.29
Tm	0.87	0.75	0.68	0.85	1.33	0.84	0.62	0.75	0.69	0.61
Yb	6.68	5.26	4.14	6.49	8.85	4.27	4.5	5.64	6.21	4.33
Lu	1.3	0.42	0.64	0.85	1.31	0.65	0.7	0.65	0.52	0.65
Ba	61	61	145	79	207	58	42	60	161	27
Ga	19	24	18	16	15	14	18	19	20	15
Hf	16	19	24	20	15	18	23	15	16	19
Nb	16	31	18	23	22	27	20	21	25	17
Pb	32	17	17	18	25	32	19	39	26	22
Rb	217	206	237	203	235	201	294	211	288	205
Sn	12	6	11	13	8	7	6	8	6	7
Sr	18	24	29	29	39	14	33	19	28	19
Ta	4.7	3.6	3.8	4.2	6.1	5.2	3.2	2.8	2.9	2.9
Th	26	40	29	31	12	29	22	34	22	30
Y	37	40	36	37	29	38	26	39	33	38
Zr	241	195	280	246	228	245	150	136	236	126

به MgO ، با نسبت بالای $FeO/(FeO+MgO)$ را دربر می‌گیرند. برای سنگ‌های آذرین درونی و سنگ‌های متعلق به مجموعه‌های افیولیتی روش پیشنهادی Le Maitre (1976) برای تفکیک اکسید آهن فرو (FeO) و فریک (Fe_2O_3) به کار برده می‌شود. برپایه این روش هنگامی که آهن در داده‌های تجزیه به صورت FeO^+ ارائه شود، فرمول‌های $Fe=(K.FeO)/(0.1K+0.9)$ و $Fe_2O_3=(FeO^+-FeO)/0.9$ ارائه شده باشد، فرمول‌های $FeO=(K.Fe_2O_3^+)/(0.1K+1)$ و $Fe_2O_3=Fe_2O_3^+-1.1FeO$ به کار برده می‌شوند.

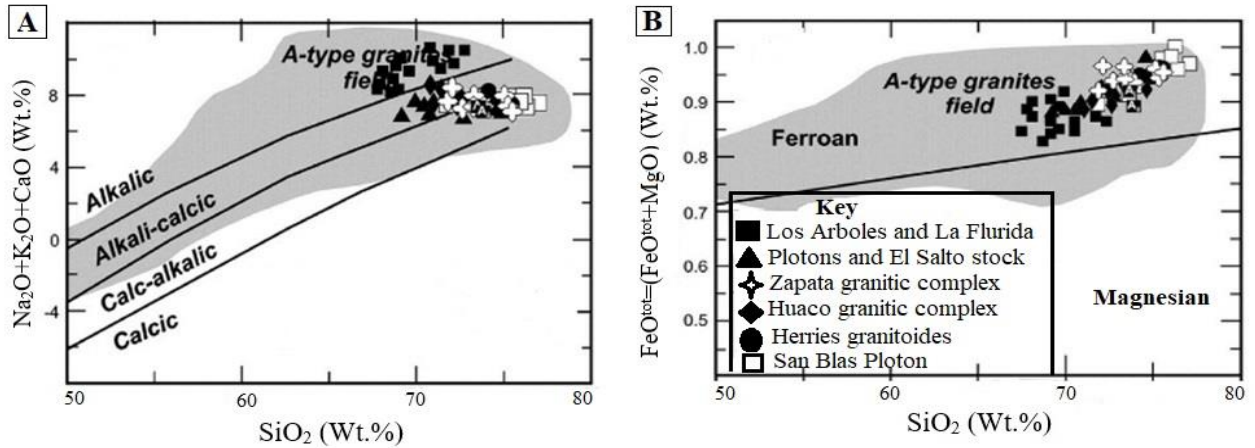


شکل 5- رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین روستای هریس برپایه نمودار: (A) A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943) و (B) $R1$ در برابر $R2$ (De La Roche et al., 1980)

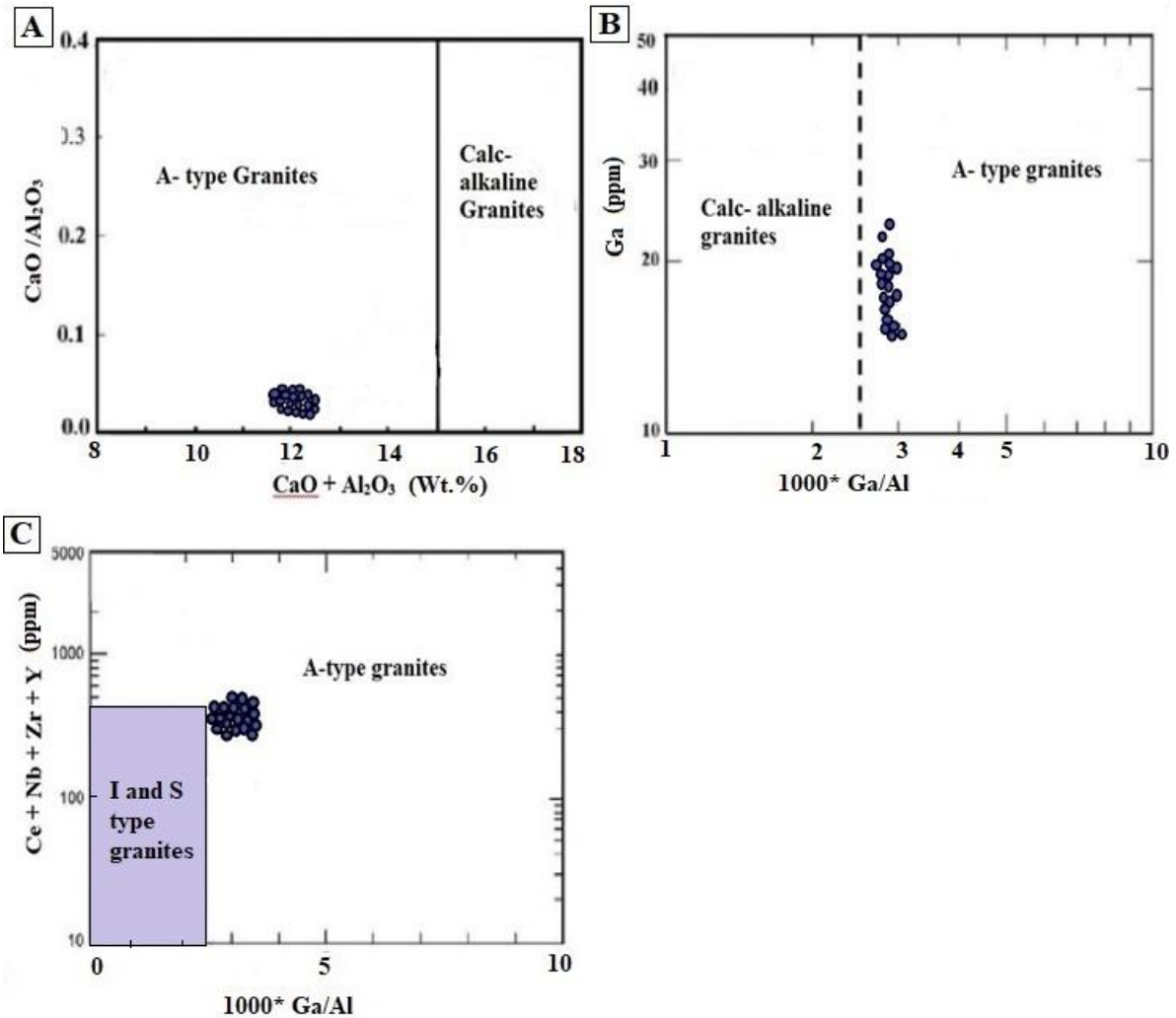
نورماتیو فوق‌اشباع از سیلیس به‌شمار می‌روند. در نمودار تفکیک گرانیتهای برپایه $10,000 \times Ga/Al$ در برابر $Ce+Nb+Zr+Y$ ، نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده نوع A جای می‌گیرند (شکل 7-A). در نمودار $10,000 \times Ga/Al$ در برابر Ga سنگ‌های بررسی‌شده در محدوده گرانیتهای نوع A جانمایی می‌شوند (شکل 7-B)، همچنین، نمودار نسبت $CaO+Al_2O_3$ در برابر CaO/Al_2O_3 نیز نکته یاد شده را تایید می‌کند (شکل 7-C).

برپایه رده‌بندی کاتیونی (شکل 5-A)، نمونه‌های بررسی‌شده در گستره گرانیتهای قلیایی جای دارند که این نکته با ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگی توده هماهنگ است. در نمودار شاخص آلومینیم (Shand, 1943) که در آن معیار شاخص $ASI=1$ است، این سنگ‌ها تقریباً در مرز سه‌تایی جای می‌گیرند، و برپایه شاخص $ASI: 1/1$ (برگرفته از Chappell and White (1992)) غالب نمونه‌ها در محدوده پرالومین جای می‌گیرند (شکل 5-B). در واقع، این سنگ‌ها گرانیتهای پرالومینوس تا متالومینوس هستند که مونوزگرانیتهای فقیر از CaO و غنی از FeO^+ نسبت

این سنگ‌ها در نمودارهای SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (شکل 6-A) و $CaO/(FeO^++MgO)$ (شکل 6-B)، روند قلیایی-کلاسیک و آهن‌دار همانند گرانیتهای نوع A (که در زاپاتا هم سن بلاس و اوس اربولوس در آرژانتین (Landenberger and Collins, 1996) بررسی شده‌اند) نشان می‌دهند (King et al., 2001; Frost et al., 2002). این سنگ‌ها نسبت $A/CNK < 1$ ، $NK/A > 1$ ، مقادیرهای Na_2O+K_2O بالا و مقادیرهای Al_2O_3 ، MgO و CaO کمی دارند و با 20-30 درصد کوارتز



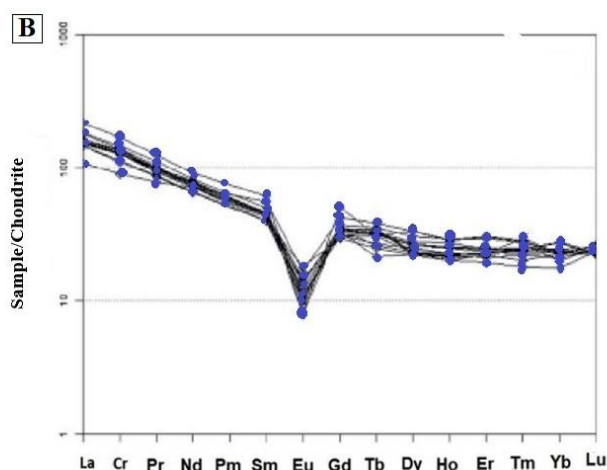
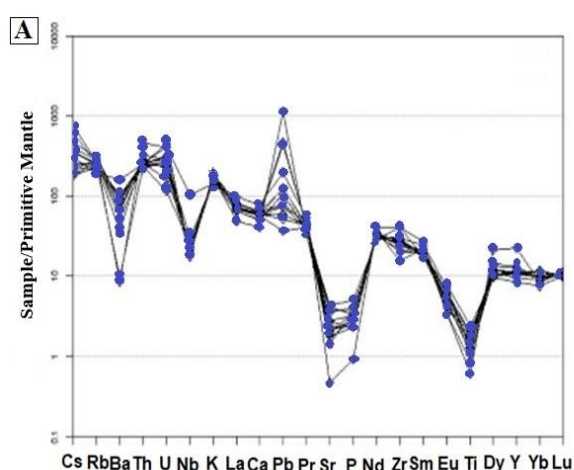
شکل 6- ترکیب گرانیت‌های روستای هریس در: (A) نمودار درصدوزنی SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O-CaO (Bonin, 2007)؛ (B) نمودار رده‌بندی برپایه درصدوزنی SiO_2 در برابر $FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)$ (Bonin, 2007) داده‌های شاهد برگرفته از (Landenberger and Collins, 1996) هستند.



شکل 7- (A) نمودار درصدوزنی $CaO+Al_2O_3$ در برابر CaO/Al_2O_3 (Shand, 1943; Konopelko *et al.*, 2007)؛ (B) نمودار $10,000 \times Ga/Al$ در برابر Ga (King *et al.*, 2001)؛ (C) نمودار جدایشی $10,000 \times Ga/Al$ در برابر $Ce+Nb+Zr+Y$ گرانیت‌ها (Frost *et al.*, 2001).

کندریت بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهند (شکل 8- A). همچنین، در نمودار بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه، گرانیتهای بررسی شده تهبی شدگی از Ba, Sr, Ti و Nb غنی‌شدگی از Rb و Th دارند (شکل 8- B) (Sun and Patino Douce, 1998; McDonough, 1989).

بی‌هنجاری منفی Eu و نسبت بالای Ga/Al در نمونه‌های بررسی شده نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز هنگام تبلور ماگمای سازنده است (Dahlquist *et al.*, 2010; Torkian and Niknazar, 2020). همچنین، محتوای REEs نمونه‌ها در نمودار بهنجارشده به ترکیب



شکل 8) ترکیب گرانیتهای روستای هریس در: (A) نمودار تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار تغییرات فراوانی (عنکبوتی) REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989).

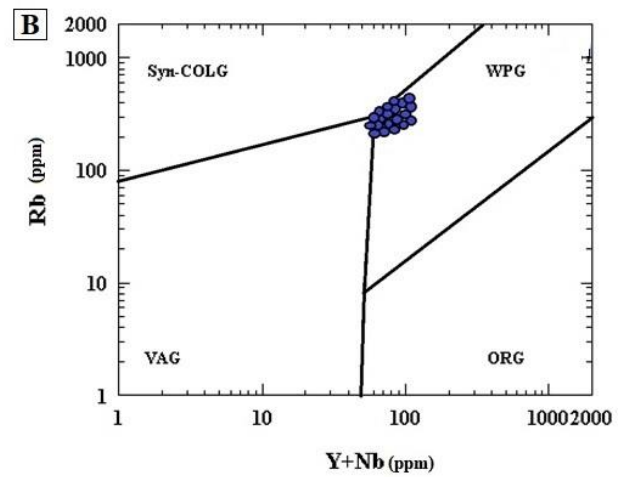
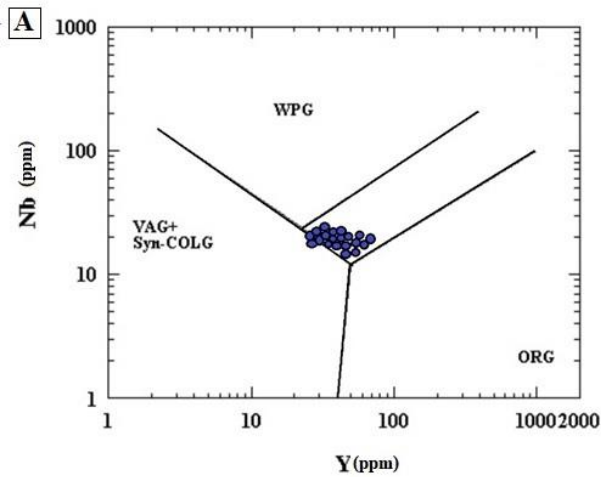
بر پایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی، گرانیتهای بررسی‌شده روستای هریس از نوع گرانیتهای A هستند. این گرانیتهای برخلاف دیگر گرانیتهای (I و S)، در محیط‌های کششی پدید می‌آیند (Nabavi, 1979; Mahood and Hildreth, 1983). در میان این محیط‌های کششی می‌توان دو محیط کششی پس از برخورد و کشش‌های وابسته به پیدایش کافت را نام برد (Ahankoub, 2012; Ahmadi Khalaji *et al.*, 2014). پدیدآمده در این دو محیط رفتار زمین‌شیمیایی متفاوتی دارند؛ به‌گونه‌ای در نمودارهای چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گرانیتهای کافت اقیانوسی یا ORG³ (Pearce *et*

1984)، نسبت از هم باز شناخته می‌شوند. در گرانیتهای وابسته به محیط‌های کششی پس از برخورد، عنصر Ba بهنجاری منفی بیشتری را نسبت به گرانیتهای وابسته به کشش‌های کافتی نشان می‌دهد. مقدار عنصرهای Ta, Zr, Nb و Yb در گرانیتهای پس از برخورد تا اندازه‌ای بیشتر از گرانیتهای به پیدایش کافت وابسته است (Mahamed, 2020). بر این اساس توده گرانیتهای هریس از نوع گرانیتهای درون‌صفحه‌ای است که در پهنه‌های کششی پس از برخورد پهنه‌های فرورانشی پدید آمده و برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها همانند ویژگی‌های جزیره‌های کمانی هستند. همچنین، کاربرد نمودارهای

³ Ocean Ridge Granites

کربونifer پایانی را برای تبلور زیرکن و به پیروی از آن برای سرد شدن توده گرانیتی را نشان می‌دهد. این سن با کَشش‌های آغازین پس از برخورد روی تختگاه پوسته قاره‌ای عربی-ایران سازگار است (Advay and Qalamqash, 2011).

متمایزکننده زمین‌ساختی (Pearce *et al.*, 1984) نیز همین نتیجه را به دست داده است (شکل 9). سال‌سنجی رادیومتری به روش U/Pb (Advay and Qalamqash, 2011) روی کانی‌های زیرکن توده هریس، زمان 306 ± 34 میلیون سال پیش معادل



شکل 9- نمودارهای تمایز زمین‌ساختی بر پایه عنصرهای کمیاب (Pearce *et al.*, 1984).

پروآلمینیوس تا متآلومینیوس نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی Ba, Nb, Ti, Sr و Eu و غنی‌شدگی در LILE، به ویژه Rb و Th، نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌هاست. همچنین، عنصرهای Ce و Sm نسبت به عنصرهای مجاور خود غنی‌شدگی نشان می‌دهند. از چنین غنی‌شدگی انتخابی به نام تسلط پوسته‌ای یاد شده است (Pearce *et al.*, 1984) و چنین الگویی تسلط پوسته‌ای درون صفحه‌ای نوع A است که با توجه به تهی‌شدگی از Nb، به گروه A₂ وابسته است. با توجه به حضور گسترده پرتیت در این سنگ‌ها، ماگمای سازنده این سنگ‌ها ماگمای خشکی بوده است. افزون بر این، مقادیر بالای HFSE، خشک بودن خاستگاه ماگمای سازنده را تایید می‌کند (Whalen *et al.*, 1987; Bonin, 2007; Zhao and Zhou, 2007).

بحث و بررسی

در گرانیت‌های بررسی شده گرچه کانی‌های مافیک قلیایی مانند اژیرین - اوژیت و ریبکیت - آرفودسونیت دیده نمی‌شوند؛ اما همه داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند سنگ‌های گرانیتی هریس سرشت A-type دارند. مقایسه توده گرانیتی خاور میشو با توده گرانیت هریس نشان می‌دهد این توده طیفی از سنگ‌های قلیایی گرانیت - مونزوگرانیت - سینوگرانیت دارد. بافت غالب در این نمونه‌ها دانه‌دار هم‌بعد تا ناهم‌بعد پرتیتی و گرانوفیری است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها نیز شامل کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و زیرکن هستند که همانند گرانیت‌های بررسی شده در این مقاله هستند. این توده ترکیب آلكالی‌فلدسپار گرانیت دارد و سرشت

گرانیت‌های A و I مقاداری همپوشانی نشان می‌دهند، اما این مقادارها برای نمونه‌های گرانیت هریس شباهت بسیاری به نوع A دارند؛ به‌ویژه مقدار HFSE که تحت تأثیر دگرسانی کمتری بوده است (Aliani *et al.*, 2012).

در جدول 2 برخی مقادارهای میانگین عنصری و نسبت‌های بین‌عنصری برای گرانیت‌های نوع A و I (Whalen *et al.*, 1987) با میانگین نمونه‌های گرانیت هریس مقایسه شده است. همان‌گونه که در جدول 2 دیده می‌شود با اینکه برخی مقادارها در

جدول 2- مقایسه برخی مقادارهای میانگین در ترکیب نمونه‌های گرانیت روستای هریس با برخی از مهم‌ترین مقادارهای میانگین ترکیب گرانیت‌های نوع I و A (Whalen *et al.*, 1987)، میانگین ترکیب پوسته (Wedepohl, 1995) و گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995).

	A-type	I-type	Average of continental crust	Numerical range granite in the study area	Average granite in the study area	Primitive Mantle
Na ₂ O+K ₂ O (wt%)	7-11	5-8	5.6	7.46-8.85	8.16	0.4
FeO _t	>2	<3	6.28	1.23-3.20	2.21	8.0
MgO	<0.5	>0.5	3.7	0.4-0.25	0.15	37.8
FeO/MgO	>>4	>4	1.7	3.1-12.8	7.95	0.2
Zr (ppm)	>400	<250	203	201-293	247	10.5
Y	>>25	<40	24	33.1-67.2	50.2	4.3
Zr/Y	>7	<4	8.4	3.8-6.64	5.22	2.4
Nb (ppm)	>>10	<<30	19	18.1-45.2	31.65	0.6
Nb/Y	>0.7	<<0.7	0.7	0.45-0.72	0.59	0.1
La (ppm)	>>30	10-30	30	41.5-82.5	61.8	0.7
Yb	>>2	<<3	2	4.1-7.69	5.9	0.4
Th (ppm)	>10	>4	8.5	13.1-42.3	27.7	0.07
Th/Yb	1-15	>0.3	4.2	1.7-9	5.35	0.2
Th/Y	0.2-1.2	>0.1	0.35	0.7-0.85	0.78	0.01
Ga (ppm)	>18	<18	15	21.1-26.2	23.65	0.4

زمین‌شیمیایی پوسته قاره‌ای و جزیره‌های اقیانوسی دارند و پیدایش آنها را در رژیم زمین‌ساختی پس از کوهزایی (post-orogenic) می‌دانند (Bonin, 2007). شواهد یادشده درباره ویژگی‌های گرانیت‌های A₂ به خوبی درباره نمونه‌های گرانیت بررسی شده در این پژوهش نیز دیده می‌شوند.

از ویژگی‌های مهم گرانیت‌های نوع A، پیدایش آنها در محیط‌های کششی است. این نوع محیط‌های کششی یا به کشش‌های درون صفحه‌ای وابسته به کافت و یا به کشش‌های پس از برخورد وابستگی دارند (Nabavi, 1979; Mahood and Hildreth, 1983). هر دو محیط،

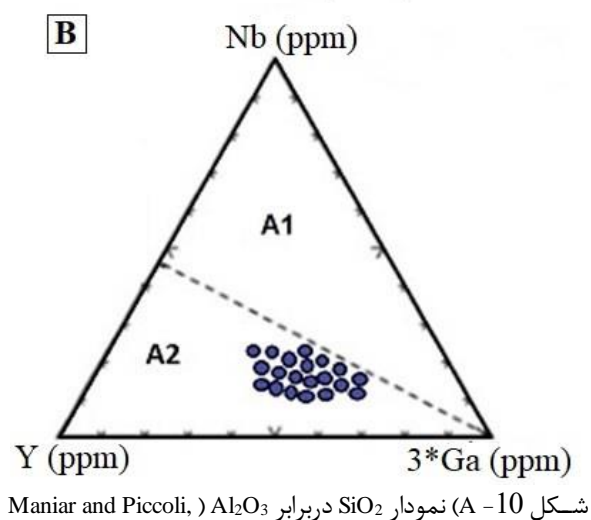
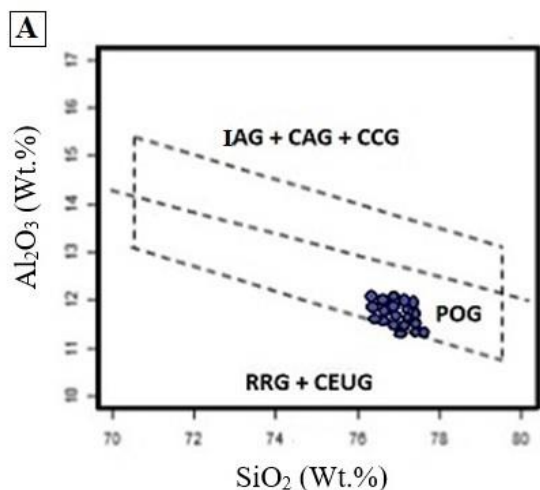
در بررسی‌های Eby (1992)، گرانیت‌های نوع A به دو نوع A₁ (در ارتباط با کافت) و A₂ (در ارتباط با فرورانش) دسته‌بندی شده است (شکل 10-A). همچنین، آن دسته از گرانیت‌های نوع A که در نمودارهای رده‌بندی محیط زمین‌ساختی (شکل 9)، در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG⁴) و در نزدیکی مرز گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG⁵) جای می‌گیرند از Rb، Y، Th و REE غنی و ساب‌سالووس هستند و باید آنها را در گروه گرانیت‌های A₂ دسته‌بندی کرد (Bonin, 2007). این نوع گرانیت‌ها ترکیبی از آثار

⁵ Within Plate Granites

⁴ Volcanic Arc Granites

پ- شکسته شدن تخته^۷ (Davies and Von Blankenburg, 1995).

این فرایندها سبب بالآمدگی و تورم سست‌کرهای شده‌اند که می‌تواند ذوب شود و در نهایت ذوب‌شدگی سنگ‌کره گشته‌ای زیرقاره‌ای^۸ را به دنبال داشته باشد. برپایه نمودارهای شکل 10 و برپایه مقدار عنصرهای Y-Nb-3*Ga، برای جدایش گرانیت‌های نوع A و تشخیص خاستگاه این نوع گرانیت‌ها، نمونه‌های گرانیت هریس در گستره A₂ جای می‌گیرند (شکل 10-A). افزون‌بر این، در نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃ نمونه‌ها در محدوده پس از کوهزایی جانمایی شده‌اند (شکل 10-B).



شکل 10 - A) نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃ (Maniar and Piccoli, 1993)

به‌طور گسترده‌ای با رژیم‌های انبساطی (Chappell and White, 1992) و یا محیط‌هایی که رژیم ترفاشاری به تراکشنی تغییر می‌کند، شناخته می‌شوند (Sylvester, 1989). گرانیت‌های نوع A پس از برخورد از کوهزایی در منطقه‌های گسترده‌ای همراه با کشش و گسل‌خوردگی دیده می‌شوند (Sylvester, 1989).

با توجه به بالابودن Rb باید پذیرفت پوسته قاره‌ای در پیدایش ماگمای سازنده گرانیت هریس نقش بسزایی داشته است. به گفته دیگر، گرانیت‌های قلیایی نوع A پس از برخورد، به دنبال رویدادهای برخوردی پدید می‌آیند و هنگام جایگیری آنها زمین‌ساخت کششی غالب است (Khatib et al., 2014; Toulabi Nejad et al., 2021).

این سنگ‌ها در مقایسه با گرانیت‌های قلیایی غیر کوهزایی سهم بیشتری از سازنده‌های پوسته‌ای را در خاستگاه خود دارند (Zhao and Zhou, 2007). از سوی دیگر، بررسی‌های آزمایشگاهی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند گرانیت‌های نوع A در دمایی بیشتر از همانندهای آهکی-قلیایی پدید می‌آیند (King et al., 2001). این نکته نشان می‌دهد تبلور جدایشی بالا از خاستگاه ماگمایی مافیک نمی‌تواند خاستگاه محتمل برای پیدایش گرانیت‌های نوع A باشد. این گرانیت‌ها در اصل شدیداً تحول یافته هستند (SiO₂ بالا و ترکیب‌های جدایش یافته دارند) و از آلکالی‌ها (Na₂O+K₂O) غنی هستند. همچنین، در عناصر با مقاومت میدانی بالا HFSE و هالوژن‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Petro et al., 1979; Schandle and Gorton, 2002). به باور Eby (1992) سازوکارهای متفاوتی می‌تواند در پیدایش گرانیت‌های A₂ دخالت داشته باشد. سازوکار اصلی در مناطق کششی پس از کوهزایی این گرانیت‌ها را پدید می‌آورند:

الف- لایه‌لایه‌شدگی^۶ سنگ‌کره (Mufti, 2001)؛

ب- انتقال همرفتی سنگ‌کره‌ای (Black and Liegeois, 1993)؛

^۸ Lithosphere Subcontinental Mantle یا SCML

^۶ Delamination

^۷ Slab break off

شده‌اند و سازند سلطانیه با آنها بازتبلور یافته است. از این رو، سن نسبی آنها به پس از کامبرین و پیش از پرمین نسبت داده می‌شود. هریس بر پایه شاخص اشباع از آلومین، توده گرانیتهی ویژگی پرآلومینوس تا متآلومینوس ضعیف دارد. بی‌هنجاری منفی عنصرهای Ba، Nb، Ti، Sr و Eu و غنی‌شدگی از LILE، به‌ویژه Rb و Th، نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌هاست. گرانیتهای هریس ویژگی درون‌صفحه‌ای دارند و مقایسه مقدار میانگین عنصری و نسبت‌های بین‌عنصری گرانیتهای نوع A و I، با میانگین نمونه‌های گرانیتهای هریس نشان داد این مقدارها شباهت بسیاری به گرانیتهای نوع A دارند؛ به‌ویژه در مقدار HFSE که تحت‌تأثیر دگرسانی کمتری بوده است. از این رو، توده گرانیتهی هریس از نوع گرانیتهای درون‌صفحه‌ای نوع A است که با توجه به تهی‌شدگی از Nb به گروه A_2 وابسته است. به گفته دیگر، به احتمال بالا در این منطقه، گرانیتهای قلیایی نوع A پس از برخورد به دنبال رویدادهای برخوردی پدید آمده‌اند و هنگام جایگیری آنها زمین‌ساخت کششی غالب بوده است. نمودار بهنجارشده REE برای این گرانیتهای نشان می‌دهد توده گرانیتهی هریس از خاستگاهی با جدایش پلاژیوکلاز پدید آمد است و یا پلاژیوکلاز در روند تکامل ماگما از ماگمای سازنده جدا شده است؛ به‌گونه‌ای که احتمالاً پیدایش آن پیامد ذوب‌بخشی پوسته زیرین با ترکیب تونالیتی-گرانودیوریتی بوده است.

(1989؛ B) نمودار سه‌تایی Y-Nb-3*Ga (Eby, 1992, 1990). بررسی‌های اخیر نشان می‌دهند ماگماهای نوع A در پی ذوب سنگ مادر تونالیتی-گرانودیوریتی در فشار کم پدید می‌آیند (Patino Douce, 1997). گمان می‌رود این الگوی زایشی برای گرانیتهای هریس نیز پذیرفتنی باشد. این الگو تهی‌شدگی Ba و Sr که از ویژگی‌های گرانیتهای نوع A است را به‌خوبی توجیه می‌کند (Ghoreishvandi et al., 2019). در فشار 4 کیلوبار و ذوب‌بخشی 20 تا 40 درصد، پلاژیوکلاز و ارتوپروکسن فازهای بجامانده از ذوب سنگ مادر آذرین هورنبلنددار هستند. تبلور گسترده پلاژیوکلاز در هنگام فرایند جدایش، تهی‌شدگی از عنصرهای CaO ، Al_2O_3 ، Sr و Eu همانند گرانیتهای نوع A را در پی دارد. گذشته از این، تبلور پلاژیوکلاز غنی‌شدگی Ga نسبت به Al و در نتیجه افزایش نسبت Ga/Al در گدازه‌های گرانیتهی نوع A را به‌دنبال دارد (Malvin and Drake, 1987). از این رو می‌توان گفت سنگ‌های توده گرانیتهی هریس پیامد ذوب‌بخشی پوسته زیرین با ترکیب تونالیتی-گرانودیوریتی هستند.

برداشت

شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی و نمودارهای تمایز ساختگاه زمین‌ساختی در این مطالعه نشان دادند سنگ‌های آذرین هریس آلکالی‌فلدسپار گرانیتهی هستند. این سنگ‌ها با سازند پرمین پوشیده

منابع

- 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, A. and Qalamqash, J. (2011) Petrogenesis and zircon U-Pb radiometric dating in Herris granite (NW Shabestar) East Azarbaijan Province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18(4): 633-646 (in Persian). 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, Iran (in Persian).
- Ahankoub, M. (2012) Petrogenesis and geochemistry of granitoids east of Mishu Mountains, northwest

- of Iran. PhD Thesis, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Department of Geology, Tabriz, Iran (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. *Petrology* 3(10): 65-78 (in Persian). Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16099.html
- Ahmadi Khalaji, A., Sepahvand, F., Sepahi Gerow, A. and Salami, S. (2014) Petrography, mineral chemistry and geochemistry of granitoids of the Samen plutonic complex (SW Malayer, Hamedan). *Iranian Journal of Petrology* 5(18): 77-92.
- 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. *Petrology* 3(9): 1-16 (in Persian). 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). 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, Tehran, Iran (in Persian).
- Bailey, D. K. (1978) Continental rifting and mantle degassing. In: *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts* (Eds. Neumann, E. R. and Ramberg, L. B.) Reidel, 1-13, Reidel, Dordrecht.
- 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 and prospects. *Lithos* 97(9): 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: 163-166.
- 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 orogens. *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)
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandlaube, P. and Marcher, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analysis. *Chemical Geology* 29(1-4): 183-210.
- 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, Tehran, Iran (in Persian).
- 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)
- Ghoreishvandi, H., Sepahi Gerow, A. and Maanijou, M. (2019) Mineral chemistry, geochemistry and petrology of Ay-Qaleh-si intrusive body (east of Takab, NW Iran). *Iranian Journal of Petrology* 10(2): 1-28, <https://doi.org/10.22108/ijp.2019.115738.1121>
- 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, New York, US.
- Jamei, S., Ghorbani M., Jafari, A., Williams, S. and Moayyed, M. (2021) Geochronology and tectonic significance of A-type granite from Misho, NW Iran: Implications for the detachment of Cimmeria from Gondwana and the opening of Neo-Tethys. *Geologica Journal* 56(10): 5275-5289.
- Katzir, A., Eyal, M., Litvinovsky, B. A., Jahn, B., Zanzvilevich, A. N., Valley, W., Beerli, Y., Pelly, I. and Shimshilashvili, E. (2006) Petrogenesis of A-type granites and origin of vertical zoning in the Katharina pluton, Gebel Mussa (Mt. Moses) area, Sinai, Egypt. *Lithos* 87: 328-349.
- Khatib, M., Mohammadi, S., Chung, S. and Zarrinkoub, M. (2014) Petrography, geochemistry and dating for the Takht-e baz granitoid, north-western of Birjand, east of Iran. *Iranian Journal of Petrology* 5(18): 63-76.
- 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>
- 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>
- Le Maitre, R. W. (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford.
- Mahamed, A., Moayyed, M. and Modjjarad, M. (2020) Garmichay S-type granites (northwestern Iran): Whole rock geochemistry, tectonic setting and generation mechanism. *Petrology* 11(1): 53-72 (in Persian), <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. *Geochemica et Cosmochemica 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)
- Malvin, D. J. and Drake, M. J. (1987) Experimental determination of crystal/melt Partitioning of Ga and Ge in the system forsterite-anorthite diopside. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 51: 2117-2128.

- 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)
- 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. 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).
- 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).
- 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, Iran (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: *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* (Eds. Castro, A., Fernández, C. and Vigneresse, J. L.) Special Publications, 168(1): 55-75. *Journal of the Geological Society*, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- Patino Douce, A. E. (1997) Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25: 743-746.
- 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)
- Pirmohammadi Alishah, F. (2005) Petrology and petrography of the igneous mass north of Harris village located in Mishu Mountains (Shabestar city). M.Sc. Thesis, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Department of Geology, Tabriz, Iran (in Persian)
- Schandle, 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. *Petrology* 3(11): 111-126 (in Persian) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16107.html?lang=en
- Shand, S. J. (1943) *The Eruptive Rocks*, Second Edition. John Wiley, New York, US.

- 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. *Petrology* 11(3): 85-110 (in Persian) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_25571.html?lang=en
- Stöcklin, J. (1978) Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229-1258, <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D78645000102C1865D>
- 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: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications, 42(1): 313-345. Geological Society, London, UK. <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>
- Tavakoli, N., Shabaniyan, N., Davoudian, A. R., Azizi, H., Neubauer, F., Asahara, Y., Bernroider, M., James, K. and Lee, W. (2021) A-type granite in the Boein-Miandasht Complex: Evidence for a Late Jurassic extensional regime in the Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 213, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104771>
- Taylor, R. P., Strong, D. F. and Fryer, B. J. (1981) Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rock. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 77(4): 267-271, <https://doi.org/10.1007/BF00373542>
- Torkian, A. and Niknazar, A. (2020) Geochemistry and tectonic setting of the A-type granitoid in Sanandaj-Sirjan zone: Shirvaneh, NE- Sonqor (Kermanshah Province). *Petrology* (in Persian) <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.123999.1191> (in Press)
- Toulabi Nejad, A., Ahamadi Khalaji, A., Ebrahimi, M., Biabangard, H. and Esmaeili, R. (2021) Petrology, geochemistry, source and tectonic setting of Malek Chah Ruyi granitoid (East of Lut Block). *Iranian Journal of Petrology* 12(1): 63-92, <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.124366.1196>
- 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>
- Zhao, H. 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>